



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

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

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA
ROBERTO LOZA ESPEJEL**

**DIRECTOR DE TESIS
ING. JAVIER ARELLANO GIL**



MÉXICO, D.F.

FEBRERO, 2014

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

Roberto Loza Espejel

Director: Ing. Javier Arellano Gil



**Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Febrero de 2014**

Agradecimientos

Con la realización de este trabajo culmina una de las etapas más importantes de mi vida, pues a través de años de esfuerzo y dedicación llego el momento de convertirme en un gran ingeniero geólogo egresado de la máxima casa de estudios, la UNAM de la Facultad de Ingeniería; por tal motivo me gustaría agradecer a:

Dios, por darme el privilegio de vivir y la oportunidad de cumplir el sueño de ser ingeniero.

A mis padres, especialmente a mi mamá Eunice, por brindarme en todo momento su cariño, apoyo y comprensión.

A mi hermana Andrea, por ser mi mejor amiga y por todo el amor que me ha brindado a lo largo de toda mi vida, haciéndome la vida más feliz.

A mis abuelitos Roberto y Nice, que me han dado todo su amor y consejos, los cuales me han servido como guía para ser una mejor persona. ¡Los amo!

A mi tía Adriana, que me ha brindado su cariño y apoyo en todo momento, desde que era un bebé.

A mi primo Edgardo, por ser como un hermano para mí, pues siempre me ha dado su cariño y le ha traído alegría a mi vida.

A mi director de tesis, el Ing. Javier Arellano Gil, por su paciencia, su amistad y su valiosa ayuda en la realización de este proyecto.

A mis sinodales: Dr. Joaquín E. Aguayo, Ing. Javier Arellano Gil, Ing. José Bernardo Martell, Ing. José Luis Arcos, M.C. Noé Santillán, y profesores de la facultad, por transmitirme sus conocimientos para formarme como un excelente ingeniero.

A mis amigos de la facultad: Jesús, Dino, Memazo, Rosa, Canseco, Peje, Gaby... por su apoyo y aliento, así como por los buenos momentos que compartimos durante toda la carrera.

A mis amigos de siempre: Gremlin y Gonzalo, por su apoyo y consejos que me proporcionaron en todo momento.

A mi entrenador de boxeo Alexis Solórzano por enseñarme a nunca darme por vencido y que la disciplina es fundamental para lograr la victoria.

A la M.C. Gabriela Solís Pichardo por brindarme su amistad, apoyarme en todo momento, aconsejarme y transmitirme sus conocimientos.

Al Ing. Fidel Sánchez, por brindarme su apoyo y amistad en estos últimos meses tan importantes para mi desarrollo profesional.

A Nadia Paola, Karina y Lupita por confiar en mí, ofreciéndome su amistad, apoyo y buenos consejos.

A la UNAM, por otorgarme el privilegio y orgullo de ser universitario.

A la Facultad de Ingeniería, pues en sus aulas he vivido la grandiosa experiencia de lograr una formación profesional.

Roberto Loza Espejel

Por mi raza, hablará el espíritu.

Índice

Índice.....	I
Resumen.....	V
Abstract.....	VII
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	1
1.2 Metas.....	1
1.3 Cuencas y su ambiente tectónico.....	2
1.3.1 Introducción.....	2
1.3.2 Estructura de la Tierra.....	3
1.3.3 Zonación composicional de la Tierra.....	4
1.3.3.1 Corteza.....	4
1.3.3.1.1 Corteza oceánica.....	4
1.3.3.1.2 Corteza continental.....	5
1.3.3.2 Manto.....	5
1.3.3.2.1 Manto superior.....	5
1.3.3.2.2 Manto inferior.....	6
1.3.3.3 Núcleo.....	6
1.3.3.3.1 Núcleo externo.....	6
1.3.3.3.2 Núcleo interno.....	6
1.3.4 Zonación reológica de la Tierra.....	7
1.3.4.1 Litósfera.....	7
1.3.4.2 Manto sublitosférico o astenósfera.....	8
1.3.4.3 Mesosfera.....	9
1.3.4.3.1 Capa D''.....	9
1.3.4.4 Endosfera.....	10
1.4 Movimiento de placas.....	10
1.4.1 Límites de placas.....	12
1.4.1.1 Límites divergentes (dorsales oceánicas).....	15
1.4.1.2 Límites convergentes (zonas de subducción).....	16
1.4.1.3 Límites colisionales.....	18
1.4.1.4 Fallas transformes y zonas de fractura.....	18
Capítulo 2. Clasificación de las cuencas sedimentarias.....	21
2.1 Clasificación de las cuencas.....	22
2.2 Mecanismos de subsidencia y potencial de preservación.....	27

2.3 Marco tectónico divergente.....	30
2.3.1 Desarrollo de rift secuencial y separación continental.....	30
2.3.1.1 Rifts continentales	30
2.3.1.2 Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales	31
2.4 Marcos tectónicos intraplaca.....	32
2.4.1 Márgenes continentales intraplaca	32
2.4.1.1 Configuración plataforma-talud-cuenca	32
2.4.1.2 Configuración transformante	33
2.4.1.3 Zonas marginales continentales progradantes	34
2.4.2 Cuencas intracratónicas	34
2.4.3 Plataformas continentales.....	35
2.4.4 Cuencas oceánicas activas.....	35
2.4.5 Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas	36
2.4.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables	36
2.5 Marcos tectónicos convergentes	37
2.5.1 Sistemas arco-trincheras	37
2.5.1.1 Trincheras	38
2.5.1.2 Cuencas por trincheras y taludes.....	39
2.5.1.3 Cuencas de antearco	40
2.5.1.4 Cuencas de intraarco.....	40
2.5.1.4.1 Cuencas oceánicas de intraarco	40
2.5.1.4.2 Cuencas continentales de intraarco	41
2.5.1.5 Cuencas de trasarco	42
2.5.1.5.1 Cuencas oceánicas de trasarco.....	43
2.5.1.5.2 Cuencas continentales de trasarco.....	43
2.5.1.6 Cuencas foreland	44
2.5.1.6.1 Cuencas retroforeland	44
2.5.1.6.2 Cuencas proforeland.....	47
2.5.1.7 Cuencas oceánicas remanentes.....	47
2.5.1.8 Cuencas wedgetop.....	48
2.5.1.9 Cuencas hinterland	49
2.6 Marcos tectónicos transformantes	49
2.6.1 Marcos asociados a fallas de rumbo	49
2.6.1.1 Cuencas transtensionales (pull-apart)	51
2.6.1.2 Cuencas transpresionales.....	52
2.6.1.3 Cuencas transrotacionales	52
2.7 Marcos tectónicos mixtos o híbridos	53
2.7.1 Aulacógenos.....	53
2.7.1.1 Impactógenos	54
2.7.1.2 Cuenca de antepaís roto colisional	55
2.7.1.3 Cuencas halocinéticas	55
2.7.1.4 Cuencas por impacto de meteoritos.....	56
2.7.1.5 Cuencas consecuentes	56
Capítulo 3. Cuencas Foreland	57
3.1 Cuencas debidas a flexión.....	57

3.2	Cuencas Foreland	57
3.2.1	Tipos de cuencas foreland	60
3.2.2	Cuencas pro- y retro-foreland	61
3.2.3	Petrografía de los depósitos de las cuencas foreland	63
3.2.4	Evolución de la cuenca foreland	63
3.2.5	Zonación de las cuencas foreland.....	65
3.3	Dinámica de las cuñas orogénicas	67
3.4	Modelo de cuencas foreland	68
3.4.1	Caso 1: Modelo de carga final	68
3.4.1.1	Evolución estratigráfica	68
3.4.1.2	Historias de subsidencia total.....	69
3.4.2	Caso 2: Modelo de Distribución de Carga	71
3.4.2.1	Onlap de márgenes cratónicos	73
3.4.2.2	Frentes de deformación	73
3.4.2.3	Espesor y profundidad de la cuenca	73
3.4.2.4	Cronoestratigrafía del relleno de cuenca	74
 Capítulo 4. Ejemplos representativos de las cuencas sedimentarias foreland		77
4.1	Ejemplos de México	77
4.1.1	Cuenca de Chicontepec	77
4.1.1.1	Ubicación	77
4.1.1.2	Fisiografía.....	78
4.1.1.3	Marco Geológico Regional.....	79
4.1.1.3.1	Evolución Geológica	79
4.1.1.3.2	Estratigrafía de la Provincia Tampico-Misantla	80
4.1.1.3.3	Marco tectónico-estructural	81
4.1.1.4	Aspectos sedimentológicos-estratigráficos.....	82
4.1.1.4.1	Diagnóstico sedimentológico regional	83
4.1.1.4.2	Diagnóstico estratigráfico-sedimentológico local	83
4.1.1.4.3	Espesores de las megasecuencias.....	87
4.1.1.5	Cuenca Retro-Foreland de Chicontepec	88
4.1.1.6	Sistema Petrolero Chicontepec	90
4.1.1.6.1	Rocas Generadoras	90
4.1.1.6.2	Migración.....	91
4.1.1.6.3	Rocas Almacenadoras	92
4.1.1.6.4	Roca Sello	95
4.1.1.6.5	Trampas.....	95
4.1.1.6.6	Sincronía	97
4.1.1.7	Aspectos económicos.....	98
4.1.1.7.1	Sector Norte	100
4.1.1.7.2	Sector Centro	101
4.1.1.7.3	Sector Sur	102
4.1.1.7.4	Características petrofísicas generales.....	103
4.1.1.7.5	Impacto económico	104
4.1.2	Cuenca de Veracruz.....	105
4.1.2.1	Ubicación	105
4.1.2.2	Fisiografía.....	105
4.1.2.3	Marco Geológico Regional.....	106

4.1.2.3.1	Evolución Geológica	106
4.1.2.4	Estratigrafía de la Cuenca de Veracruz	108
4.1.2.4.1	Modelo sedimentario.....	110
4.1.2.5	Marco tectónico-estructural.....	112
4.1.2.6	Cuenca Retro-Foreland de Veracruz	113
4.1.2.7	Sistema Petrolero de Veracruz	115
4.1.2.7.1	Rocas Generadoras	115
4.1.2.7.2	Migración.....	118
4.1.2.7.3	Rocas Almacenadoras y Sello	118
4.1.2.7.4	Trampas.....	119
4.1.2.7.5	Sincronía	119
4.1.2.8	Aspectos económicos.....	120
4.2	Ejemplos de China.....	123
4.2.1	Cuencas Foreland del oeste y centro de China	123
4.2.1.1	Ubicación	124
4.2.1.2	Marco Geológico Regional.....	124
4.2.1.3	Contraste de la acumulación de gas y aceite de tres tipos de cuencas foreland en China	125
4.2.1.3.1	Rocas generadoras y su evolución	125
4.2.1.4	Cuenca Kuqa como ejemplo de cuencas foreland superpuestas	125
4.2.1.4.1	Evolución Geológica	125
4.2.1.4.2	Roca generadora-almacén-sello	126
4.2.1.4.3	Características de la acumulación de aceite y gas.....	127
4.2.1.5	Oeste de Sichuan como ejemplo de cuenca foreland retrógrada.....	128
4.2.1.5.1	Evolución Geológica	128
4.2.1.5.2	Roca generadora-almacén-sello	129
4.2.1.5.3	Características de la acumulación de aceite y gas.....	132
4.2.1.6	Norte de Qaidam como ejemplo de la cuenca foreland reformativa.....	133
4.2.1.6.1	Evolución Geológica	133
4.2.1.6.2	Roca generadora-almacén-sello	133
4.2.1.6.3	Características de la acumulación de aceite y gas.....	135
Capítulo 5. Conclusiones		137
Bibliografía.....		145

Resumen

Una cuenca sedimentaria en términos generales se define como una región de topografía negativa donde ocurrió subsidencia en la superficie de la Tierra y se acumulan sedimentos que posteriormente forman sucesiones estratigráficas. Las cuencas se pueden clasificar de acuerdo a varios criterios, como su forma o tipo de corteza, sin embargo, la mejor clasificación se da por medio del análisis del límite tectónico al que se asocia cada cuenca (divergente, intraplaca, convergente, transforme, híbrido y mixto) y a su cercanía a dicho límite, basándose en las características de la cuenca al momento de la sedimentación.

En un marco tectónico divergente se tienen las cuencas de rift continental y cuencas oceánicas nacientes, así como en márgenes continentales. En un marco tectónico intraplaca se tienen las cuencas intracratónicas, plataformas continentales, cuencas oceánicas, cuencas asociadas a islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas, entre otras. En un marco tectónico convergente se tiene la mayor cantidad de tipos de cuencas, como son las trincheras, cuencas de antearco, cuencas de intraarco, cuencas de trasarco, cuencas foreland periféricas, cuencas foreland de retro-arco, etc. En un marco tectónico transformante se tienen cuencas pull-apart, transpresivas y cuencas transrotacionales. Por último, en un sistema híbrido se pueden presentar las cuencas de aulacógenos, cuencas halocinéticas, cuencas de impacto por meteoritos, etc.

Las cuencas foreland se definen como cuencas sedimentarias que se forman entre el frente de una cadena montañosa y una zona tectónicamente estable; su formación y evolución se relaciona con los procesos de acortamiento, exhumación y colapso extensional en la cuña orogénica adyacente. Su dimensión perpendicular al frente de la montaña varía de entre 100 a 300 km, dependiendo de la longitud de onda de la compensación isostática, que es función de la rigidez flexural de la litósfera.

Los principales tipos de cuencas foreland son las de retro-arco y periféricas; las primeras se desarrollan en un margen tipo Andino, donde la cuenca en la placa inferior es la trinchera, y la cuenca en la placa superior es la cuenca retro-foreland. Por el contrario, las cuencas foreland periféricas se desarrollan en ambos lados de las cadenas montañosas, en un margen tipo Himalayo, donde la cuenca en la placa inferior se le llama pro-foreland y la cuenca en la placa superior se le llama retro-foreland.

La sedimentación en este tipo de cuencas está dominada por el aporte de sedimentos del cinturón orogénico asociado, sin embargo también hay sedimentación que proviene del lado opuesto de la cuenca, particularmente al inicio, en el desarrollo de la cuenca.

Las cuencas foreland enriquecidas con hidrocarburos son objetivos muy importantes para la exploración petrolera en todo el mundo, pues estadísticamente este tipo de cuenca presenta la tasa de éxito más grande en la exploración petrolera, cerca del 62.6% de las cuencas foreland producen gas y aceite comercial, y 29 de entre las 136 cuencas foreland tienen los campos más grandes de aceite y gas.

En México se tienen dos ejemplos de cuencas foreland: la Cuenca Retro-Foreland de Chicontepec y la Cuenca Retro-Foreland de Veracruz, las cuales se originaron gracias a su relación con la Orogenia Laramide, debido a los esfuerzos compresionales debidos a la interacción de las Placas Farallón y Norteamericana. Ambas cuencas se clasifican como cuencas foreland de retro-arco, asociadas a un margen tectónico de colisión océano-continente.

La Cuenca Retro-Foreland de Chicontepec se rellenó principalmente por sedimentos provenientes de la Sierra Madre Oriental (SMO), de la Plataforma de Tuxpan y del Macizo de Teziutlán. Presenta diversos atributos estratigráficos y paleo-sedimentarios, dividiéndose en tres megasecuencias litoestratigráficas: Inferior, Medio y Superior; las cuales se limitan por cuatro superficies discordantes. La Megasecuencia Media es la principal roca almacenadora de esta cuenca, pues se conforma de gran cantidad de cuerpos lenticulares areno-arcillosos provenientes de flujos turbidíticos.

La Cuenca Retro-Foreland de Veracruz, al igual que la anterior se rellenó principalmente de la SMO por la Sierra de Zongolica, acumulándose los sedimentos dentro de las dos zonas presentes del foreland: el “wedgetop” y el “foredeep” o antefosa. Las principales acumulaciones de hidrocarburos en esta cuenca se encuentran en secuencias de areniscas y conglomerados con facies de canal y abanicos submarinos.

En China, debido a su gran extensión territorial y los múltiples eventos tectónicos a los que se ha sometido presenta grandes cantidades de cuencas foreland, las cuales representan grandes yacimientos de hidrocarburos. Regionalmente se dividen en cuencas foreland superpuestas, retrógradas y reformativas; y cada una de ellas presenta características distintivas del sistema petrolero.

Abstract

A sedimentary basin is defined as a region with a negative topography where occurred a subsidence in the surface of the Earth and a region where is accumulated by sediments that later will form stratigraphic successions. The sedimentary basins can be classified according to several criteria, as its shape or type of crust; however, the best classification is given by the analysis of the tectonic setting associated (divergent, intraplate, convergent, transform, hybrid and miscellaneous) and its closeness to that setting, based on the characteristics of the basin at the time of the sedimentation.

In divergent settings there are the continental rifts, nascent ocean basins and continental margins. In intraplate settings there are intracratonic basins, continental platforms, active ocean basins, oceanic islands, seamounts, aseismic ridges and plateaus, among others. In a convergent setting there are more types of basins, as trenches, forearc basins, intraarc basins, backarc basins, peripheral foreland basins, retroarc foreland basins, and so on. In transform settings there are transtensional basins (pull-apart), transpressional basins and transrotational basins. Finally, in a hybrid setting there are aulacogens, halokinetic basins, bolide basins, etc.

Foreland basins are defined as sedimentary basins that form between the front of a mountain belt and an adjacent craton; the formation and evolution of this type of basins is related to processes of shortening, uplift and extensional collapse in the adjacent orogenic wedge. Its perpendicular dimension to the front of the mountain varies between 100 to 300 km, depending on the wavelength of the isostatic compensation.

The main types of foreland basins are the peripheral and retroarc foreland basins; the first ones develop in both flanks of the mountain belt, on a Himalayan margin, where the basin in the underthrusting plate is called pro-foreland, and the basin in the over-riding plate is called retro-foreland. In the other hand, the retroarc foreland basins develop on an Andine margin, where the basin in the underthrusting plate is the trench, and the basin in the over-riding plate is the retro-foreland basin.

The sedimentation in this type of basins is dominated by the input of sediments of the orogenic belt associated, however, there are also sedimentation that proceed from the opposite side of the basin, particularly at the beginning of develop of the basin.

The foreland basins enriched in hydrocarbon, are important targets to the petroleum exploration around the world, because statistically this type of basin have the highest success ratio in petroleum exploration; about 62.6% foreland basins produces commercial oil and gas flow, and 29 among the 136 foreland basins have large-scale oil/gas fields.

In Mexico there are two examples of foreland basins: Chicontepec Retro-Foreland Basin and Veracruz Retro-Foreland Basin. These basins were originated mainly by the Laramide Orogeny due to the compresional forces produced by the interaction of the Farrallon and North American Plates. Both basins are classified as retroarc foreland basins associated to the tectonic setting of ocean-continent collision.

The Chicontepec Retro-Foreland Basin was filled mainly by sediments eroded by the Sierra Madre Oriental (SMO), Tuxpan Platform and the Teziutlan Massif. This basin has distinct stratigraphic and paleo-sedimentary attributes. This basin is divided by three lithostratigraphic megasequences: Unit 1, Unit 2 and Unit 3; which are limited by four discordant surfaces. The Unit 2 is the main reservoir rock of this basin, because it conform a lot of lenticular bodies of sands coming from turbiditic flows.

The Veracruz Retro-Foreland Basin, as well as the previous one, was filled mainly by the sediments of the SMO by the Sierra Zongolica. The sediments were accumulated within the two foreland zones that have this basin: the wedgetop and the foredeep. The bigger hydrocarbon accumulations in this basin are found in the sequences of sands and conglomerates with canal and submarine fans facies.

In China, due to the large-scale territorial extension and the multiples tectonic events that have been submitted that region; there are several foreland basins which represent big hydrocarbon reservoirs. Regionally, those basins are divided into three structural types: superimposed, retrogressive, and reformative foreland basins, each with distinctive petroleum system characteristics.

Capítulo 1. Introducción

1.1 Objetivos

- ▣ Describir el origen y las principales características geológicas de las cuencas tipo foreland, considerando su importancia económico-petrolera, tomando como referencia los siguientes aspectos:
 - Lugar de formación
 - Forma en la que evolucionan
 - Tipo de sedimentos y espacio de acomodo
 - Estratigrafía
 - Dimensiones
 - Descripción de los yacimientos petroleros
- ▣ Presentar la clasificación de cuencas sedimentarias actualizada, para poder entender su formación, evolución, marco tectónico relacionado y tiempo de vida.
- ▣ Estudiar y documentar ejemplos representativos de yacimientos petroleros nacionales e internacionales en cuencas foreland.

1.2 Metas

- ▣ La meta principal es la de realizar un documento en donde se explique detalladamente todos los aspectos geológicos de una cuenca foreland, para que los alumnos y profesionales interesados en este tema dispongan de una buena fuente de consulta.
- ▣ El realizar este trabajo me servirá como meta personal y profesional, ya que con esto tendré la oportunidad de profundizar y ampliar de manera considerable mis conocimientos tanto de tectónica de placas como de geología estructural, sedimentología, estratigrafía, análisis de cuencas y sistema petrolero, principalmente relacionado a las cuencas foreland.
- ▣ Presentar información actual en español, lo cual es muy importante, puesto que no existe un documento reciente que hable sobre este tema tan importante, con aplicaciones a la exploración de recursos naturales, particularmente para los hidrocarburos.
- ▣ Con el conocimiento y experiencia adquirida con la realización de este trabajo me convertiré en un ingeniero con grandes capacidades para poder laborar profesionalmente dentro de la industria petrolera, tanto nacional, como a nivel internacional en compañías extranjeras, llevando siempre la mentalidad de seguir aprendiendo para crecer personalmente y profesionalmente, sintiéndome orgulloso de ser mexicano, y de ser egresado de la mejor universidad mexicana, la Universidad Nacional Autónoma de México, en la Facultad de Ingeniería.

1.3 Cuencas y su ambiente tectónico

1.3.1 Introducción

Las cuencas sedimentarias son regiones de topografía negativa donde ocurrió subsidencia prolongada en la superficie de la Tierra. Los mecanismos que controlan la subsidencia están principalmente relacionados con la capa de la Tierra conocida como litósfera (Figura 1. 1), donde ocurren procesos de deformación en el campo frágil con condiciones térmicamente frías. La litósfera está compuesta por un número de placas que tienen movimientos relativos en diversas direcciones una con respecto a otra; por lo que las cuencas sedimentarias existen en un entorno ambiental de movimiento de placas.

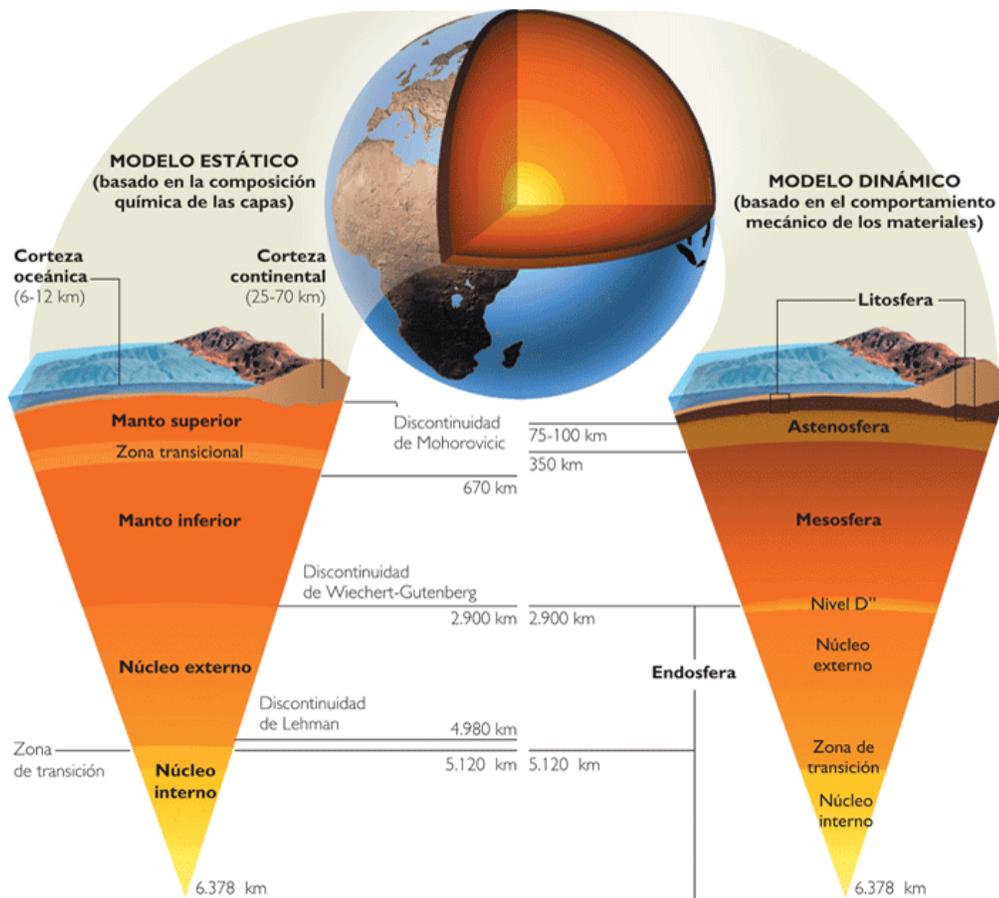


Figura 1. 1. Modelo estático y dinámico de la estructura de la Tierra (Tomado de Arellano, 2013).

El interior de la Tierra se divide en varias zonas composicionales y reológicas. Las principales zonas composicionales corresponden con la corteza, el manto y el núcleo. La corteza se caracteriza por un contenido de rocas de relativa baja densidad, cubierta por una capa sedimentaria. Desde el punto de vista reológico (facilidad con que fluyen las rocas) la Tierra se divide internamente en litósfera, astenósfera, mesósfera y endósfera (Figura 1. 1) (Arellano, 2013); las divisiones mecánicas y reológicas no necesariamente coinciden con las zonas composicionales.

El movimiento relativo de las placas produce deformación, vulcanismo, y sismicidad concentrada a lo largo de sus límites, los cuales se clasifican como límites divergentes, como la expansión de las dorsales oceánicas; límites convergentes, asociados a grandes cantidades de acortamiento, como en zonas de colisión continental; y límites transformes, caracterizados por la deformación a rumbo (strike-slip). Aunque la teoría de tectónica de placas tiene la premisa de que la deformación se concentra a lo largo de los límites de placas, la litósfera continental se deforma más allá de sus límites, y tiene un comportamiento a escala de tiempo geológico más como capas viscosas que con deformaciones rígidas (Centeno, 2012).

Desde el punto de vista de procesos litosféricos hay dos grupos principales de cuencas (Allen y Allen, 2005):

1. Cuencas debidas a la extensión litosférica, y
2. Cuencas formadas principalmente por la flexión de la litósfera continental y oceánica.

1.3.2 Estructura de la Tierra

La estructura interna de la Tierra se conoce principalmente por las ondas compresionales (ondas P) y de cizalla (ondas S) que se reflejan y refractan en los materiales que conforman el interior de la Tierra. Las velocidades de las ondas sísmicas varían dependiendo la presión (profundidad), temperatura, mineralogía, composición química y el grado de fusión parcial de cada capa de la Tierra (Figura 1. 2).

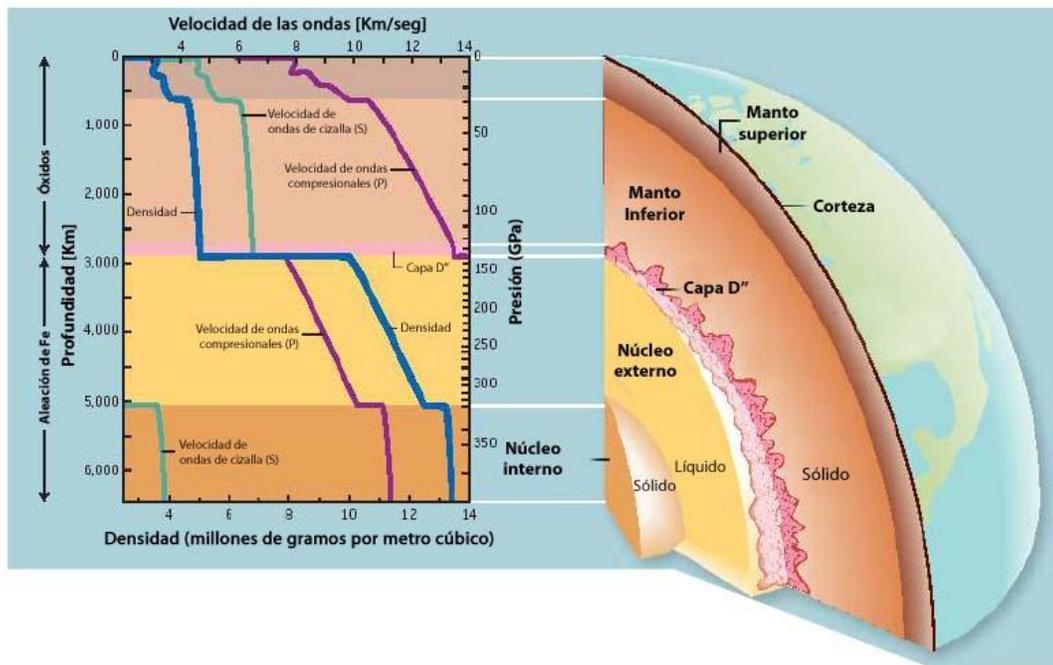


Figura 1. 2. Distribución del promedio de velocidades de ondas P y S, así como la densidad (ρ) promedio de la Tierra (Modificado de Centeno, 2012).

Las velocidades de las ondas sísmicas y la densidad se incrementan rápidamente en la región que se encuentra entre los 200 y 700 km de profundidad (Condie, 2003). Existen tres

discontinuidades sísmicas de primer orden que dividen la Tierra en: corteza, manto y núcleo (Figura 1. 1); estas son: la discontinuidad de Mohorovicic o Moho, definiendo la base de la corteza; la discontinuidad de Wiechert-Gutenberg, definiendo la interfaz manto-núcleo a 2 900 km; y la discontinuidad de Lehman, interfaz núcleo interno/núcleo externo a 5 000 km aproximadamente. El núcleo comprende cerca del 16% del volumen y el 32% de la masa de la Tierra. Estas discontinuidades son el reflejo de los cambios en composición, fase, o ambas. Otros cambios más pequeños, pero también importantes corresponden con los cambios de velocidades a 50-200 km, 410 km, y 660 km; dando lugar a las bases para la subdivisión del manto.

1.3.3 Zonación composicional de la Tierra

1.3.3.1 Corteza

Consiste en la región sobre el Moho y varía en espesor desde 3 km en algunas dorsales oceánicas, hasta 70 km en orógenos colisionales. Es la capa más superficial de la Tierra y se divide en corteza continental y corteza oceánica, las cuales tienen propiedades físicas y composición química distintas (Allen y Allen, 2005).

1.3.3.1.1 Corteza oceánica

La corteza oceánica es delgada, oscilando de aproximadamente 4 a 20 km de espesor, siendo 10 km el promedio general, y con una densidad promedio de 2 900 kg/m³. Comprende varias divisiones que reflejan su forma de creación (Allen y Allen, 2005). A esto se le llama el modelo típico de ofiolitas (Figura 1. 3).

1. **Capa 1:** capa superior de sedimentos sin consolidar a pobremente consolidados, generalmente de no más de 0.5 km de espesor.
2. **Capa 2:** capa intermedia de composición basáltica, consistiendo de lavas almohadilladas, diques basálticos y productos asociados de erupciones submarinas.
3. **Capa 3 y 4:** constituida de gabros en la parte superior al Moho, y de peridotitas en el manto que pueden formar parte de las rocas parentales, que con su diferenciación dan lugar a los basaltos de la capa 2.

Como se observa en la Figura 1. 3, la velocidad de las ondas P aumenta a medida que incrementa la profundidad, además que tiene un cambio en la pendiente al momento de pasar de una capa a otra, debido a su composición, o bien a su estructura (diques, lavas almohadilladas).

La vida de la corteza oceánica es corta, a pesar del hecho que ocupa cerca del 60% de la superficie de la Tierra (3.2×10^9 km²). Esto es debido a que mientras la corteza oceánica se enfría, pasa a ser gravitacionalmente inestable con respecto al manto; el resultado es que se consume por procesos de subducción. Esto explica porqué la corteza oceánica más antigua es de edad Jurásica (150 Ma); comparado con los continentes, ésta tiene una vida muy corta (Centeno, 2012).

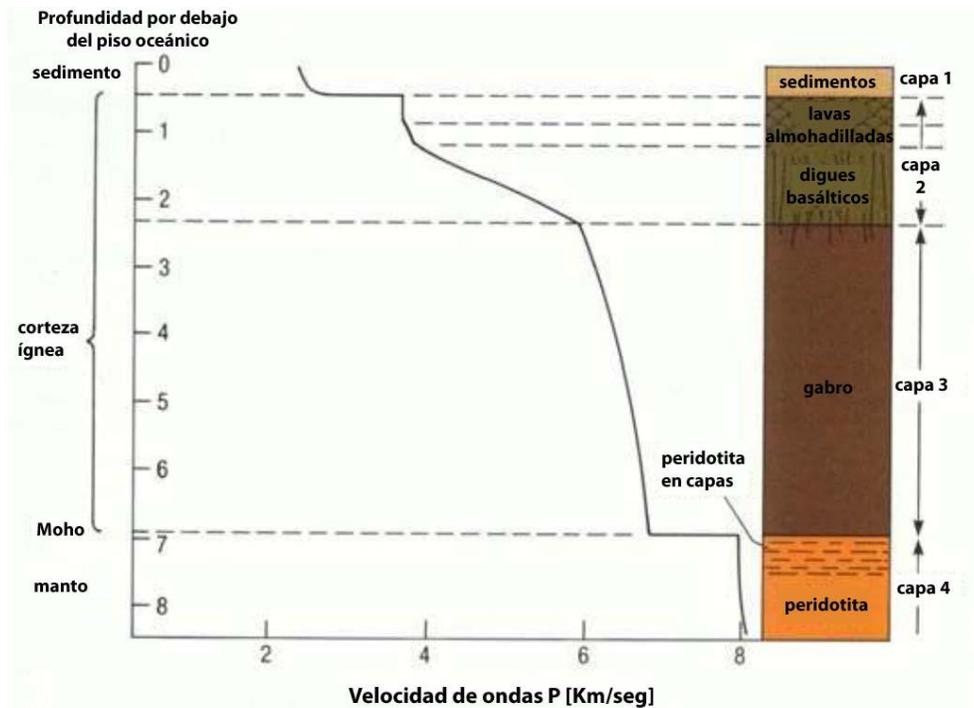


Figura 1. 3. Modelo típico de ofiolitas, mostrando el perfil de velocidades de las ondas P (Modificado de Centeno, 2012).

1.3.3.1.2 Corteza continental

La corteza continental es más gruesa, oscilando de 30 a 70 km de espesor, con un promedio de aproximadamente 35 km (Allen y Allen, 2005), y tiene una densidad media de 2.7 g/cm^3 . Está compuesta por una gran diversidad de rocas, tanto sedimentarias, como ígneas y metamórficas; sus principales elementos son el silicio y el aluminio. Su composición media es equivalente a la de una roca granítica, particularmente la granodiorita. Las edades más antiguas que presentan las rocas son de $\sim 3\,800$ millones de años (Centeno, 2012).

1.3.3.2 Manto

El manto representa aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra, tiene una densidad de 3.3 a 5.7 g/cm^3 , y en cuanto a su composición, está formada principalmente por peridotitas (abundantes en Fe y Mg). Se divide en dos capas: el manto superior y el inferior. El manto superior se extiende hasta cerca de los $680 \text{ km} \pm 20 \text{ km}$, y está marcado por una fase de transición. El manto inferior se extiende hasta el límite exterior del núcleo a $2\,900 \text{ km}$, con un incremento en la densidad con la profundidad (Centeno, 2012).

1.3.3.2.1 Manto superior

Se extiende desde el Moho hasta la discontinuidad de 660 km , e incluye la parte baja de la litósfera y la parte superior de la astenósfera. La región donde se encuentra la discontinuidad que va de 410 km a 660 km , se le conoce como la “zona de transición”. Las discontinuidades son

causadas por dos transformaciones de estado sólido: de olivino a wadsleyita a 410 km, y de espinela a perovskita + magnesiowustita a 660 km (Centeno, 2012).

1.3.3.2 Manto inferior

Se extiende desde la discontinuidad de 660 km a la de 2900 km en el límite manto-núcleo. Se caracteriza por sus incrementos constantes en la velocidad y densidad como respuesta al incremento de la compresión hidrostática. Entre los 220 y 250 km sobre la interfaz manto-núcleo ocurre un aplanamiento en los gradientes de velocidad y densidad, en la región conocida como la capa D'' (Centeno, 2012). El manto inferior también se le conoce como la mesosfera.

1.3.3.3 Núcleo

Es la capa más interna de la Tierra, y forma una esfera de 3 486 km de radio, localizándose entre los 2 900 y 6 378 km de profundidad. Su densidad calculada varía de 10 a 13 g/cm³, con una presión en su centro de un millón de veces más grande que la presión del aire en la superficie, con temperaturas de más de 6 700°C; su composición es una aleación de hierro con níquel y elementos ligeros como el azufre y el oxígeno en menores cantidades (Centeno, 2012).

1.3.3.3.1 Núcleo externo

Representa el 30.8% de la masa de la Tierra, y se encuentra a temperaturas de 4 000-5 000°C con densidades de 10 a 12.3 g/cm³. No transmite ondas S, por lo que se interpreta como un líquido; se extiende desde la discontinuidad de 2 900 km a la de 5 200 km.

Su composición principal es de hierro (Fe) y níquel (Ni), sin embargo, también ocupan un papel muy importante los elementos ligeros como el oxígeno (O) y el sílice (Si), y actualmente también se ha considerado la presencia de azufre (S), carbono (C), potasio (K), fósforo (P) e hidrógeno (H) (Centeno, 2012).

Los materiales de esta capa forman celdas de convección que se mueven a velocidades de ~200 km/h, debido a esto se considera que es el motor generador del campo magnético terrestre (Centeno, 2012), puesto que actúa como un dinamo gigante.

1.3.3.3.2 Núcleo interno

Se extiende desde la discontinuidad de 5 200 km hasta el centro de la Tierra, transmite ondas S, aunque a muy bajas velocidades, sugiriendo que se encuentra muy cerca del punto de fusión.

Representa el 1.7% de la masa de la Tierra, tiene una densidad de ~15 g/cm³, y se encuentra sometido a presiones demasiado altas, que a pesar que sus materiales tienen altísimas temperaturas (5 000-6 000°C), éste no se puede fundir, estando en estado sólido (Centeno, 2012).

Sus características son que el núcleo interno tiene una rotación independiente de la rotación del planeta entero, puesto que gira ligeramente más rápido que el exterior, siendo ~1° cada millón de años (Centeno, 2012).

Las ondas sísmicas que atraviesan esta zona con una dirección norte-sur, tienen una mayor velocidad que las ondas que viajan este-oeste; una explicación a este fenómeno es que las moléculas presentan un arreglo anisotrópico. Su composición es similar a la del núcleo externo.

1.3.4 Zonación reológica de la Tierra

Ésta zonación hace referencia a la respuesta mecánica en relación con la tectónica global. Los parámetros que definen cada una de las capas tienen relación con la presión, temperatura, densidad y estado (líquido o sólido) en que se encuentran.

Las divisiones mecánicas o reológicas del interior de la Tierra no necesariamente coinciden con las zonas composicionales, cuyas características más importantes se describen a continuación.

1.3.4.1 Litósfera

Es la capa más superficial de la Tierra y se comporta como un cuerpo sólido y rígido, con un espesor de 50-300 km, comprendiendo la corteza (la cual resiste esfuerzos como un sólido quebradizo) y la parte superior del manto. La litósfera se mueve sobre la astenósfera, y su parte inferior tiene una idéntica composición a la astenósfera.

La base de la litósfera se delimita por una isoterma característica (1 330°C), y es llamada la 'litósfera termal' o 'litósfera mecánica' (Parsons y Sclater, 1977; Pollack y Chapman, 1977); es donde las rocas del manto se acercan a su temperatura de *solidus*. La parte superior de la litósfera termal puede almacenar esfuerzos elásticos por una escala de tiempo larga, y se refiere a la 'litósfera elástica'. La litósfera continental tiene un perfil de resistencia con la profundidad, lo que sugiere que una zona dúctil existe en la corteza inferior, separando la corteza superior frágil.

La rigidez de la litósfera le permite un comportamiento de una placa coherente, pero sólo la parte superior de la litósfera es suficientemente rígida para retener tensiones elásticas por escalas de tiempo geológico ($\sim 10^7$ años). Debajo de esta litósfera elástica, los procesos de fluencia relajan eficientemente las tensiones elásticas, por lo que hay una diferencia física y conceptual entre la litósfera elástica y termal.

Las litósferas oceánica y continental difieren en su resistencia (Figura 1. 4). La parte más fuerte de la litósfera oceánica se encuentra en el manto entre 20 y 60 km de profundidad, debajo de la cual se vuelve cada vez más dúctil. La litósfera continental, sin embargo, parece estar muy bien zonificada reológicamente. En particular, la zona frágil superior sísmicamente activa superpone generalmente la zona asísmica que se puede deformar por procesos dúctiles. Esta zona dúctil de la corteza media-baja ha sido invocada como un nivel de desprendimiento de las principales fallas corticales superiores (Kusznir y Park, 1987).

La resistencia de fluencia se muestra en las gráficas de la Figura 1. 4, las que están en función de la profundidad. La reología del olivino de la litósfera oceánica proporciona un fuerte núcleo elástico que se extiende a profundidades de más de 50 km. La reología del cuarzo o cuarzo-feldespática de la litósfera continental causa una débil capa dúctil a profundidades similares. Una

segunda transición dúctil-frágil ocurre en el manto litosférico debido al cambio composicional de la reología del olivino. La litósfera elástica es la porción superior que puede almacenar los esfuerzos elásticos por periodos largos de tiempo. La base de la litósfera termal es un límite mecánico separando la relativamente fuerte capa externa de la litósfera de la muy débil astenósfera.

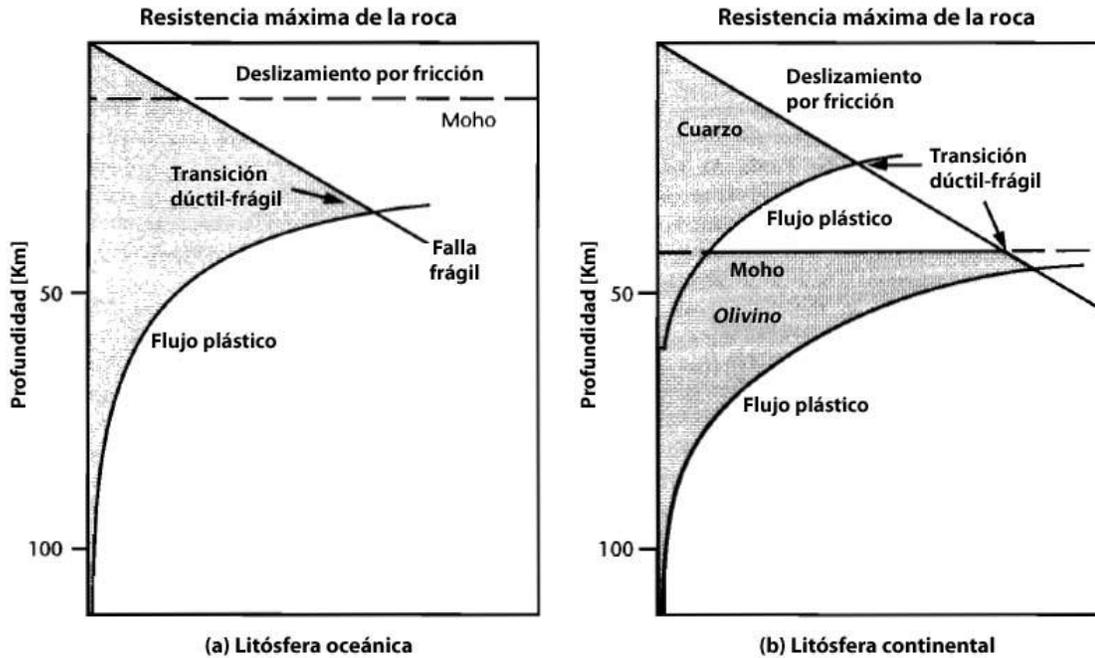


Figura 1. 4. Perfiles de resistencia de la litósfera oceánica (a) y continental (b) (Modificado de Allen y Allen, 2005).

1.3.4.2 Manto sublitosférico o astenósfera

La astenósfera se extiende desde la base de la litósfera hasta aproximadamente 350 km; es más débil que la litósfera, y es capaz de sufrir una deformación relativamente fácil por flujo. La parte superior de la astenósfera con un espesor de 50-100 km se conoce como la “zona de velocidad baja” (LVZ, low-velocity zone), donde las velocidades de transmisión de las ondas P y S caen notablemente; probablemente por la fusión parcial (Figura 1. 5).

Las inestabilidades que ocurren en el límite núcleo-manto crecen como plumas o material caliente, el cual incide en la base de la litósfera suprayacente y puede tener un rol importante en la ruptura continental (Burke y Dewey, 1973). Los efectos térmicos de la subducción de litósfera oceánica fría y los efectos aislantes de la formación de supercontinentes se interpreta que se pueden reconocer en la estructura termal del manto (Gurnis *et al.* 1996).

En la Figura 1. 5 se observa la variación de la temperatura con la profundidad (geoterma), y la temperatura del *solidus* para el material del manto (peridotita). Donde la curva del *solidus* (T_m) y la geoterma son tangenciales, la fusión parcial del manto toma lugar, resultando en una zona de baja velocidad de ondas sísmicas.

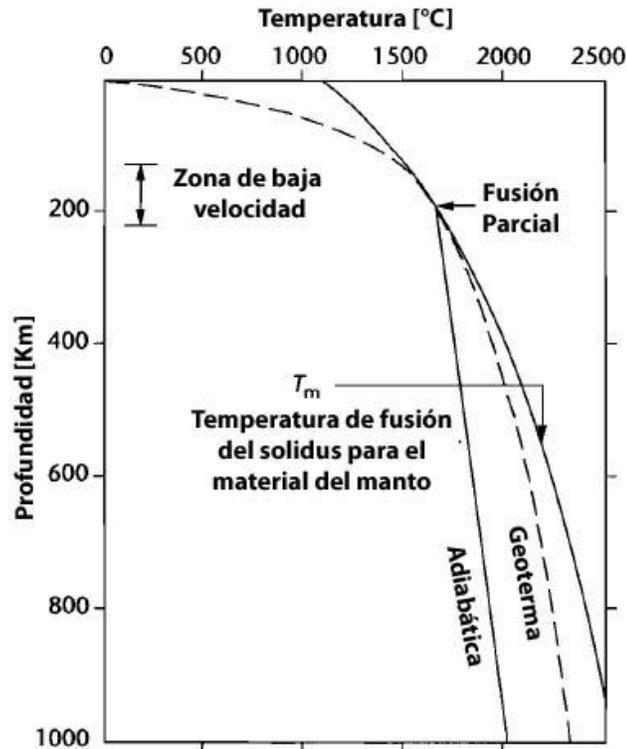


Figura 1. 5. Diagrama de la geoterma (Modificado de Allen y Allen, 2005).

1.3.4.3 Mesosfera

Se le denomina de esta forma a la parte de la Tierra comprendida entre el núcleo, a 2 900 km de profundidad y la astenósfera, a 350 km. Entre el límite manto-núcleo se encuentra la capa D'', donde la velocidad de las ondas P experimenta un descenso importante, por lo que es posible que desde estas zonas fundidas asciendan plumas de magma a través del manto sólido y lleguen a la superficie.

1.3.4.3.1 Capa D''

Esta capa se encuentra a una profundidad de 2 700 a 2 890 km, y es una de las zonas del planeta con mayor actividad y cambios, tanto en composición como en propiedades físicas.

Los factores más importantes en esta zona son los cambios drásticos en la:

- Temperatura
- Densidad (Figura 1. 2)
- Presión (Figura 1. 6)

Esta capa forma grandes cúmulos de materiales heterogéneos, y su origen tiene que ver con la interacción química entre el manto y el núcleo. Así mismo, se originan zonas de ultra baja velocidad, produciendo por encima de éstas, puntos calientes o hot spots.

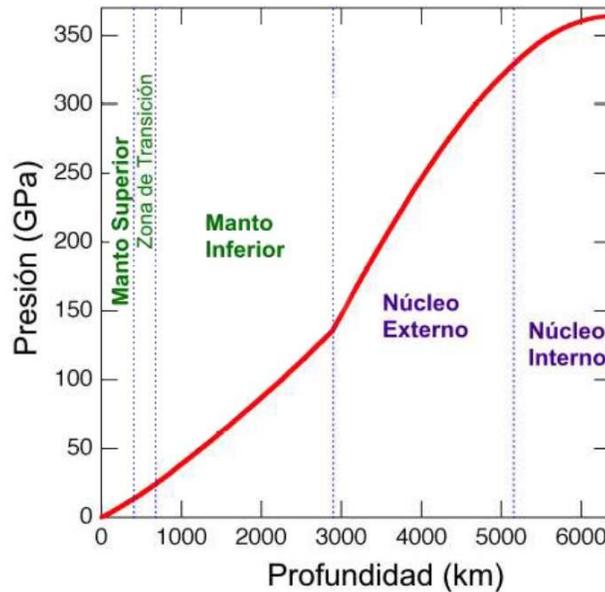


Figura 1. 6. Gráfica de la profundidad contra la presión en las distintas capas de la Tierra (Modificado de Centeno, 2012).

1.3.4.4 Endosfera

Corresponde con el límite composicional del núcleo, y consta de una parte interna, con un comportamiento rígido, como un sólido; y otra parte externa, comportándose como un fluido, en donde se interpreta la existencia de corrientes de convección, explicando la existencia del campo magnético terrestre. Estas corrientes estarían provocadas por la diferencia de temperaturas causadas por la diversa acumulación de elementos radioactivos.

1.4 Movimiento de placas

La tectónica de placas puede operar debido a que la litósfera se compone de varias “placas” reológicamente coherentes (Figura 1. 7). La naturaleza y tasas de movimiento relativo de placas (Minster y Jordan, 1978) gobierna muchos aspectos del ambiente geodinámico de las cuencas sedimentarias.

Los patrones globales de la actividad sísmica son de cinturones continuos y estrechos de alta frecuencia de sismos, delimitando regiones extensas de relativa estabilidad (Barazangi y Dorman, 1969). Las zonas estrechas de actividad sísmica definen márgenes de placas (Figura 1. 8). Los límites de placas oceánicas son definidos fuertemente, mientras que los límites continentales son más difusos.

El movimiento de placa más rápido se encuentra en los Océanos Pacífico e Índico, mientras que en África, Antártida y Euroasia están casi inmóviles con respecto al marco de referencia del manto.

El hecho de que los epicentros de terremotos ocurren a profundidades tan grandes como 650 a 700 km a lo largo de límites de placas, sugiere que un proceso existente es capaz de transferir

material frágil a profundidades asociadas normalmente con deformación por flujo. Este proceso de subducción es responsable tanto de corteza oceánica relativamente joven, como de la distribución de los epicentros de los terremotos (Allen y Allen, 2005).

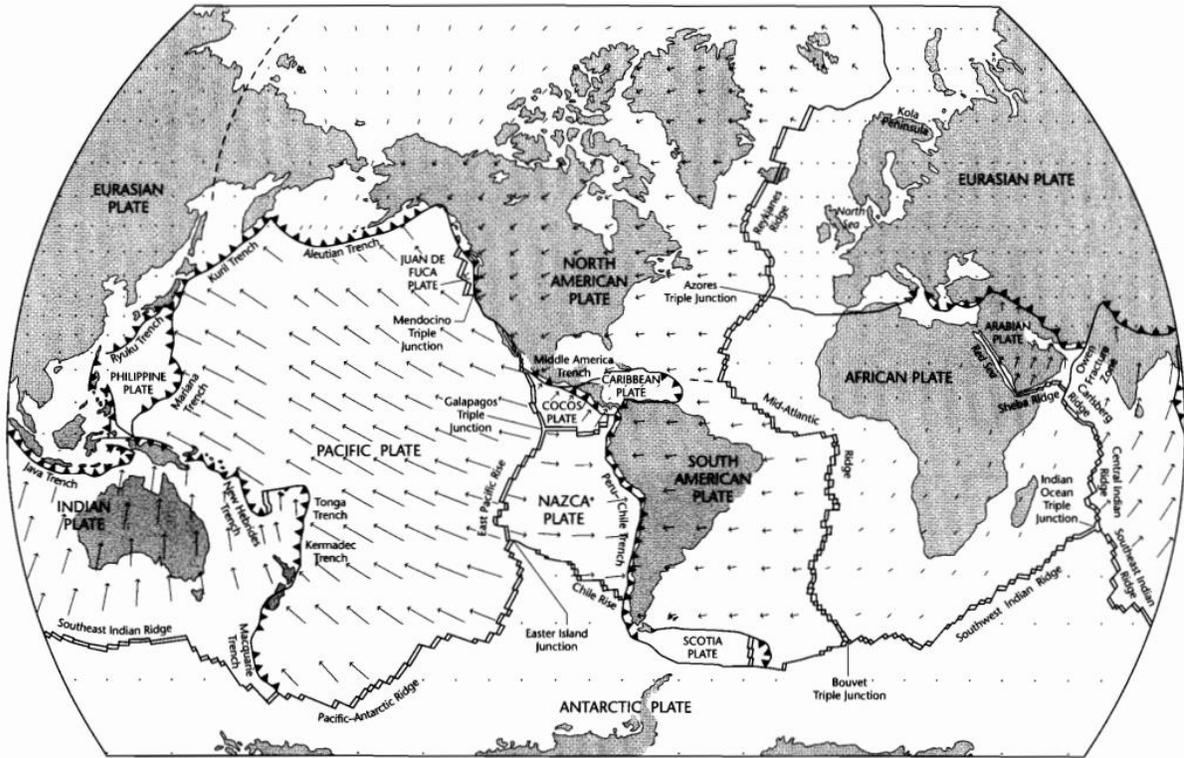


Figura 1. 7. Placas litosféricas, mostrando dorsales oceánicas, trincheras, y límites transformes; así como vectores de movimiento absoluto (Minster y Jordan, 1978). La longitud de las flechas es proporcional a la velocidad de las placas (Tomado de American Geophysical Union).

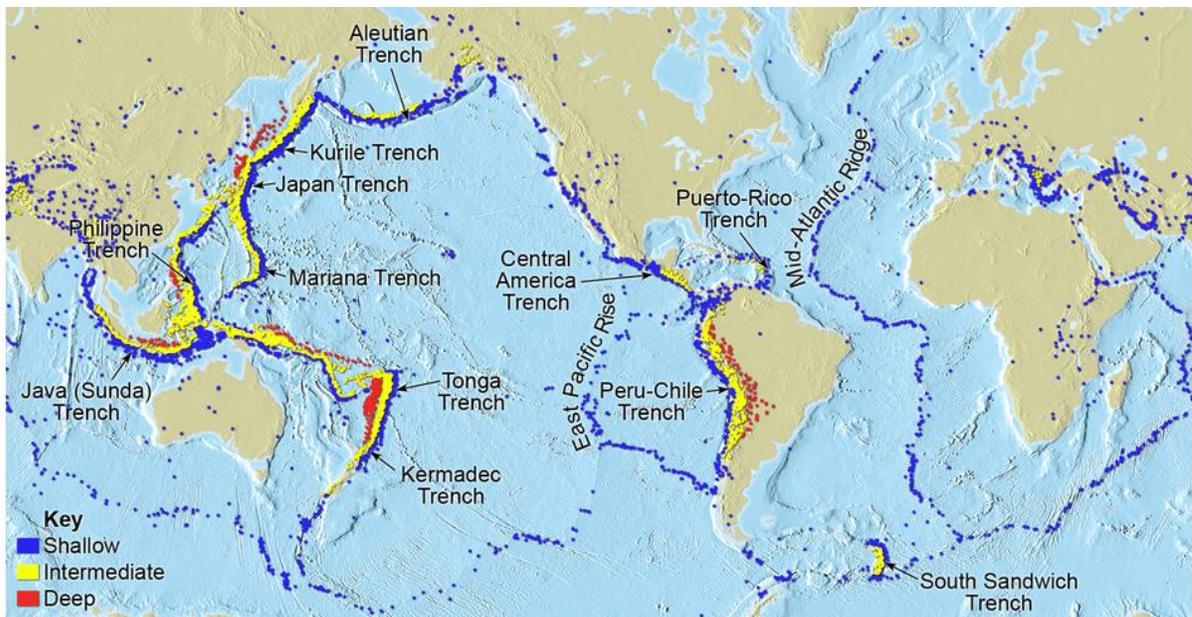


Figura 1. 8. Distribución de los focos de terremotos someros, intermedios y profundos (Tomado de NOAA, 2009).

1.4.1 Límites de placas

Existen tres tipos de límites sísmicos que se distinguen por las distribuciones de sus epicentros y características geológicas, estos límites son: dorsales, zonas de subducción, fallas transformantes y zonas colisionales; aunque se pueden subdividir varios tipos dentro de esta clasificación principal, o como en el caso de los puntos triples, existe una mezcla de éstos.

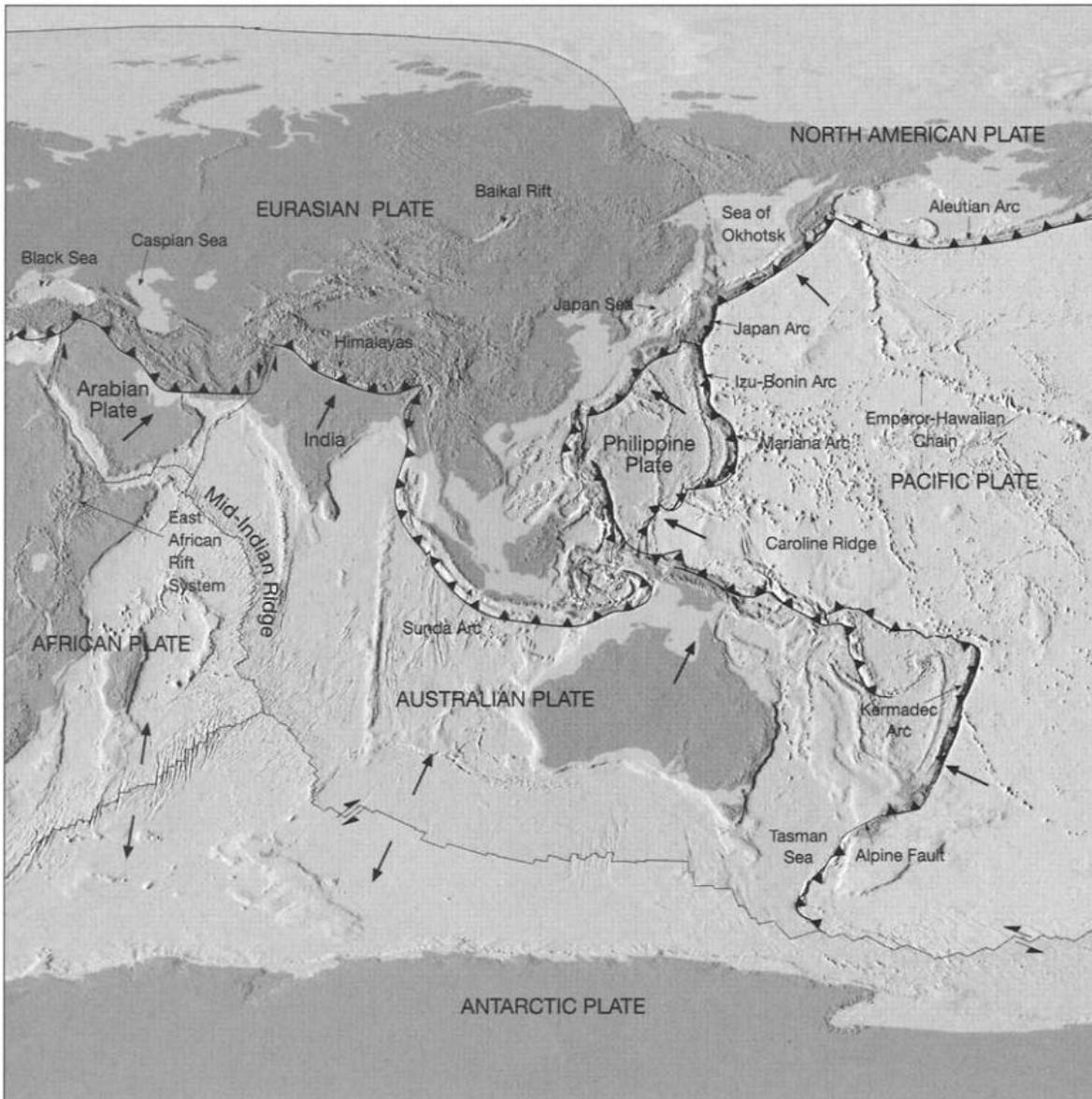


Figura 1. 9. Mapa de las principales placas litosféricas de la Tierra (Tomado de Condie, 2003).

Las placas modernas varían en tamaño de $<10^4$ km² hasta más de 10^8 km², y sus márgenes de placas usualmente no coinciden con los márgenes continentales (Figura 1. 9). Se reconocen siete placas principales: Euroasiática, Antártica, Norteamericana, Sudamericana, Pacífica, Africana y Australiana. Placas de tamaño intermedio (10^6 - 10^7 km²) incluyen las placas Filipina, Arábiga, de

Nasca, de Cocos, del Caribe y Escocesa. Así mismo, existen más de veinte placas con áreas de 10^5 - 10^6 km².

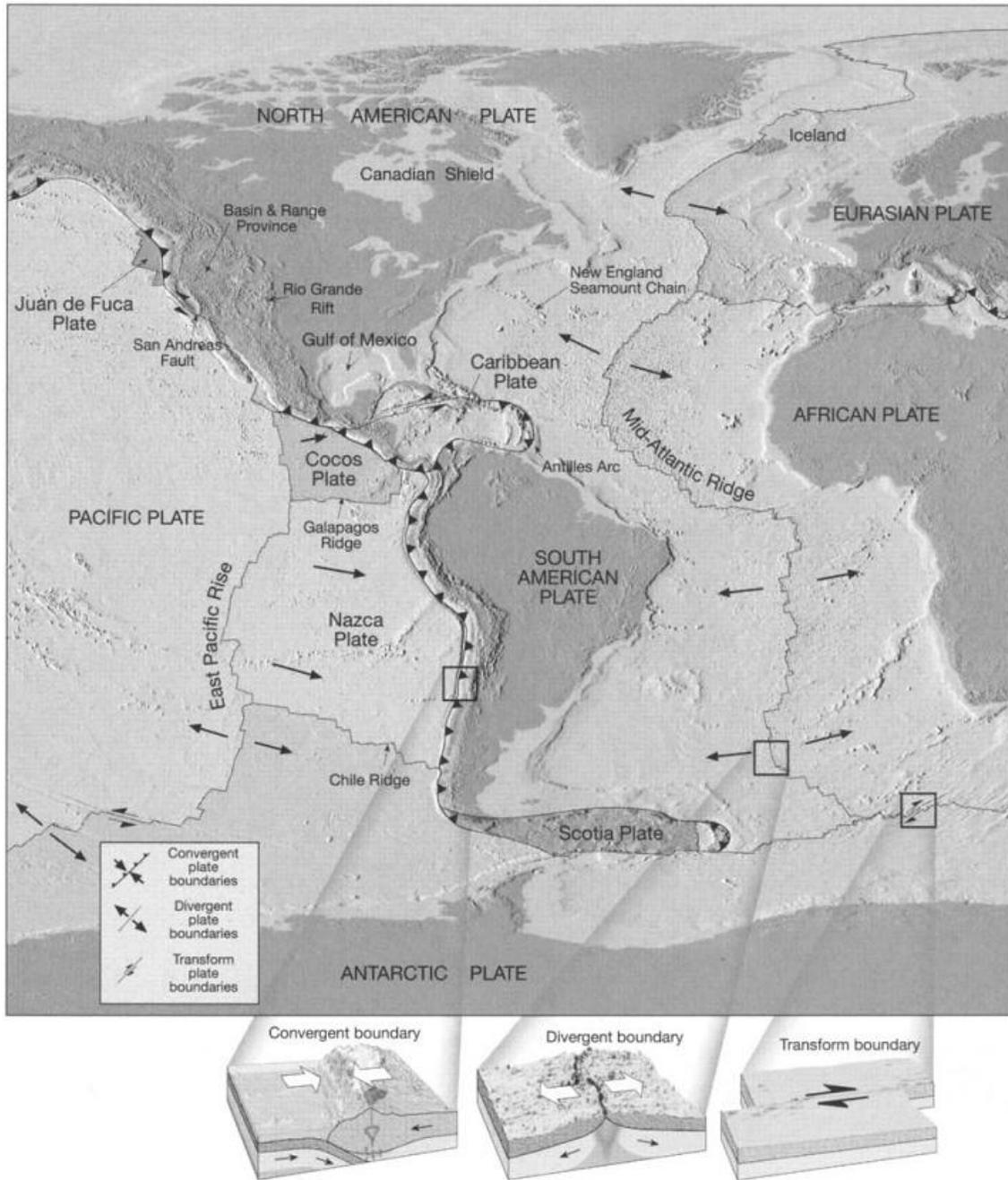


Figura 1. 10. Continuación del mapa de las principales placas litosféricas de la Tierra (Tomado de Condie, 2003).

En las figuras 1.9 y 1.10 se muestran las principales placas litosféricas de la Tierra, donde Las flechas indican la dirección del movimiento, los triángulos indican límites de placas convergentes (zonas de subducción y orógenos colisionales), y las líneas simples indican límites de placas divergentes (dorsales oceánicas), así como fallas transformes.

Existen dos tipos de márgenes continentales:

- **Margen continental activo-** se encuentra donde la zona de subducción o una falla transforme coinciden con la interface continente-océano. Como ejemplo se tienen los sistemas de arcos de margen continental Andino y de Japón; y la falla transforme de San Andrés en California.
- **Margen continental pasivo-** ocurre a lo largo de los bordes de cuencas oceánicas en apertura como la cuenca Atlántica. Estos márgenes se caracterizan por una mínima actividad tectónica e ígnea.

Los principales límites de placas son: divergente, convergente y transforme (Figura 1. 11):

1. **Límites divergentes:** están tipificados por los centros de expansión de las dorsales oceánicas de las cuencas oceánicas. El reconocimiento más evidente es por un conjunto de bandas magnéticas correlacionadas con la cronología de la inversión magnética (Vine y Matthews, 1963; Cox, 1973), que permite estimar la tasa de movimiento divergente de las placas. Las fallas transformes con compensación de desplazamiento a rumbo de los límites divergentes, producen un alto patrón de segmentación de las dorsales.
2. **Límites convergentes:**
 - a. **Límites de subducción.** Ocurren donde la litósfera oceánica constituye la placa subducida.
 - i. *Límites Corteza Oceánica-Corteza Oceánica*, por ejemplo, en las Islas Marianas, se caracterizan por un buen desarrollo de la trinchera oceánica y los arcos de isla volcánicos.
 - ii. *Límites Océano-Continente*, como el que se tiene a lo largo del oeste de los Andes, consiste en una trinchera oceánica con un arco magmático continental con intensa actividad plutónica.
 - b. **Límites colisionales.** Ocurren donde la litósfera continental constituye la placa subducida. Donde ambas placas son continentales, como en los Alpes o zonas del Himalaya, la flotabilidad de la placa subducida resiste la subducción, dando lugar a una intensa deformación. Algo menos común, se tiene cuando la litósfera oceánica se encuentra sobre la continental, como en Taiwán.
3. **Límites transformes:** ocurre cuando las placas adyacentes tienen un movimiento paralelo una respecto a la otra, por lo que dominan las fallas laterales (strike-slip faults) o fallas transformes.

El movimiento relativo entre las placas causa los sismos, lo cual se demuestra por la concentración de actividad sísmica a lo largo de límites de placas. Los terremotos ocurren a lo largo de trincheras, crestas, etc., pero son diferentes a lo largo de los tres tipos de límite:

- Las dorsales se caracterizan por pequeños a moderados sismos, generados a profundidades someras de <10 km.

- Las fallas transformes experimentan sismos más grandes originados a profundidades de <20 km.
- Las zonas de subducción son sitios de sismos muy grandes y profundos, con focos tan profundos como 700 km.

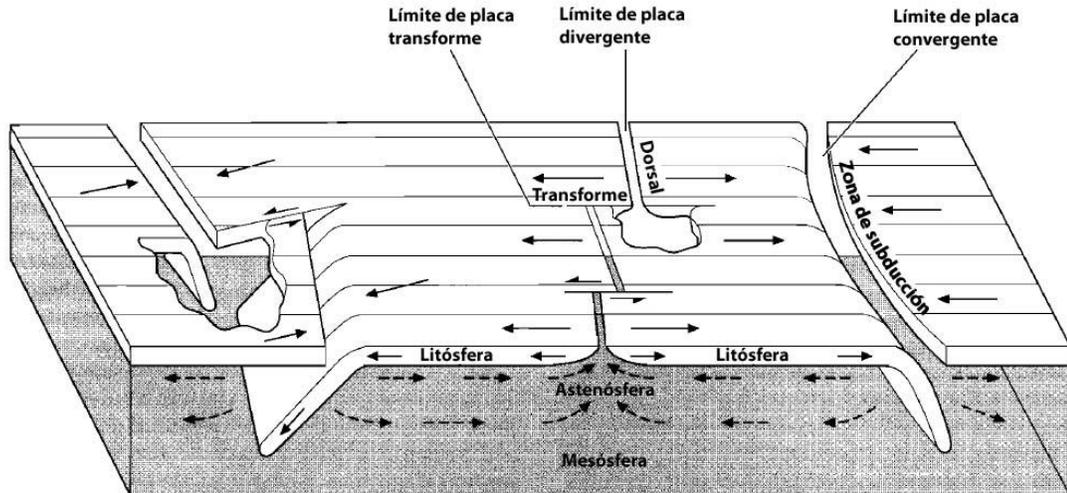


Figura 1. 11. Tres tipos principales de límites de placas: convergente, divergente y transforme (Modificado de Allen y Allen, 2005)

1.4.1.1 Límites divergentes (dorsales oceánicas)

El sistema interconectado de dorsales oceánicas es el rasgo topográfico más largo en la superficie de la Tierra, excediendo los 70 000 km en longitud. Típicamente las dorsales oceánicas tienen de 3 000 a 4 000 km de ancho, con hasta varios kilómetros de relieve en la zona del rift axial. Las dorsales oceánicas se caracterizan por sismos someros limitados a zonas de rift axial, estos sismos son generalmente de magnitudes pequeñas, usualmente ocurren en multitud y parecen estar asociados a la intrusión y extrusión de magmas basálticos.

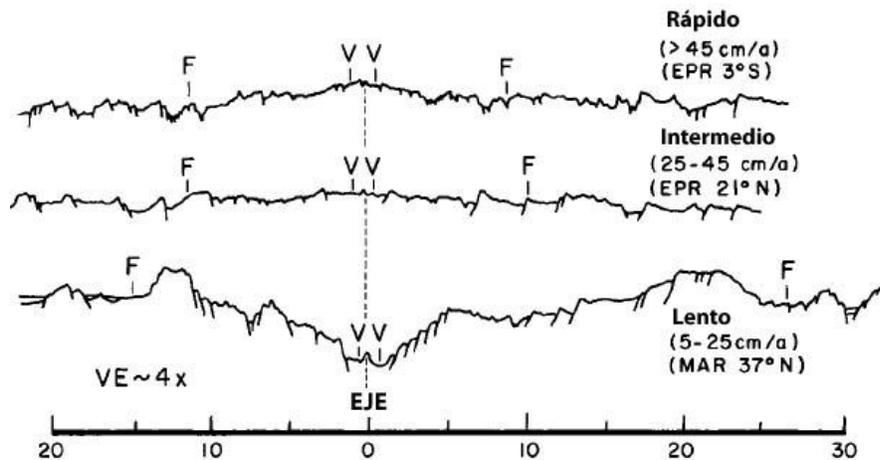


Figura 1. 12. Perfiles de topografía axial a través de tres dorsales oceánicas. EPR, East Pacific Rise; MAR, Mid-Atlantic Ridge. La V y F indican los espesores de las zonas de volcanismo activo y fallamiento, respectivamente (Modificado de Condie, 2003).

El valle medio de las dorsales oceánicas varía en carácter geológico debido a la importancia del cambio de extensión tectónica y volcanismo. En la parte norte de la dorsal del Atlántico Medio, la extensión y el adelgazamiento de la corteza domina en una sección, mientras que el volcanismo domina en otra. Donde el adelgazamiento tectónico es importante, el fallamiento expone gabros y serpentinitas desde los niveles profundos de la corteza. Los rasgos volcánicos varían de largas cordilleras (con más de 50 km de largo) en secciones del valle medio donde el volcanismo ha dominado, a pequeños conos volcánicos en secciones dominadas por extensión. La topografía axial de dorsales de expansión rápida y lenta varía considerablemente (Allen y Allen, 2005). Un valle axial profundo con montañas en los flancos se caracteriza por dorsales de expansión lenta, mientras que un relieve relativamente suave, y en algunos casos con un alto topográfico, se caracteriza por dorsales de expansión rápida (Figura 1. 12).

Los ejes de las dorsales oceánicas no son continuos, pero se compensan por decenas o centenas de kilómetros por fallas transformes (Figura 1. 9). La evidencia sugiere que las dorsales oceánicas crecen y mueren por la propagación lateral (Condie, 2003).

1.4.1.2 Límites convergentes (zonas de subducción)

Los límites de placa convergentes se definen por los hipocentros de sismos que yacen en un plano y echado aproximado debajo de sistemas de arco (Condie, 2003). Este plano se le conoce como la zona sísmica o zona de Benioff, y tiene echados con ángulos moderados a pronunciados y se extiende en algunos casos hasta la discontinuidad sísmica de 660 km. La zona sísmica se interpreta como una región frágil de los 10 a 20 km superiores de la placa litosférica descendente. Las zonas sísmicas modernas varían significativamente en la distribución del hipocentro y en su echado (Figura 1. 13). En algunos casos, como ocurre en la zona sísmica debajo del arco Aleutiano, se extiende a profundidades de <300 km, mientras que en otros se extiende hasta la discontinuidad de 660 km (Figura 1. 13, a y b, respectivamente). En general, las zonas sísmicas son superficies curvas con radios de curvatura de varios cientos de kilómetros; las zonas sísmicas aproximadamente planas son excepcionales. La ocurrencia de vacíos sísmicos en algunas zonas (Figura 1. 13, c y e) sugieren fragmentación de las placas que descienden, aunque no está completamente comprobado; los echados varían de 30° a 90°, promediando en 45°.

Los hipocentros son lineales y bastante continuos en la parte norte del sistema de arco (d), convirtiéndose progresivamente más discontinuos hasta el sur (Condie, 2003). Cerca del extremo sur del arco, la zona sísmica muestra un vacío pronunciado entre 150 y 400 km de profundidad, (c). Un vacío largo en hipocentros de placas que descienden, así como en el arco de Nuevas Hébridas, Escocia, puede indicar que la punta de la placa se desprendió y se acomodó en el manto. Debido a que algunas placas penetran la discontinuidad de 660 km, la falta de sismos debajo de 700 km probablemente refleja la profundidad de la transición dúctil-frágil en las placas que descienden.

En la Figura 1. 13 se muestran varias secciones verticales con las distribuciones de hipocentros de sistemas modernos arco-trinchera, donde cada diagrama muestra sismos para periodos de 7 a 10 años entre 1954 y 1969 (T=eje de la trinchera, V=cadena volcánica activa reciente). Los datos de hipocentros se obtuvieron principalmente de la National Earthquake Information Center (Condie, 2003).

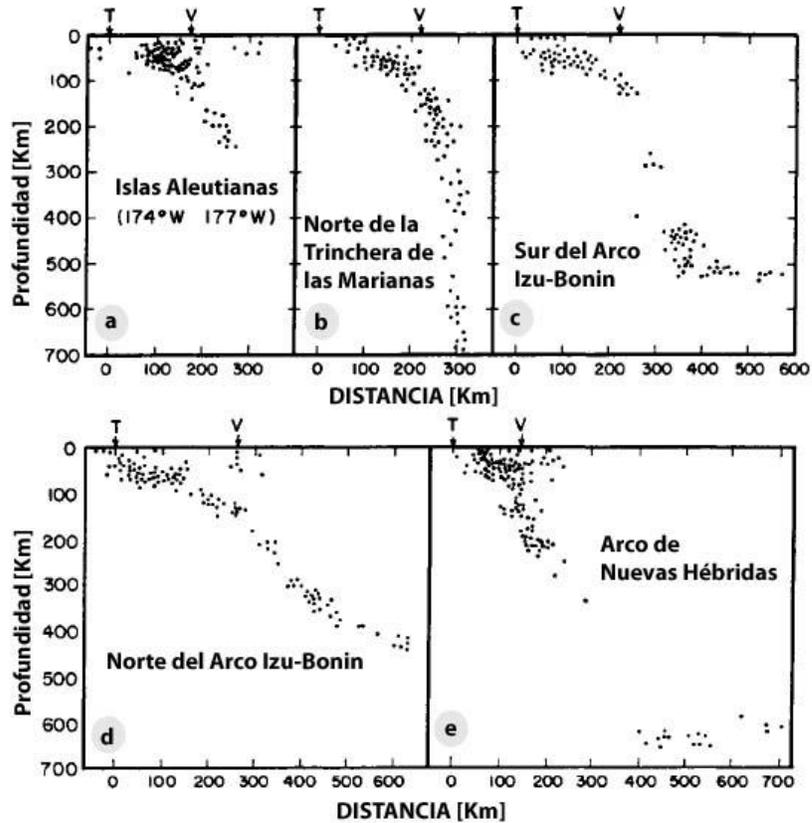


Figura 1. 13. Sección transversal vertical de las distribuciones de hipocentros debajo de sistemas modernos arco-trinchera (Modificado de Condie, 2003).

Los mecanismos de empuje dominan a profundidades someras en zonas de subducción (20-100 km). A profundidades <25 km, las placas que descienden se caracterizan por baja sismicidad. Los terremotos de gran magnitud son generalmente del tipo de empuje y ocurren a profundidades >30 km (Shimamoto, 1985).

La sismicidad en placas que descienden está fuertemente relacionada con el grado de acoplamiento entre la placa inferior y la placa superior (Shimamoto, 1985). La baja sismicidad en placas que descienden a profundidades de <25 km pueden reflejar relativos altos contenidos de agua y la baja resistencia de minerales hidratados subducidos, ambos de los cuales llevan a la disociación de las placas y en mayor medida una deformación dúctil. A mayores profundidades, la disminución de agua y el contenido de minerales hidratados (debido a la devolatilización de la placa) resulta en un mayor acoplamiento de la placa superior y la que desciende, y por lo tanto la aparición de grandes sismos. El acoplamiento varía entre las placas que descienden.

1.4.1.3 Límites colisionales

Los frentes de deformación asociados a límites colisionales son extensos, como se ejemplifica en el límite India-Asia (Figura 1. 7) que se extiende por lo menos 3 000 km al noreste del Himalaya. Los terremotos ocurren principalmente a <100 km de profundidad, y estudios de movimiento indican varios tipos de fallas. Los mecanismos de fallas de empuje generalmente dominan, formando suturas cercanas, como la sutura India en el Himalaya. Las fallas transcurrentes son comunes en placas superiores como en fallas de rumbo producidas en China y el Tíbet durante la colisión de la India. Además las fallas extensionales se pueden extender a grandes distancias hasta la sutura en la placa superior. Por ejemplo, el rift Baikal en el sur de Siberia parece haber sido formado en respuesta a la colisión de India hace 55 Ma.

1.4.1.4 Fallas transformes y zonas de fractura

Las fallas transformes son límites de placas a lo largo de la cual, las placas se deslizan una con respecto a otra (fallas de rumbo) y la superficie de las placas se conserva, esto permite conocer la dirección del movimiento entre dos límites de placas. Las fallas transformes del piso oceánico difieren de las fallas transcurrentes en el sentido de que el movimiento relativo a la compensación a lo largo del eje de la dorsal oceánica es opuesto al predicho por el movimiento transcurrente (Wilson, 1965), (Figura 1. 14). Esta compensación pudo haber sido desarrollada al momento que la extensión comenzó y reflejó fracturamiento heterogéneo de la litósfera. Las fallas transformes, como en las dorsales oceánicas, se caracterizan por sismos someros (<50 km de profundidad).

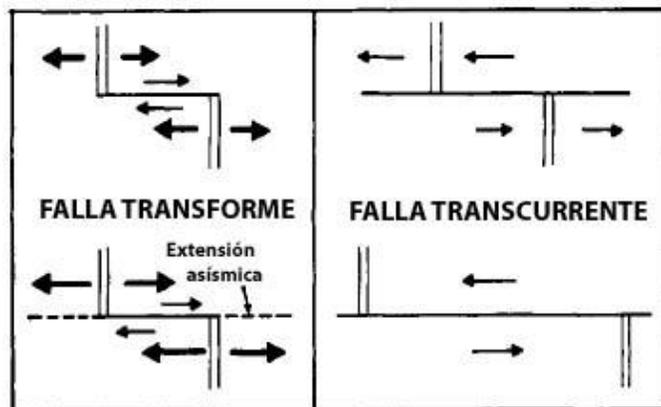


Figura 1. 14. Movimiento en fallas transformes y transcurrentes (Modificado de Condie, 2003).

En la Figura 1. 14 se ejemplifica el movimiento relativo a un eje de dorsal oceánica (líneas verticales dobles) de las fallas transformes y transcurrentes. La cantidad de compensación se incrementa con el movimiento transcurrente, mientras que permanece constante con el movimiento transforme. Las flechas más gruesas hacen referencia a la dirección de extensión, mientras que las flechas delgadas se refieren al movimiento de las placas.

Las fallas transformes pueden producir largas discontinuidades estructurales en el piso oceánico, y en algunos casos rompimientos estructurales y topográficos conocidos como zonas de

fracturas, que indican la localización de antiguos sistemas de fallas transformes que han afectado el piso oceánico. Existen tres tipos de fallas transformes: fallas en zonas elevadas (ridge-ridge), con valles y zonas elevadas (ridge-trench), y en zonas de valle (trench-trench). Las fallas transformes en zonas elevadas son las más comunes y pueden conservar una longitud constante como función del tiempo para una extensión simétrica, mientras que tanto las fallas transformes con valles y zonas elevadas y las fallas transformes en zonas de valle decrecen o incrementan su longitud así como evolucionan.

Las fallas transformes continentales largas se forman donde las piezas de la litósfera continental se comprimen dentro de zonas de convergencia intracontinental, tal como ocurre en la Falla Anatoliana, en Turquía.

Capítulo 2. Clasificación de las cuencas sedimentarias

Una cuenca sedimentaria se define como una depresión en la parte externa de la corteza terrestre, de tamaño variable donde se acumulan los sedimentos, los cuales generalmente se encuentran ligeramente inclinados hacia el centro. Las cuencas sedimentarias también se definen como áreas de topografía negativa donde se acumulan sedimentos, que posteriormente forman sucesiones estratigráficas.

Existen varios modelos conceptuales para definir una cuenca sedimentaria, sin embargo, los modelos actuales de tectónica de placas son el mejor sistema con los que se puede entender el origen y características de las cuencas sedimentarias, tomando en consideración que las cuencas sedimentarias se desarrollan en diversos marcos tectónicos, como son el divergente, intraplaca, convergente, transforme, híbrido y mixto. Cada marco tectónico tiene variantes, dependiendo del tipo de corteza que la subyace, su posición estructural, el aporte sedimentario, su herencia y la tasa de subsidencia (Centeno, 2012).

La subsidencia de las cuencas sedimentarias, condiciona las dimensiones de la cuenca, el acomodo de los sedimentos y su distribución; dicha subsidencia se debe a uno o a una combinación de los siguientes factores:

1. Adelgazamiento de la corteza
2. Engrosamiento del manto litosférico
3. Carga volcánica y sedimentaria
4. Carga tectónica
5. Carga subcortical
6. Flujo astenosférico
7. Densificación de la corteza

Las cuencas sedimentarias tienen una gran variación en cuanto a su tamaño, tiempo de vida y potencial de preservación; por ejemplo, las cuencas de vida corta son formadas en marcos tectónicos activos, especialmente en corteza oceánica, tienen un potencial de preservación bajo; en contraste las cuencas de vida larga que se forman en marcos de intraplaca, los cuales tienen el más alto potencial de preservación (Ingersoll, 2012).

Los rifts continentales pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes, los cuales usualmente evolucionan a cuencas oceánicas activas bordeadas por márgenes continentales de intraplaca, en donde pueden ocurrir tres tipos de configuraciones: plataforma-talud-cuenca (shelf-slope-rise), transforme (transform) y zonas marginales progradantes (embankment). Los rifts

continentales que no evolucionan a océanos se convierten en 'rifts' fósiles (fossil rifts), que más tarde serán sitios óptimos para el desarrollo de cuencas intracratónicas y aulacógenos. Si todos los límites de placas dentro y alrededor de una cuenca oceánica se vuelven inactivos, se desarrollaría una cuenca oceánica balanceada o estable (dormant ocean basin), subyacente por corteza oceánica y rodeada de corteza continental (Ingersoll, 2012).

Los lugares para que una cuenca sedimentaria se forme en marcos convergentes, incluyen trincheras (trenches), taludes de trincheras (trench slopes), antearcos (forearcs), intra-arcos (intra-arcs), trasarcos (backarcs) y retroarcos (retroarcs). El comportamiento dinámico complejo de los sistemas arco-trincheras resulta en diversas configuraciones para cuencas relacionadas a un arco. El más notable es el régimen general de esfuerzo en el sistema de arco-trincheras, con una respuesta resultante a lo largo y detrás del arco magmático. El 'rifting' de intra-arco asociado a arcos altamente extensionales, comúnmente evolucionan a trasarcos extensionales para formar nueva corteza oceánica. Los trasarcos de arcos neutrales pueden contener cualquier tipo de corteza preexistente que se preservó cuando se inició la zona de subducción relacionada. Los arcos altamente compresionales desarrollan cinturones de pliegues y cabalgaduras de retroarcos y cuencas 'retroforeland' relacionadas; también se pueden desarrollar cuencas 'hinterland'. En casos extremos los 'retroforelands' rotos se pueden desarrollar en antiguas áreas cratónicas.

En marcos transformantes y a lo largo de complejos sistemas de fallas laterales relacionados, ocurren cambios en los regímenes de esfuerzo relacionados a irregularidades en tendencias de falla, tipos de rocas y movimientos de placas, que pueden dar como resultado transtensión, transpresión y transrotación; con cuencas sedimentarias complejas, diversas y de vida corta asociadas.

En la actualidad se les está poniendo más atención a las cuencas halocinéticas ('halokinetic basins'), relacionadas a la tectónica salina, especialmente a lo largo de los márgenes de intraplaca con configuraciones en márgenes continentales progradantes (embankment configurations) y las cuencas por impacto de meteoritos ('bolide basins'), resultado de impactos extraterrestres.

2.1 Clasificación de las cuencas

Las cuencas se pueden clasificar de acuerdo a varios criterios, y dependiendo del criterio o criterios que se tomen se dará su clasificación, por lo que se le podrá definir de una manera muy general o muy específica. La clasificación de las cuencas sedimentarias (Centeno, 2012) se observa en la Tabla 1.

Una de las primeras clasificaciones de cuencas sedimentarias de acuerdo al límite tectónico al que se asocia y la cercanía a dicho límite fue la de Dickinson (1974, 1976a), con el paso del tiempo fue modificada, principalmente por Ingersoll y Busby (1995), posteriormente por Ingersoll (2012). Esta última es la clasificación que se utiliza en este trabajo.

Clasificación de cuencas		
Forma	Circular Elongada Irregular	
Geometría de la sedimentación	Simétrica Asimétrica	
Tipo de límites	Deposicional	Controlada por la topografía
		Limitada por fallas inactivas
	Tectónico (limitada por fallas activas)	Limitada por una falla en uno de sus márgenes
		Limitada por dos fallas en sus márgenes Limitada por fallas en todos sus márgenes
Mecanismo que da lugar a la cuenca	Anorogénica: en cratones y plataformas continentales, las cuales se encuentran dominadas por el clima y los cambios eustáticos Orogénica: son controladas por procesos tectónicos	
Estado de esfuerzos	Contraccional Extensional Transtensiva (pull-apart) Transpresiva	
Tipo de corteza	Oceánica Continental Intermedia	
El límite tectónico al que se asocia y la cercanía a dicho límite	(Ver Tabla 2)	

Tabla 1. Clasificación de cuencas

Los primeros criterios que se tomaron en cuenta para la clasificación de una cuenca sedimentaria (Dickinson, 1974) son:

1. Tipo(s) del límite de la placa más cercana,
2. Proximidad a los límites de placa, y
3. Tipo de sustrato

Con base a los dos primeros, se sabe si se tiene un marco divergente, intraplaca, convergente, transforme, híbrido o mixto (Tabla 2). Con cada una de estas categorías puede haber variaciones dependiendo en el tipo de sustrato (oceánico, transicional, continental, o corteza alóctona), así como su posición estructural, aporte de sedimento, subsidencia y espacio de acomodo.

La clasificación de las cuencas y su nomenclatura se basan en las características de la cuenca al momento de la sedimentación. Por lo tanto, muchas sucesiones estratigráficas son multidimensionales y multigeneracionales en términos de los controles de la tectónica de placas en su evolución, por lo que una sola sucesión estratigráfica puede representar diferentes marcos tectónicos. De acuerdo a Dickinson, 1974, "La evolución de una cuenca sedimentaria por lo tanto puede ser vista como el resultado de una sucesión de marcos de tectónica de placas discretos y las interacciones de las placas, cuyos efectos se mezclan en un continuo desarrollo".

Es importante resaltar que una “cuenca” se refiere a cualquier acumulación estratigráfica de rocas sedimentarias o volcánicas, donde la arquitectura tridimensional puede aproximarse a cuñas y capas con configuraciones diversas (Ingersoll, 2012).

Clasificación de cuencas de acuerdo al límite tectónico al que se asocia				
Marco tectónico	Tipo de cuenca	Definición	Ejemplo actual	Ejemplo antiguo
Divergente	Margen divergente o extensional asociado a fallas normales			
	Rift continental ('continental rift')	Rifts dentro de la corteza continental, usualmente asociados con magmatismo bimodal	Rift de Río Grande	Proterozoico, Rift Keweenawano
	Cuenca oceánica naciente y márgenes continentales ('nascent ocean basins and continental margins')	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y flanqueadas por márgenes continentales de rifts jóvenes	Mar Rojo	Jurásico del Este de Groenlandia
Intraplaca	Márgenes continentales intraplaca ('intraplate continental margins')			
	<i>Configuración Plataforma-talud-cuenca (Shelf-slope-rise)</i>	Márgenes maduros de apertura continental de intraplaca con bordes de plataforma cerca de los límites entre la corteza continental y oceánica	Costa Este de EUA	Paleozoico temprano de EUA y la Cordillera Canadiense
	<i>Configuración Transforme ('transform configuration')</i>	Márgenes continentales intraplaca que se originan a lo largo de fallas transformantes entre dos placas	Costa Sur del Oeste de África	Precámbrico-Paleozoico temprano de Alabama-Oklahoma
	<i>Configuración de zonas marginales progradantes ('embankment configuration')</i>	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre la corteza oceánica	Costa del Golfo del Río Misisipi	Paleozoico temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses (?)
	Cuencas intracratónicas ('intracratonic basins')	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por rifts fósiles	Cuenca de Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan
	Plataformas continentales ('continental platforms')	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria	Mar Barents	Paleozoico medio del continente norteamericano
	Cuencas oceánicas activas ('active ocean basins')	Cuencas en las que su piso está constituido por corteza oceánica formada en límites de placa divergentes activos que no están relacionados con	Océano Pacífico	Varios complejos ofiolíticos (?)

sistemas de arco-trinchera			
	Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas, y mesetas ('oceanic islands, seamounts, aseismic ridges, and plateaus')	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos intraoceánicos con la excepción de sistemas arco-trinchera	Montañas submarinas de Emperador-Hawái Complejo Volcánico Mesozoico de Snow Mountain (Complejo Franciscano del norte de California)
	Cuencas oceánicas pasivas o estables ('dormant ocean basins')	Cuencas que su piso está compuesto por corteza oceánica que no sufre extensión ni subducción	Golfo de México Cuenca Paleozoica Tarim (China) (?)
Convergente	Margen convergente asociado a fallas inversas o de cabalgadura		
	Trincheras ('trenches')	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica	Trinchera de Chile Isla Shumagin, Cretácico (Sur de Alaska)
	Cuenca por trincheras y taludes ('trench-slope basins')	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción	Trinchera Centroamericana Placa Cambria, Cretácico (Centro de California)
	Cuenca de antearco ('forearc basin')	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera	Costa afuera de Sumatra Gran Valle, Cretácico (California)
	Cuencas de intraarco ('intraarc basins')		
	<i>Cuencas de intraarco oceánico</i> ('oceanic intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánico, que incluyen actividad volcánica	Arco Izu Bonin Copper Hill, Complejo Gopher Ridge (Jurásico, California)
	<i>Cuencas de intraarco continental</i> ('continental intraarc basins')	Cuencas a lo largo de plataformas con margen de arco continental, que incluyen actividad volcánica	Lago de Nicaragua Sierra Nevada, Jurásico temprano (Este de California)
	Cuencas de trasarco ('backarc basins')		
	<i>Cuencas de trasarco oceánico</i> ('oceanic backarc basins')	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos (incluyendo cuencas de interarco entre arcos activos y remanentes)	Trasarco Marianas Ofiolita Josephine, Jurásico (norte de California)
	<i>Cuencas de trasarco continental</i> ('continental backarc basins')	Cuencas continentales detrás de arcos de margen continental sin cinturones de pliegues y cabalgaduras	Plataforma Sunda Triásico tardío-Jurásico temprano de la Cordillera de EUA

Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos

	Cuencas foreland (Cuencas formadas frente a una cadena montañosa y un cratón adyacente)			
	Cuencas retroforeland (Cuencas situadas detrás del arco)			
	<i>Cuencas de retroarco en márgenes continentales ('retroarc foreland basins')</i>	Cuencas de antepaís en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera	Piedemonte Andino	Antepaís Sevier Cretácico de la Cordillera de EUA
	<i>Cuencas colisionales retroforeland ('collisional retroforeland basins')</i>	Cuencas de antepaís formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales (pueden tener precursores de retroarco)	Cuenca Oeste de Tarim (China)	Cuenca de Ordos, Triásico-Jurásico (China)
	<i>Cuencas rotas retroforeland ('broken-retroforeland basins')</i>	Cuencas formadas junto con levantamientos con núcleo de basamento en marcos retroforeland	Cuencas de las Sierras Pampeanas (Argentina)	Cuencas Laramide de la Cordillera de EUA, Cretácico tardío-Paleógeno
	Cuencas proforeland ('proforeland basins')	Cuencas de antepaís situada en el arco externo del orógeno, formadas en corteza continental que es parte de la placa subducida durante la colisión continental y/o de arco	Golfo Pérsico	Cuenca Suiza Molasse, Cenozoico Medio
	Cuencas oceánicas remanentes ('remnant oceanic basins')	Cuencas oceánicas en contracción entre márgenes continentales colisionales y/o sistemas de arco-trinchera, y finalmente subducida o deformada con cinturones de sutura	Bahía de Bengal	Cuenca Ouachita, Pensilvánico-Pérmico
	Cuencas wedgetop ('wedgetop basins')	Cuencas formadas y desplazadas en zonas de empuje	Cuenca Peshawar (Pakistán)	Apeninos, Neogeno (Italia)
	Cuencas hinterland ('hinterland basins')	Cuencas formadas en corteza continental gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland	Meseta de Altiplano (Bolivia)	Cuenca de Zhada, Neógeno (Tibet)
Transformante	Margen asociado a fallas transformes de desplazamiento lateral			
	Cuencas transtensivas pull-apart ('transtensional basins')	Cuencas formadas por extensión a lo largo de las curvas de las fallas con saltos hacia la dirección del echado	Mar muerto	Cuenca de Magdalena, Carbonífero (Golfo de Saint Lawrence)

Cuencas transpresivas ('transpressional basins')	Cuencas formadas por acortamiento a lo largo de curvas donde cambia el rumbo de las fallas	Cuenca de Santa Barbara, California	Cuenca Dorsal Mioceno, California
Cuencas transrotacionales ('transrotational basins')	Cuencas formadas por rotación de los bloques de la corteza alrededor de ejes verticales con sistemas de fallas laterales	Antearco del Oeste Aleutiano (?)	Cuenca Miocena de Los Ángeles (Cuenca Topanga), California
Sistemas Híbridos Asociados a distintos aspectos estructurales			
Aulacógenos ('aulacogens')	Rifts fósiles reactivados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Anadarko, Paleozoico, Oklahoma
Impactógenos ('impactogens')	Rifts continentales recién formados con ángulos altos respecto a los cinturones orogénicos, sin una historia preorogénica (en contraste con los aulacógenos)	Rift Baikal (distal), Siberia	Graben Rhine (proximal), Europa
Foreland roto colisional ('collisional broken foreland')	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones	Cuenca Qaidam, China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la Cordillera de EUA, Pensilvánico-Pérmico
Cuencas halocinéticas ('halokinetic basins')	Cuencas formadas debido a la deformación de cuerpos salinos, más comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforelands	Mini cuencas del Golfo de México profundo	Cuenca La Popa, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas de impacto por meteoritos ('bolide basins')	Depresiones en la superficie de la Tierra, resultado de impactos extraterrestres	Cráter Meteor, Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico-Paleógeno, México
Cuencas consecuentes ('successor basins')	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de la actividad tectónica orogénica	Cuenca Sur, Arizona	Cuenca Sustut (?), Paleógeno, Columbia Británica

Tabla 2. Clasificación de cuencas de acuerdo al límite tectónico que se asocia con ejemplos actuales y antiguos (Ingersoll, 2012)

2.2 Mecanismos de subsidencia y potencial de preservación

Las superficies de depositación en una cuenca pueden ser subsidentes debido a los siguientes mecanismos:

1. Adelgazamiento de la corteza, debido a:
 - a. Estiramiento extensional
 - b. Erosión durante el levantamiento
 - c. Retracción magmática

2. Engrosamiento del manto litosférico.- conversión de la astenósfera al manto litosférico durante el enfriamiento seguido del cese de estiramiento y/o calentamiento.
3. Carga sedimentaria y volcánica.- compensación isostática de la corteza local y/o flexura litosférica regional durante la sedimentación y volcanismo.
4. Carga tectónica.- compensación isostática local de la corteza y/o flexura litosférica regional durante el desarrollo de cabalgaduras o engrosamiento por plegamiento.
5. Carga subcortical.- flexura litosférica durante la adición de base cortical ('underplating') de una litósfera densa.
6. Flujo astenosférico.- efectos dinámicos del flujo astenosférico, comúnmente debido al descenso o delaminación de litósfera subducida.
7. Densificación cortical.- incremento de densidad de la corteza debido a cambios de condiciones de presión-temperatura y/o emplazamiento de magmas de mayor densidad en una corteza de menor densidad.

La diversidad de marcos estructurales y tectónicos de las cuencas sedimentarias permite explicar porqué existe tanta variedad de tamaños, tiempo de vida y potencial de preservación (Ingersoll, 2012), (Figura 2. 1).

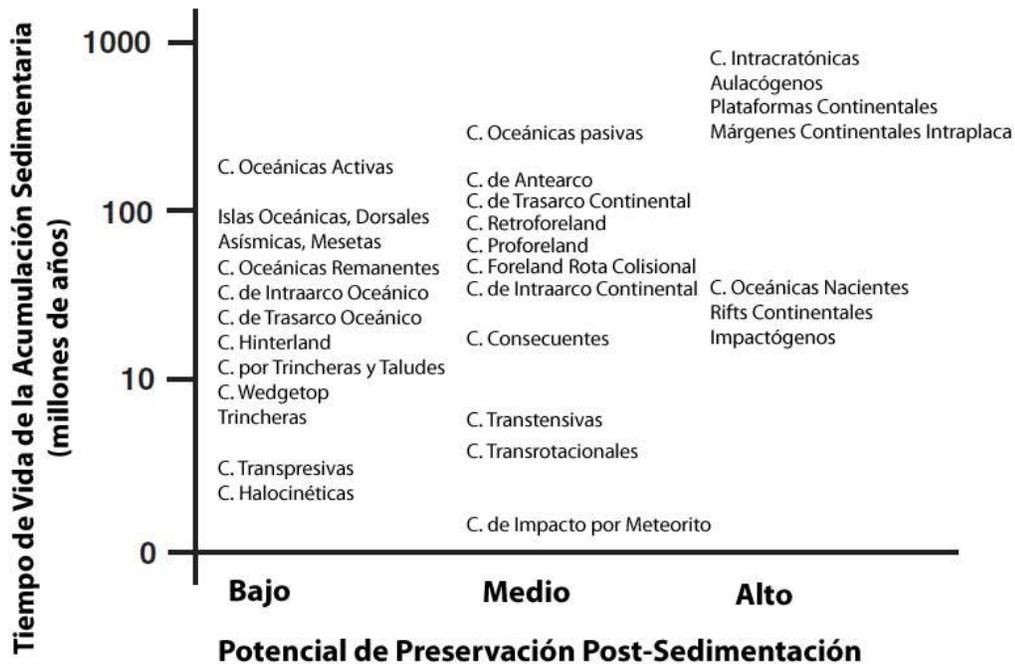


Figura 2. 1. Gráfica que muestra el tiempo de vida de las cuencas sedimentarias contra su potencial de preservación post-sedimentación (Modificado de Ingersoll, 2012).

Muchas acumulaciones de sedimentos son destinadas a ser destruidas relativamente rápido después de su depositación (ej. Cuencas que residen en marcos de corteza oceánica o en marcos de levantamiento orogénico rápido). En contraste, cuencas formadas durante la extensión de corteza continental (ej. Rifts continentales que evolucionan a una expansión del piso oceánico),

tienen alto potencial de preservación porque son sepultados debajo de depósitos intraplaca seguidos de rifting. Por otra parte, las secuencias estratigráficas a lo largo de márgenes continentales intraplaca son parcialmente subducidos, así como son empujados a la trinchera.

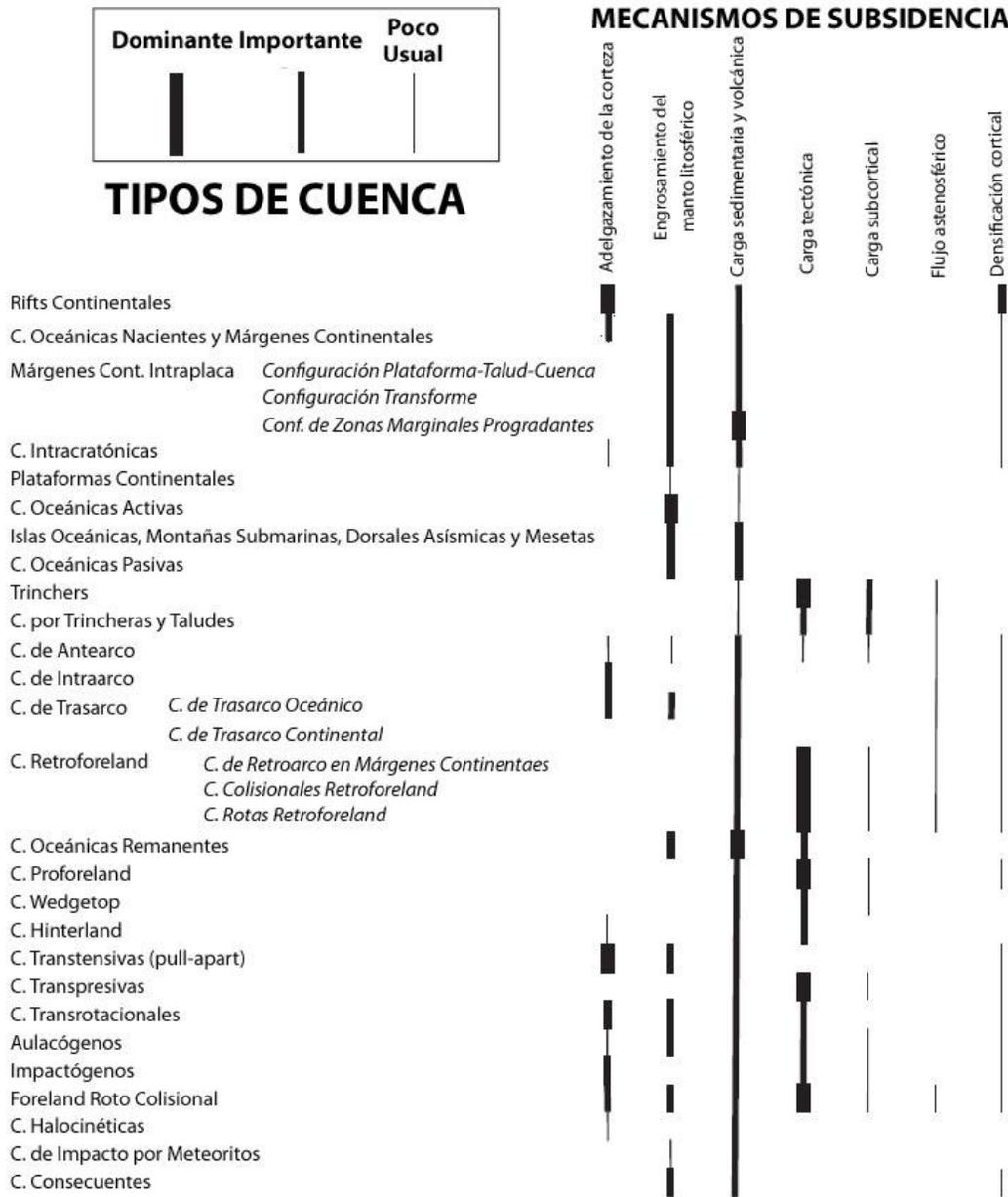


Figura 2. 2. Mecanismos de subsidencia para todos los tipos de cuencas sedimentarias (Modificado de Ingersoll, 2012).

En la Figura 2. 2 se indica como el adelgazamiento en la corteza es el mecanismo que predomina durante las primeras etapas de extensión durante el desarrollo de una cuenca (ej. rifts y cuencas transtensionales), y el engrosamiento del manto litosférico predomina en la iniciación de expansión del piso oceánico (durante la transición rift-to-drift a lo largo de márgenes divergentes que evolucionan a márgenes intraplaca). La carga sedimentaria predomina a lo largo de límites de corteza continental-oceánica donde los sedimentos son abastecidos por los ríos y

deltas principales (ej. Zonas marginales continentales progradantes y cuencas oceánicas remanentes). La carga tectónica domina en los márgenes donde el acortamiento de la corteza domina (ej. Trincheras y cuencas foreland). Los otros tres tipos de mecanismos de subsidencia son generalmente subordinados.

2.3 Marco tectónico divergente

2.3.1 Desarrollo de rift secuencial y separación continental

La importancia relativa de procesos “activos” (impulso manto-convectivo) contra procesos “pasivos” (impulso litosférico) durante la iniciación del rifting continental es discutido por diversos autores (Sengor y Burke, 1978; Ingersoll y Busby, 1995), sin embargo, independientemente de los mecanismos de iniciación de rifting, los rifts continentales pueden experimentar dos opciones:

- **“Rifting Exitoso”**, que evoluciona a una expansión de piso oceánico para formar cuencas oceánicas nacientes (Ingersoll y Busby, 1995; Leeder, 1995), las cuales evolucionan a cuencas oceánicas activas con márgenes de intraplaca a su desarrollo entre dos placas.
- **“Rifting Abortado”**, que no evoluciona a cuencas oceánicas nacientes, y por el contrario produce rifts fósiles, comúnmente superpuesta por cuencas intracratónicas (Sengor, 1995) y aulacógenos.

2.3.1.1 Rifts continentales

Las cuencas de rift continental, como su nombre lo indica, se desarrollan en la corteza continental en un ambiente continental; si el proceso continúa se puede llegar a desarrollar una cuenca oceánica naciente limitada por un margen pasivo.

Este tipo de cuenca consiste de un semigraben (Figura 2. 3) o un graben (Figura 2. 4) separados de altos topográficos por medio de un sistema de fallas normales. Estas cuencas son rellenadas en un comienzo por depósitos continentales.

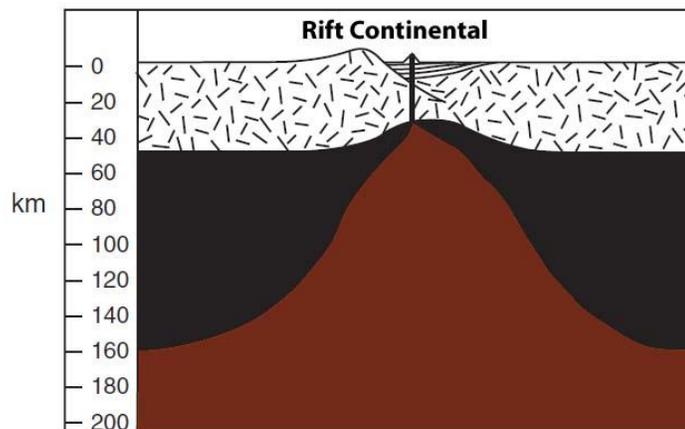


Figura 2. 3. Modelo actualístico de ‘Rift continental’. Corteza continental=líneas dispersas, corteza oceánica=líneas verticales, manto litosférico y rocas ígneas derivadas=negro, astenósfera y magmas derivados=marrón (Modificado de Ingersoll, 2012).

Las cuencas más comunes asociadas a rifts continentales son desarrollos de un semigraben (Figura 2. 3) con bloques de techo colgantes de fallas normales (Leeder y Gawthorpe, 1987; Leeder, 1995; Gawthorpe y Leeder, 2000).

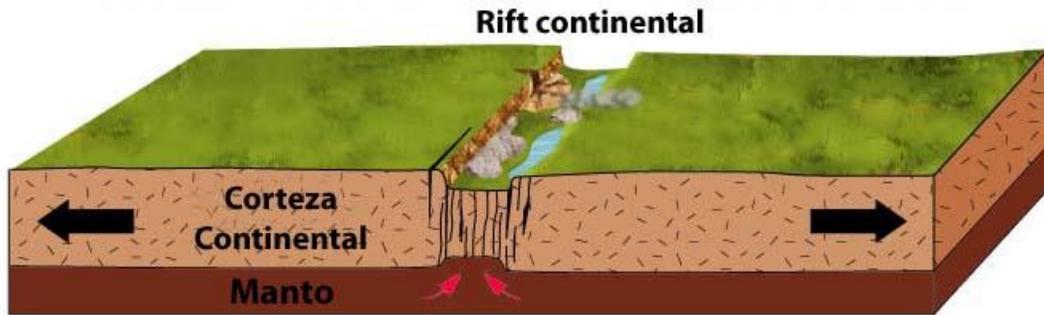


Figura 2. 4. Modelo 3D de un rift continental con un graben (Modificado de Romero, 2013).

2.3.1.2 Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales

Así como la litósfera continental está sujeta a extensión y adelgazamiento, la astenósfera se eleva muy cerca de la superficie (Figura 2. 5). Durante la transición del rifting continental a la expansión del piso oceánico, se forma la corteza transicional, ya sea como corteza continental con extensión (cuasi-continental) o como corteza basáltica rica en sedimentos (cuasi-oceánica) (Dickinson, 1974; Ingersoll, 2008a). El rifting continental evoluciona a expansión del piso oceánico sólo cuando hay una ausencia significativa de sedimentos, por lo que esa corteza oceánica es el único material sólido con el cual pueden interactuar los magmas astenosféricos que se elevan (Einsele, 1985, Nicolas, 1985). Por lo que un espesor significativo de corteza transicional se forma típicamente en los márgenes de cuencas oceánicas nacientes, antes de la iniciación de la verdadera expansión del piso oceánico.

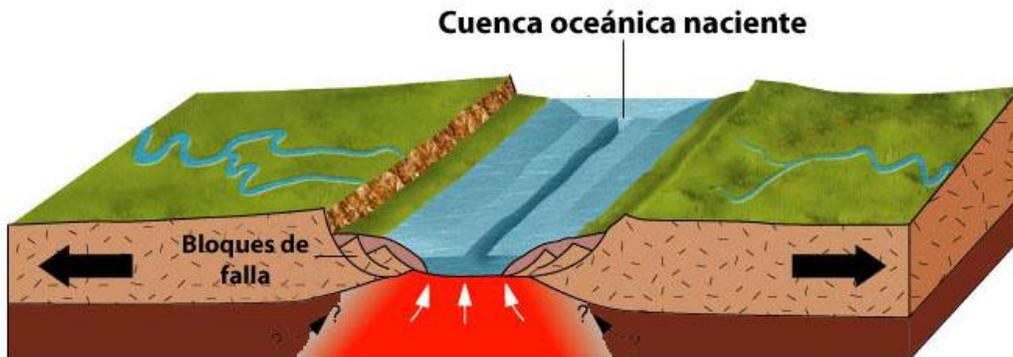


Figura 2. 5. Modelo 3D de una cuenca oceánica naciente (Modificado de Romero, 2013).

Así como una corteza transicional se forma y los dos márgenes continentales se separan, se desarrolla una **cuenca oceánica naciente** (Figura 2. 6) (“golfo proto-oceánico” y “océano estrecho”) (Dickinson, 1974); y “cuencas y valles por rift proto-oceánico” (Ingersoll, 1988).

El Mar Rojo es un tipo de cuenca oceánica naciente con expansión del piso oceánico activo, donde ocurre sedimentación de carbonatos y clásticos a lo largo de los márgenes (Purser y Bosence, 1998; Bosworth *et al.*, 2005).

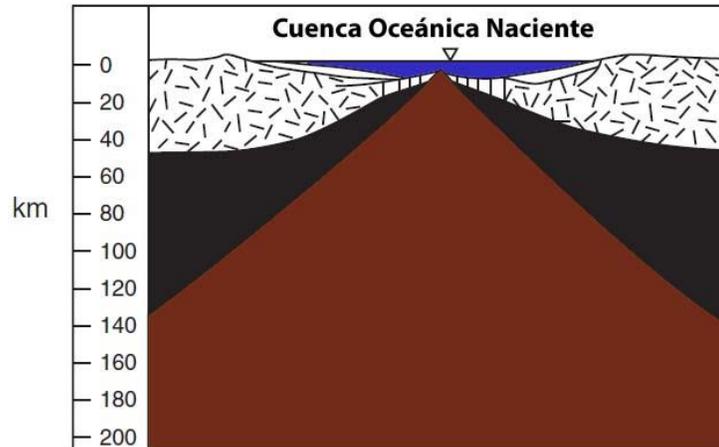


Figura 2. 6. Modelo actualístico de la 'Cuenca oceánica naciente'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.4 Marcos tectónicos intraplaca

2.4.1 Márgenes continentales intraplaca

Las cuencas oceánicas nacientes evolucionan a grandes océanos (tipo Atlántico), por lo que dos continentes divergen a lo largo de dorsales de expansión. Durante este proceso de evolución, los nuevos márgenes continentales de rift con levantamiento de flancos de rift se enfrían y se hunden, así como se mueven desde la expansión de la dorsal. A este proceso se le conoce como transición "rift-to-drift", en donde un marco divergente evoluciona a un marco intraplaca (Dickinson, 1974; Ingersoll y Busby, 1995).

2.4.1.1 Configuración plataforma-talud-cuenca

La mayoría de los márgenes continentales intraplaca maduros consisten de una cuña que aumenta de espesor hacia el mar con depósitos de plataforma en la cima de la corteza continental, los cuales son más delgados hacia el mar (Figura 2. 7). La corteza transicional (cuasi-continental y cuasi-oceánica; Dickinson, 1974, 1976) subyace la transición hacia el mar de depósitos gruesos de plataforma a depósitos finos de talud, que a su vez, se combinan en depósitos gruesos turbidíticos de dorsal y planicie abisal en la corteza oceánica (Bond *et al.*, 1995; Ingersoll y Busby, 1995). La mayoría de los márgenes continentales Atlánticos modernos tienen esta configuración (Figura 2. 8), con ambientes en donde los carbonatos predominan a bajas latitudes, careciendo de una amplia contribución clástica.

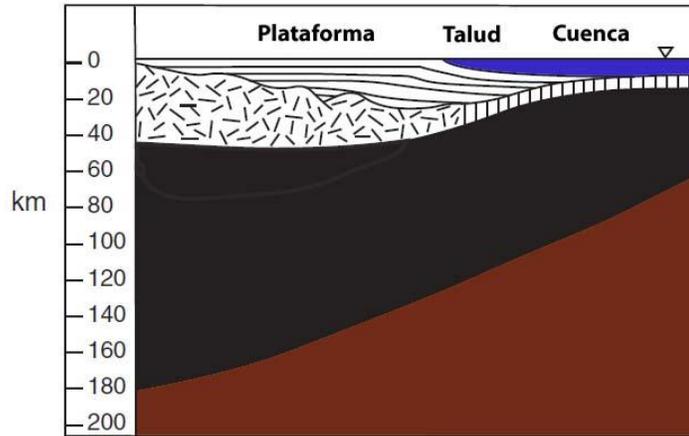


Figura 2. 7. Modelo actualístico de 'Cuenca oceánica plataforma-talud-cuenca'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

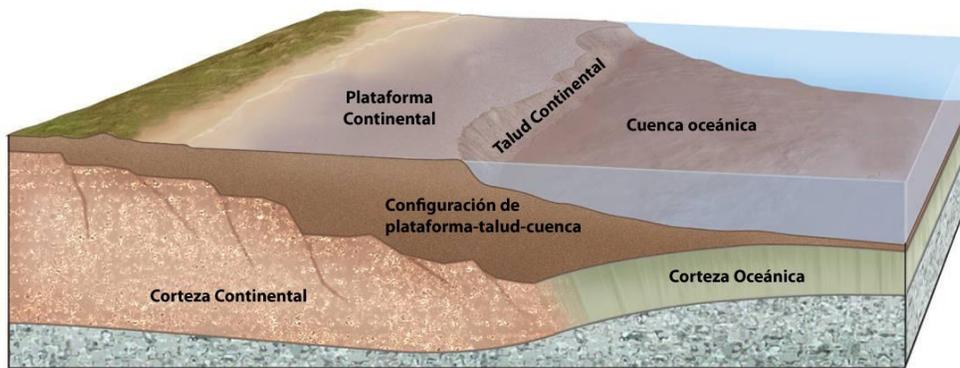


Figura 2. 8. Modelo 3D de la configuración plataforma-talud-cuenca (Modificado de Romero, 2013).

2.4.1.2 Configuración transformante

Son los márgenes continentales intraplaca que se originan a lo largo de límites transformantes, en lugar de límites de rift, teniendo prismas de sedimentos más estrechos y una corteza transicional (Figura 2. 9). La costa sur del oeste de África ejemplifica este modelo.

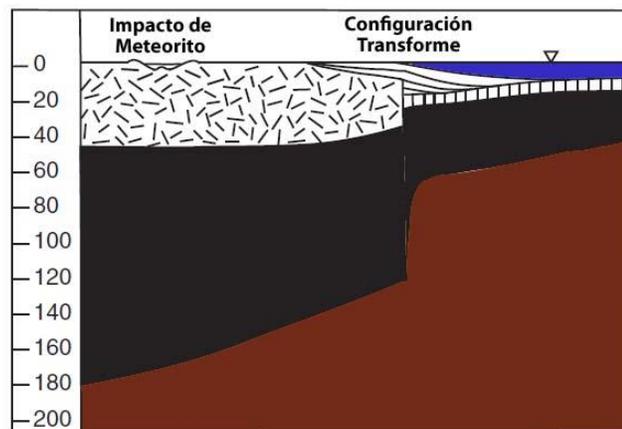


Figura 2. 9. Modelo actualístico de la 'Configuración transformante' y la 'Cuenca de impacto por meteoritos'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.4.1.3 Zonas marginales continentales progradantes

Los grandes ríos que se forman a lo largo de los márgenes continentales intraplaca comúnmente se originan por rifts fósiles que tienden a un alto ángulo de los márgenes (Ingersoll y Busby, 1995). Los mejores ejemplos están en el Delta de Nigeria (Burke, 1972) y el Delta del Misisipi (Galloway *et al.*, 2000), donde el borde de plataforma ha progradado sobre la corteza oceánica porque el espesor sedimentario máximo aumenta la carga isostática (16-18 km; Kinsman, 1975), por lo que ha alcanzado el interior del borde de plataforma (Figura 2. 10). En el caso de la Costa del Golfo de EUA, gran cantidad de ríos, además del Misisipi han contribuido a una progradación considerable del margen continental en un área extensa.

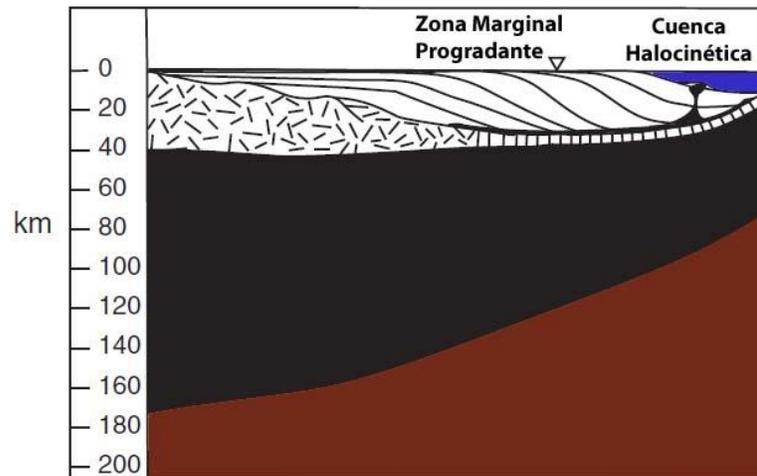


Figura 2. 10. Modelo actualístico de 'Zonas marginales continentales progradantes' y 'Cuenca halocinética'. Simbología igual que en la Figura 2. 3; los cuerpos de sal se representan en color negro (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.4.2 Cuencas intracratónicas

La mayoría de las cuencas intracratónicas (ej. Cuenca Michigan) sobreyacen rifts fósiles (ej, Howell y van der Pluijm, 1999), (Figura 2. 11).

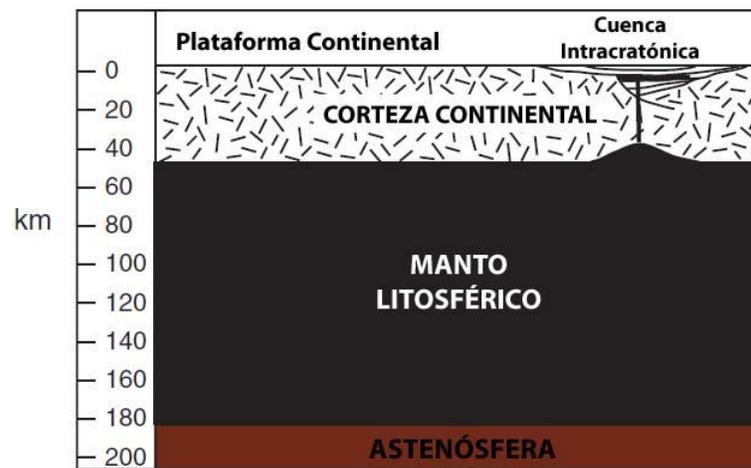


Figura 2. 11. Modelo actualístico de las 'Cuencas intracratónicas' y la 'Plataforma Continental'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Los periodos renovados de subsidencia en las cuencas cratónicas, generalmente pueden correlacionarse a cambios en el esfuerzo litosférico relacionado a la actividad orogénica en cinturones orogénicos cercanos (DeRito *et al.*, 1983). La subsidencia ocurre cuando disminuye la rigidez litosférica, permitiendo una masa sin compensar en la corteza superior (remanentes de rifts fósiles) para hundirse en un área extensa.

2.4.3 Plataformas continentales

Las secuencias estratigráficas primarias cratónicas reflejan eventos tectónicos globales y eustáticos, aunque la dinámica del manto, los eventos locales y regionales también influyen en las plataformas continentales. En contraste, a las cuencas intracratónicas, las plataformas (Figura 2. 11) acumulan capas de sedimentos de espesor uniforme a escalas continentales. Las secuencias estratigráficas de plataforma son transicionales a márgenes continentales, cuencas intracratónicas, cuencas foreland y otros marcos tectónicos a lo largo de los márgenes continentales (Ingersoll y Busby, 1995).

2.4.4 Cuencas oceánicas activas

Ocurre un decaimiento termal sistemático exponencial de la litósfera oceánica, a medida que se aleja de la expansión en las dorsales, lo que se expresa por un incremento en la profundidad del agua con la edad de la corteza oceánica (Sclater *et al.*, 1971; Stein y Stein, 1992), (Figura 2. 12, Figura 2. 13).

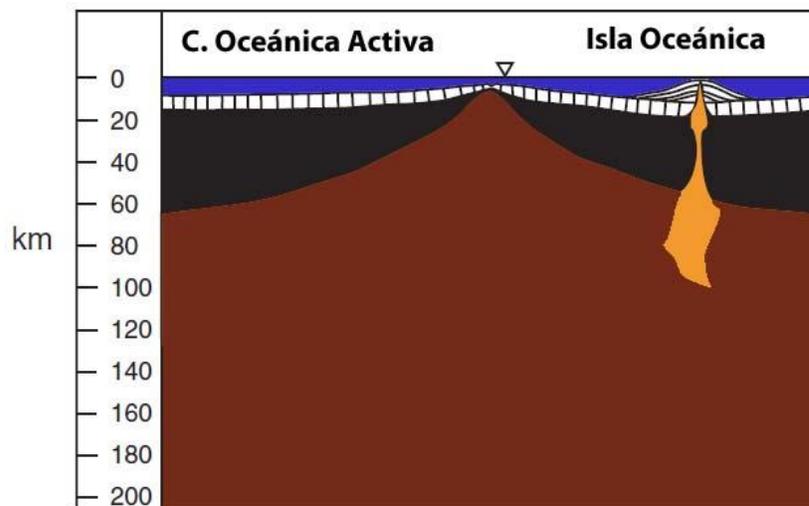


Figura 2. 12. Modelo actualístico de las 'Cuencas oceánicas activas' y las 'Islas Oceánicas'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Así como la corteza oceánica se hunde con la edad y distancia desde la expansión de las dorsales, los depósitos pelágicos y hemipelágicos se acumulan (Berger, 1973). El lodo de carbonato se acumula por arriba de la Profundidad de Compensación de los Carbonatos (PCC) (~3 000-4 500 [m]), la cual se deprime en áreas con alta productividad biológica; el lodo silíceo se acumula por encima de la Profundidad de Compensación del Sílice (PCS); y sólo la arcilla abisal se acumula

debajo de la PCS. El resultado es una estratigrafía dinámica y predecible de acuerdo a la edad, profundidad y paleolatitud de la corteza oceánica, con sus correspondientes facies depositacionales oceánicas.

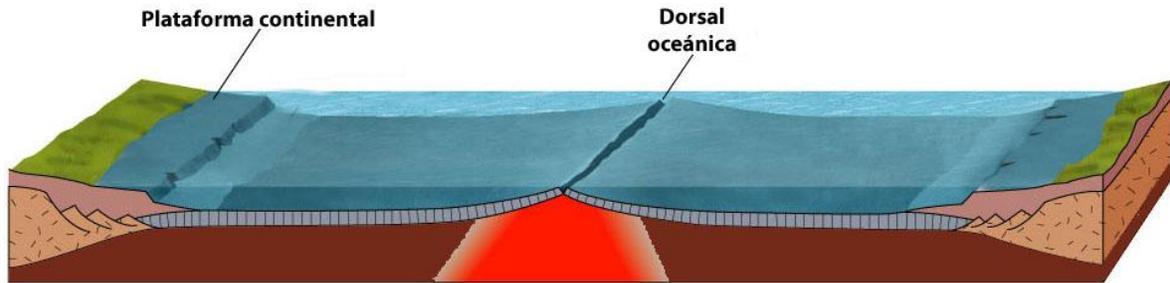


Figura 2. 13. Modelo 3D de una cuenca oceánica activa (Modificado de Romero, 2013).

2.4.5 Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas

Las islas (Figura 2. 12), montañas submarinas, dorsales, y mesetas se hunden térmicamente así como las placas oceánicas migran a una distancia considerable de las dorsales oceánicas. Las anomalías termales independientes a las dorsales oceánicas (ej. Hot spots) crean nuevas islas, dorsales y mesetas, que pueden tener historias de subsidencia complejas, dependiendo de sus historias magmáticas. Clague (1981) dividió la historia post-volcánica de las montañas submarinas en tres etapas secuenciales: subaérea, de agua somera y de agua profunda.

2.4.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables

Las cuencas pasivas tienen como piso a la corteza oceánica, y ésta no sufre procesos ni de expansión, ni de subducción; por lo que no hay márgenes de placa activos dentro de la cuenca (Ingersoll y Busby, 1995), (Figura 2. 14).

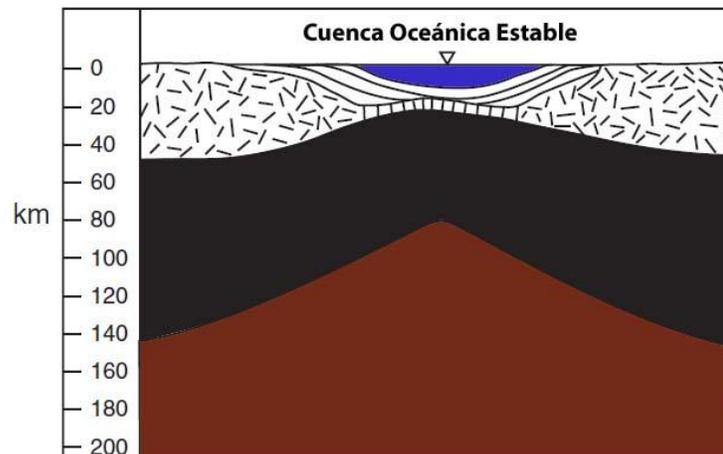


Figura 2. 14. Modelo actualístico de las 'Cuencas oceánicas pasivas o estables'. Simbología igual que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Este marco contrasta con las cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión activa (ej. Océanos Atlántico, Pacífico e Índico); y con las cuencas oceánicas remanentes, que son pequeños océanos contraídos, delimitados por lo menos por una zona de

subducción (ej. Bahía Bengala y Golfo Huon). El término “pasivo” implica que no existe actividad orogénica dentro o cerca de la cuenca; y “oceánico”, implica que la cuenca se encuentra subyacida por litósfera oceánica, a diferencia de las cuencas intracratónicas, que están típicamente subyacidas por litósfera continental y parcialmente por un rift (Ingersoll y Busby, 1995).

Las cuencas oceánicas pasivas son creadas por dos procesos contrastantes:

1. Cuando la expansión en las dorsales de las cuencas oceánicas nacieses cesa su actividad (ej. Golfo de México; Dickinson y Lawton, 2001).
2. Cuando las cuencas de trasarco (ya sea extensional o neutral) no se subducen durante la sutura de los continentes y/o arcos (ej. Mar Negro).

Las cuencas oceánicas pasivas pueden tener tiempos de vida de cientos o miles de años, y pueden variar considerablemente en cuanto a su tamaño. El moderno Golfo de México, la cuenca pasiva más grande a nivel mundial, es rellenada rápidamente, principalmente por el aporte sedimentario a lo largo de su margen norte (la zona marginal continental progradante de la Costa del Golfo), sin embargo, aún contiene corteza oceánica con una delgada cubierta sedimentaria en la parte sur (Dickinson y Lawton, 2001).

Cuando una cuenca oceánica pasiva es rellenada hasta el nivel del mar, puede asemejarse superficialmente a una cuenca intracratónica. La primera, sin embargo, contiene de 16-20 km de capas sedimentarias en la parte superior de la litósfera oceánica, mientras que la última, contiene pocos km de capas sedimentarias, subyacidas por corteza continental, con uno o más rifts fósiles debajo del centro de la cuenca.

Las cuencas foreland se pueden formar por encima de los bordes de las cuencas oceánicas pasivas durante la deformación contraccional (ej. Márgenes de la cuenca Tarim moderna). Las cuencas intracratónicas pueden experimentar hundimiento renovado o inversión tectónica (ej. Mar del Norte moderno), (Cooper y Williams, 1989; Cameron *et al.*, 1992).

2.5 Marcos tectónicos convergentes

2.5.1 Sistemas arco-trincheras

Los sistemas arco-trincheras se pueden clasificar fundamentalmente en tres tipos (Dickinson y Seely, 1979; Dewey, 1980):

1. Extensional
2. Neutral
3. Compresional

Los factores más importantes en el comportamiento de los sistemas arco-trincheras se basan en análisis de los sistemas modernos (Molnar y Atwater, 1978; Kanamori, 1986), y son:

1. Tasa de convergencia
2. Edad de la placa
3. Echado de la placa

Casi todos los arcos modernos que miran hacia el este (ej. Marianas) son extensionales, con subducción de la litósfera vieja con ángulos pronunciados. También, casi todos los arcos que miran hacia el oeste (ej. Los Andes) son compresionales, con subducción de la litósfera joven, con ángulos bajos. La mayoría de los arcos que miran hacia el sur (ej. Las Aleutianas) son neutrales, con subducción de la litósfera de edad mediana, con ángulos moderados. No existen arcos que miren al norte.

El modelo generalizado para los sistemas de marcos tectónicos convergentes se muestra en la Figura 2. 15, donde se observa que las principales cuencas son la trinchera, la cuenca de antearco, trasarco y foreland.

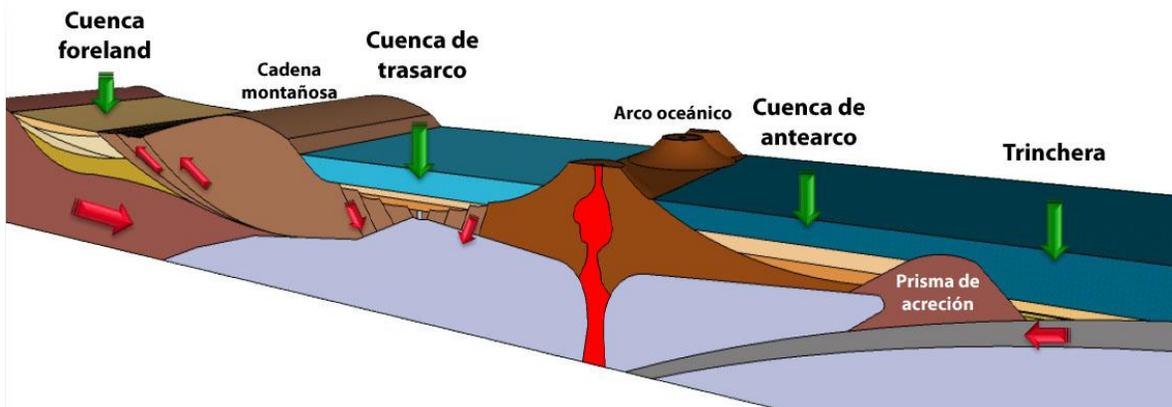


Figura 2. 15. Modelo 3D generalizado para los marcos tectónicos convergentes (Modificado de Romero, 2013).

La distinción de cuencas de antearco, intra-arco, y trasarco no es siempre clara. Las cuencas de intra-arco se definen como acumulaciones de gran espesor volcánico-volcanoclástico y otras acumulaciones sedimentarias a lo largo de la plataforma del arco, que está formado por el traslape o superposición de volcanes. La presencia de rocas volcánicas con ventilas proximales e intrusiones relacionadas es crucial para el reconocimiento de las cuencas de intra-arco en el registro geológico; desde que el material volcanoclástico del arco derivado se puede expandir a cuencas de antearco, trasarco, entre otras. El término de “arco masivo” se refiere a la corteza generada por procesos de arco magmático (Dickinson, 1974), y la corteza de arco puede ser la base de una región más extensa que la plataforma de arco.

2.5.1.1 Trincheras

Las trincheras pueden tener grandes profundidades, y su relleno sedimentario depende de su posición con respecto a la porción continental.

Underwood y Moore (1995) sintetizaron la naturaleza dinámica de la sedimentación y la tectónica en las trincheras activas (Figura 2. 15, Figura 2. 16). La cuña de sedimentos de una trinchera está en equilibrio dinámico cuando la tasa y el ángulo de subducción, el espesor de sedimento en la placa oceánica, la tasa de sedimentación, y la distribución de sedimento dentro de la trinchera sea constante. Con el incremento de aporte transversal de sedimentos a la

trincheras, el canal axial de la cuña de la trincheras es forzada hacia el mar, y la trincheras se ensancha.

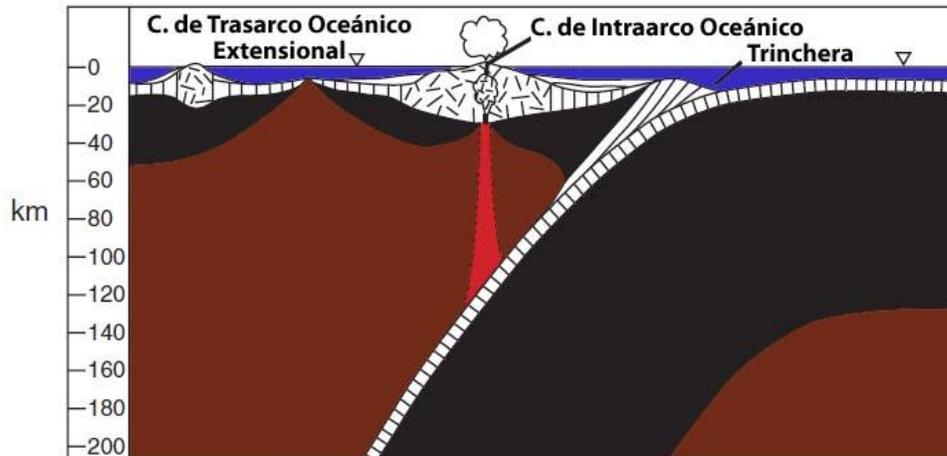


Figura 2. 16. Modelo actualístico de 'Trincheras, Cuenca de intraarco, Cuenca oceánica extensional de trasarco'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3; magmas generados por la placa subducida=rojo (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.5.1.2 Cuencas por trincheras y taludes

El modelo de este tipo de cuencas fue desarrollado por Moore y Karig (1976), en donde se observa la sedimentación en pequeñas cuencas estancadas a lo largo de las paredes internas de las trincheras (Figura 2. 17).

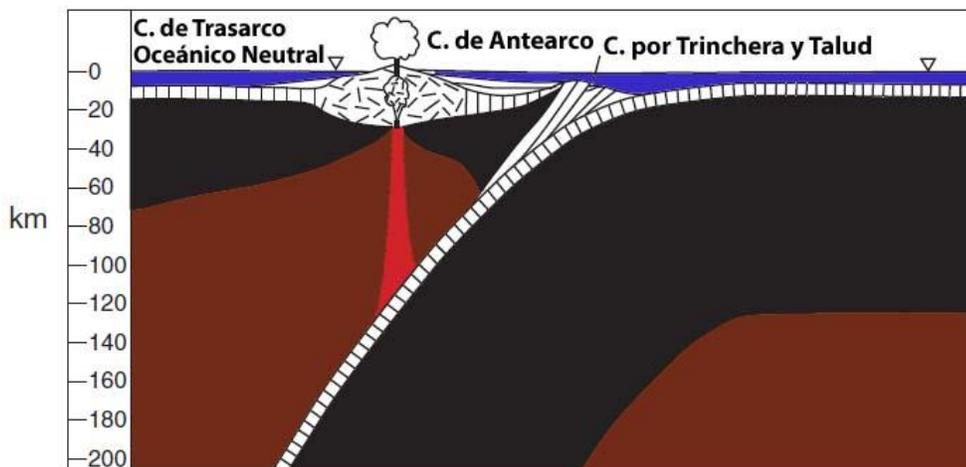


Figura 2. 17. Modelo actualístico de las 'Cuencas por trincheras y taludes', 'Cuencas de antearco', 'Cuencas oceánicas neutrales de trasarco'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 16 (Modificado de Ingersoll, 2012).

La deformación que ocurre dentro y en los complejos de subducción resultan en una batimetría irregular; las turbiditas están estancadas dentro de las cuencas por trincheras y taludes resultantes. El promedio de la anchura, espesor de los sedimentos, y edad de las cuencas aumenta hasta el talud, debido al levantamiento progresivo del material deformado y extendido del espaciamiento de las fallas durante la deshidratación y deformación de los sedimentos. En los complejos de subducción antiguos, las cuencas por trincheras y taludes están rellenas por

turbiditas locales relativamente sin deformar, rodeadas por un material acrecionado altamente deformado de origen variable.

2.5.1.3 Cuencas de antearco

Las cuencas de antearco se forman entre el prisma de acreción y el arco volcánico (Figura 2. 18), su subsidencia se encuentra marcada por la carga de sedimentos (Romero, 2013). La clasificación de los sistemas de arco-trinchera propuesta por Dickinson (1995) resalta en que la tectónica de placas gobierna la iniciación de la subducción, además del posible desarrollo de cuencas de antearco (Figura 2. 17).

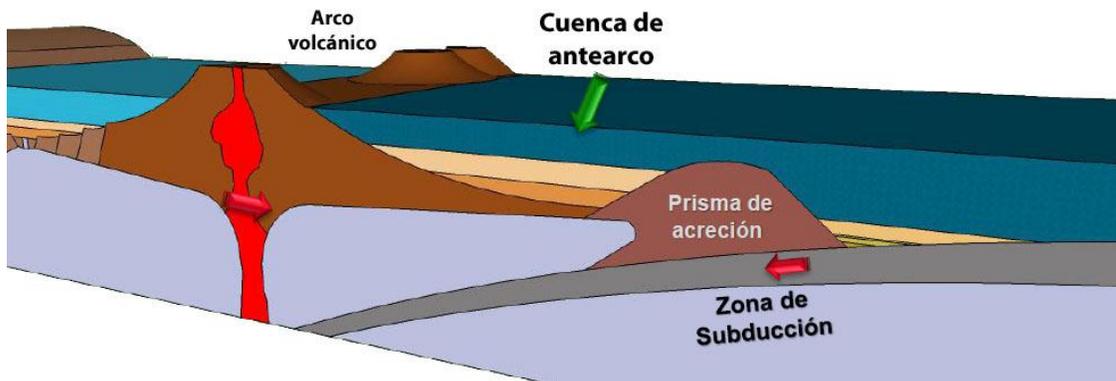


Figura 2. 18. Modelo 3D de una cuenca de antearco (Modificado de Romero, 2013).

Los factores que controlan la geometría del antearco son:

1. Configuración inicial
2. Espesor del sedimento en la placa subducida
3. Tasa de aporte de sedimentación a la trinchera
4. Tasa de aporte de sedimentación al área de antearco
5. Tasa y orientación de la subducción
6. Tiempo desde la iniciación de la subducción

2.5.1.4 Cuencas de intraarco

El origen de cuencas dentro de arcos magmáticos (Figura 2. 16) en general no se tiene bien entendido, en gran parte debido a la escasez de estudios que integran análisis de volcanología, de sedimentología y de cuencas (Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995). Un elemento disuasorio adicional para la mayoría de los sedimentólogos es el hecho de que los arcos se caracterizan por altos flujos de calor, con gradientes geotérmicos altos y un intenso magmatismo; además que están sujetos comúnmente a un acortamiento cortical en un tiempo de su historia evolutiva.

2.5.1.4.1 Cuencas oceánicas de intraarco

Las cuencas intraoceánicas se ubican dentro del arco volcánico en un margen con corteza oceánica relacionada (Figura 2. 19). Existen por lo menos tres tipos principales de depocentros para acumulaciones sedimentarias dentro de los arcos (Ingersoll y Busby, 1995; Smith y Landis,

1995). Los depocentros pueden ocurrir en regiones bajas entre volcanes y a lo largo de sus flancos; aunque estos tienen un potencial de preservación alto, sólo por debajo del nivel del mar (ej. Generalmente en arcos oceánicos). Además, los depocentros con altos potenciales de preservación se pueden formar cuando el eje del arco volcánico cambia a una nueva posición en una plataforma de arco oceánico, creando así una región baja entre la cadena activa y la cadena abandonada.

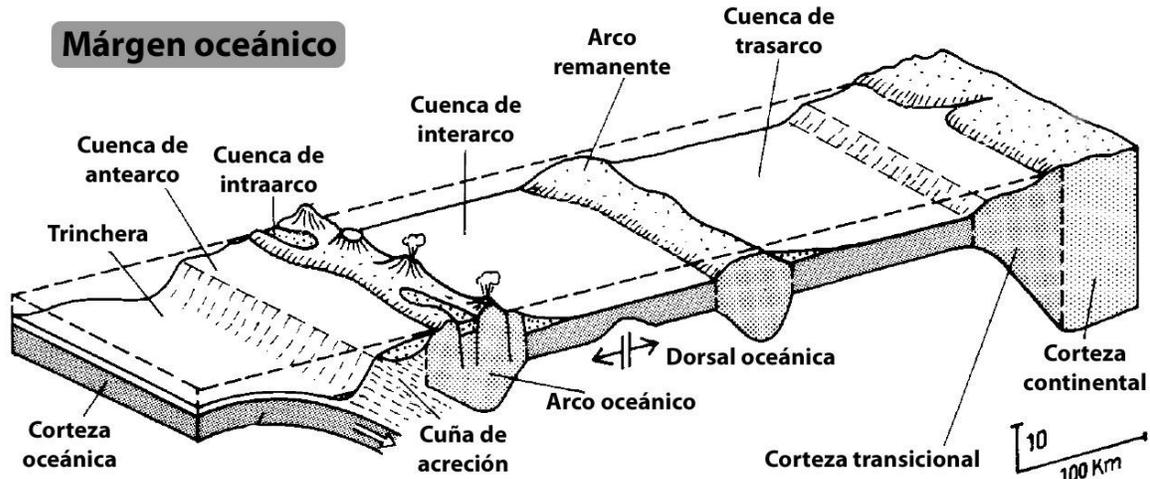


Figura 2. 19. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen oceánico convergente (Modificad de Einsele, 1992).

2.5.1.4.2 Cuencas continentales de intraarco

De la misma manera que las cuencas oceánicas de intraarco, éstas se encuentran dentro del arco volcánico, pero en este caso asociado a un margen continental (Figura 2. 20). Los mecanismos más importantes para la acumulación y preservación de sucesiones estratigráficas gruesas en arcos continentales parecen ser en escala descendente (Busby-Spera, 1988; Busby-Spera *et al.*, 1990), considerando los siguientes procesos:

1. Extensión o transtensión de escala de margen de placa.
2. Extensión en una escala más local durante el emplazamiento de un plutón o batolito.
3. Subsistencia localizada de calderas durante erupciones de gran volumen de ignimbritas.

La extensión o transtensión de escala de margen de placa produce cinturones de secuencias arco-continental que son continuos o semi-continuos durante cientos o miles de kilómetros, y registran altas tasas de subsidencia durante decenas de millones de años. Los efectos de extensión en los techos de los plutones y batolitos pueden dificultar la distinción de la extensión del margen de placa, pero la principal puede operar por escalas de tiempo cortas (ej. Menos de unos pocos de millones de años), y no puede producir por sí misma un arco de baja posición capaz de acumular sedimentos derivados de un arco de afuera. Las calderas continentales forman depocentros pequeños (10-60 km de extensión), pero profundos (1-4 km) con ignimbritas que hicieron erupción durante el colapso de la caldera.

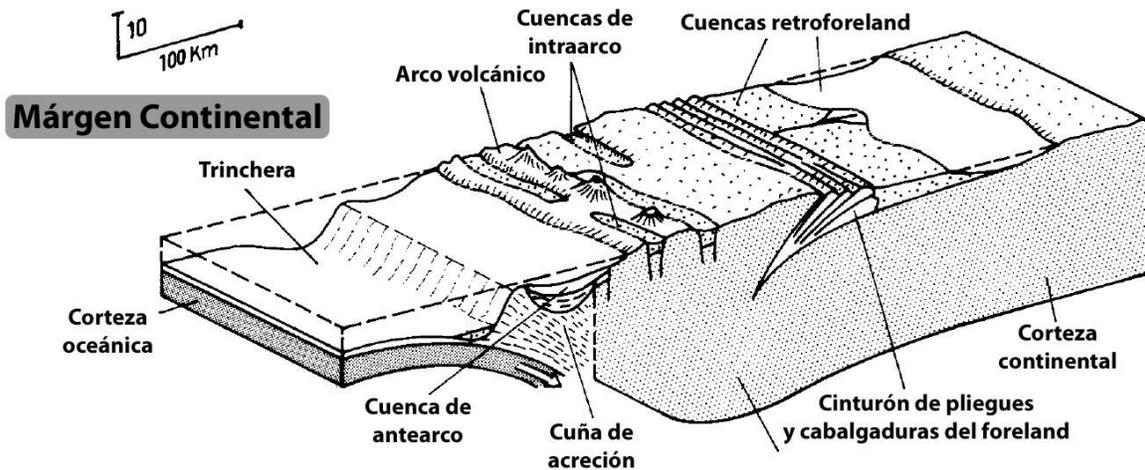


Figura 2. 20. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen continental convergente (Modificado de Einsele, 1992).

2.5.1.5 Cuencas de trasarco

Existen dos tipos de cuencas de trasarco: cuencas oceánicas detrás de los arcos magmáticos intraoceánicos (Figura 2. 19), y cuencas continentales detrás de los arcos de margen continental (Figura 2. 21) con ausencia de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Ingersoll y Busby, 1995). Muchas cuencas de trasarco son de origen extensional, formados por rifting y expansión del piso oceánico (Figura 2. 16), (Marsaglia, 1995). Estas cuencas se originan comúnmente a través del rifting del arco, así como a lo largo de sus ejes (intraarco) o inmediatamente al frente de la parte trasera de su eje. El término “cuenca de interarco” (Karig, 1970) ha sido ampliamente sustituido por el término “cuenca de trasarco”, pero puede ser usado donde el rifting ha ocurrido a lo largo o cerca del eje de un arco (Figura 2. 19), produciendo eventualmente un arco remanente detrás de la cuenca de trasarco.

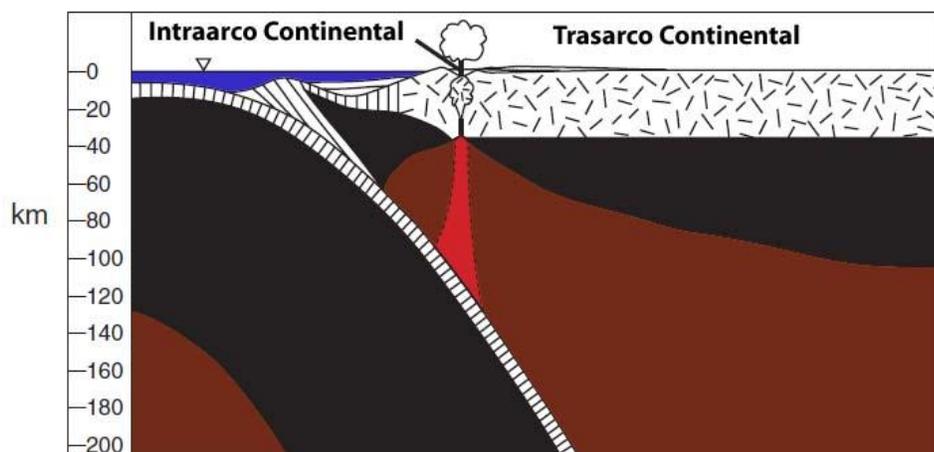


Figura 2. 21. Modelo actualístico de la 'Cuenca de trasarco continental' e 'Intraarco continental'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 16 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Muchas cuencas de trasarco no son extensionales (Marsaglia, 1995), formándose sobre regímenes de esfuerzo neutrales (Figura 2. 17). El tipo más común de cuencas de trasarco no

extensionales consiste en cuencas oceánicas viejas atrapadas durante la reorganización de las placas (ej. Mar de Bering). Además, las cuencas de trasarco no extensionales se desarrollan en la corteza continental (Figura 2. 21) (ej. Plataforma de Sunda en Indonesia). El acortamiento del trasarco puede ocurrir en sistemas de arco-trinchera intraoceánica en etapas tempranas de colisión con la corteza flotante (ej. este de Indonesia), (tenBrink *et al.*, 2009); este acortamiento puede representar etapas tempranas de una iniciación de subducción durante una inversión de polaridad.

2.5.1.5.1 Cuencas oceánicas de trasarco

Las cuencas oceánicas de trasarco (Figura 2. 15) modernas pueden distinguirse de otras cuencas por su posición detrás de los sistemas de arco-trinchera activos o inactivos (Taylor y Karner, 1983; Marsaglia, 1995). Dichas características diagnósticas comúnmente no se preservan en cuencas de trasarco antiguas, pues comúnmente experimenta metamorfismo y modificaciones estructurales durante el emplazamiento en zonas orogénicas, como ofiolitas.

Las cuencas oceánicas de trasarco aisladas del flujo de sedimentos terrígenos pueden mostrar los siguientes patrones de sedimentación simple y uniforme:

1. Diferenciación de facies lateral y vertical debido a la progradación de una plataforma gruesa volcániclaística en la ampliación de la cuenca de trasarco; como una plataforma puede extenderse por más de 100 km desde una isla volcánica, con crecimiento del espesor de 5 km en 5 Ma (Lonsdale, 1975).
2. Cubrimiento de la plataforma con una capa delgada de lodo y arena erosionada del arco después de que haya cesado el volcanismo y la extensión. Este ciclo refleja periodicidad temporal de la expansión del piso oceánico en cuencas oceánicas de trasarco, que parecen formarse en 10-15 Ma o menos (Taylor y Karner, 1983).

Como resultado, las cuencas oceánicas extensionales de trasarco generalmente tienen tiempos de vida más cortos que las cuencas de intraarco.

2.5.1.5.2 Cuencas continentales de trasarco

Una cuenca de trasarco continental moderna (Figura 2. 21), con un régimen de esfuerzo neutral es la Plataforma Sunda de Indonesia (Hamilton, 1979; Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995).

En cualquier caso, un trasarco extensional puede evolucionar en un trasarco neutral, el cual puede evolucionar a una cuenca retroforeland. Los regímenes de esfuerzos variables en marcos de trasarco y retroarco son comunes.

Una serie similar a las cuencas de trasarco a retroforeland se desarrolló durante el Mesozoico en el oeste de EUA (Dickinson, 1981; Lawton, 1994; Ingersoll, 1997, 2008).

2.5.1.6 Cuencas foreland

Los sistemas compresionales de arco-trinchera usualmente desarrollan cuencas foreland detrás de los arcos, debido a la subducción parcial de la corteza continental debajo de los orógenos de arco (Dickinson, 1974, DeCelles y Giles, 1996). Las ‘cuencas foreland’ es un término usado para describir una cuenca que se ubica entre un cinturón orogénico y un cratón (Allen *et al.*, 1986), (Figura 2. 15). Dickinson (1974) propuso que el término “retroarco” se usara para describir cuencas foreland formadas detrás de arcos compresionales, en contraste con las cuencas foreland “periféricas”, formadas en placas subducidas durante colisiones continentales. Por lo tanto, aunque “trasarco” y “retroarco” son literalmente sinónimos, el primero es usado para sistemas arco-trinchera extensionales y neutrales, mientras que el segundo es usado para sistemas arco-trinchera compresionales.

Willett *et al.* (1993), entre otros, modificaron la nomenclatura original de Dickinson (1974) para las cuencas foreland por acortamiento de “foreland de retroarco” a “retroforeland”, y cambiando “foreland periférica” a “proforeland”.

2.5.1.6.1 Cuencas retroforeland

Las cuencas retroforeland (Figura 2. 20) se forman en las placas superiores de los márgenes convergentes, y las cuencas proforeland se forman en las placas inferiores de los márgenes convergentes.

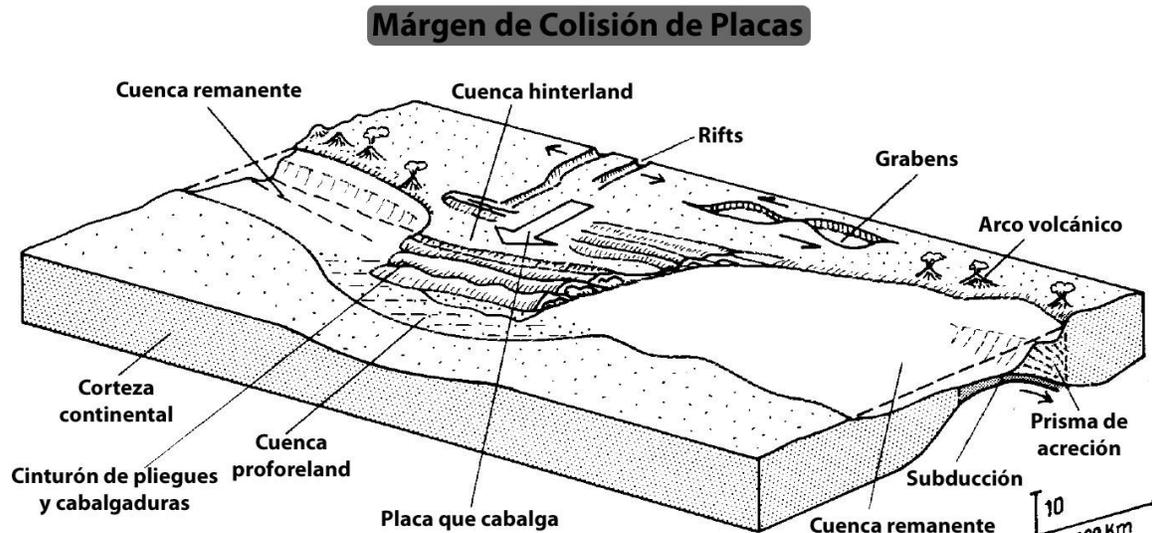


Figura 2. 22. Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen de colisión continental (Modificad de Einsele, 1992).

Las cuencas retroforeland tienden a tener historias más largas que las cuencas proforeland (Figura 2. 22), debido a que la primera comúnmente inicia durante la subducción de la litósfera oceánica (ej. Retroforeland de los Andes), mientras que las cuencas proforeland no existen hasta que la corteza continental superior entra en contacto en las zonas de subducción (colisión inducida), (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Cloos, 1993; Ingersoll y Busby, 1995). Con el fin de

aclarar estas distinciones, Ingersoll (2012) propuso que los retroforeland se subdividan en foreland de retroarco (formados detrás de arcos de margen continental. Ej. Los Andes) y en retroforeland colisionales (formados por la placa continental por encima durante la colisión continental. Ej. Cuenca foreland del Sur de los Alpes). El término general “retroforeland” puede ser usado para cualquier cuenca foreland en la placa superior del margen convergente, mientras los términos más restringidos pueden ser usados para designar si la corteza oceánica o continental ha sido subducida en el lado opuesto del orógeno.

Aproximadamente un tercio de los arcos magmáticos se han asociado a forelands de retroarco, mientras la actividad del arco comúnmente cesa al desarrollo de proforeland y retroforeland colisionales.

2.5.1.6.1.1 Cuenclas foreland de retroarco

Jordan (1981) presentó un análisis de la cuenca foreland de retroarco asimétrica Cretácica asociada con el cinturón de cabalgaduras de Idaho-Wyoming. Ella usó un modelo elástico bidimensional para mostrar cómo la carga de las cabalgaduras y la carga sedimentaria resultó en una flexura de la litósfera (Figura 2. 23). La ubicación de la flexura máxima migró hacia el este, así como las cabalgaduras migraron en la misma dirección. El área de la subsidencia se ensanchó debido a la redistribución erosional y depositacional de parte de la carga de las cabalgaduras, y posiblemente mejorado por el alto nivel del mar eustático del Cretácico tardío.

La topografía está relacionada con la geometría de las fallas por cabalgaduras y la subsidencia isostática.

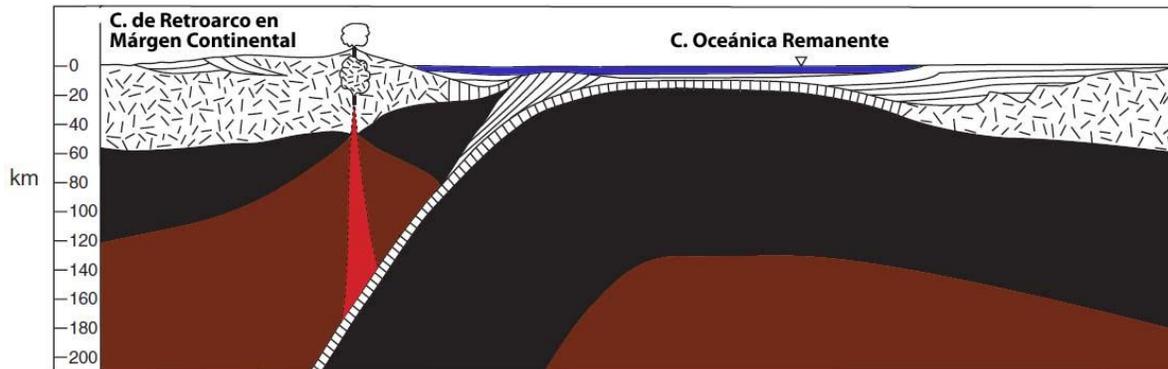


Figura 2. 23. Modelo actualístico de la ‘Cuenca foreland de retroarco’ y la ‘Cuenca oceánica remanente’. Símbolos iguales que en la Figura 2. 16 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Los modelos presentados por Jordan (1981) y Beaumont (1981) demuestran que la actividad tectónica en cinturones de pliegues y cabalgaduras en cuencas foreland es la primer causa de subsidencia en cuencas foreland asociadas (Price, 1973). La redistribución sedimentaria, los procesos sedimentarios autocíclicos, los efectos dinámicos de la circulación astenosférica y los cambios eustáticos del nivel del mar son importantes como factores modificadores en términos de

secuencias regresivas-transgresivas; pero la tectónica compresional detrás del sistema arco-trinchera es el motor de fuerza.

2.5.1.6.1.2 Cuencas retroforeland colisionales

La cuenca retroforeland colisional del Sur de los Alpes se desarrolló al mismo tiempo que la orogénesis Alpina, así como la placa Europea se subducía debajo de Adria (Bertotti *et al.*, 1998; Carrapa, 2009), (Figura 2. 24). La evolución del Cretácico tardío de esta cuenca foreland comenzó en un marco de retroarco, pero se desarrolló a una cuenca retroforeland colisional concurrente con la orogénesis Alpina, y el desarrollo de la mejor conocida cuenca proforeland del Norte de los Alpes (molasse), (Bertotti *et al.*, 1998). Bertotti *et al.* (1998) sugirieron un debilitamiento progresivo de la placa flexurada de Adria a través del tiempo. Carrapa y García-Castellanos (2005) demostraron que la cuenca Terciaria Piedemonte del oeste de Po Plain se formó por flexura de retroforeland de una placa visco-elástica durante el Oligoceno-Mioceno.

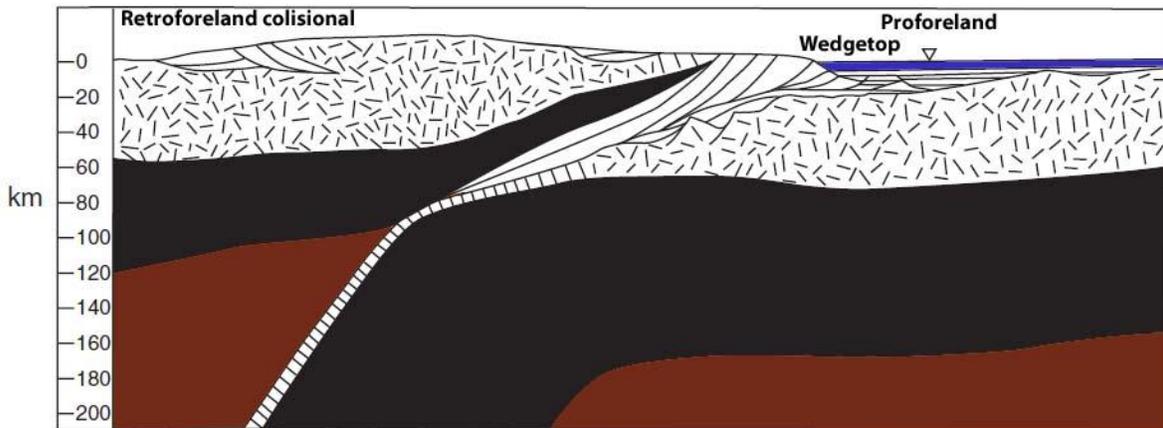


Figura 2. 24. Modelo actualístico de la 'Cuenca retroforeland colisional', 'Cuenca proforeland' y 'Cuenca wedgetop'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 16 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Las secuencias foreland del Triásico-Jurásico de la cuenca de Ordos de China central representan la depositación de una cuenca retroforeland colisional relacionada a la sutura de los bloques del Norte y Sur de China (Sitian *et al.*, 1995; Ritts *et al.*, 2009).

2.5.1.6.1.3 Cuencas retroforeland rotas

El ángulo bajo de la subducción debajo de sistemas compresionales de arco-trinchera pueden dar como resultado una deformación del basamento dentro de las cuencas foreland de retroarco (Figura 2. 25), (Dickinson y Snyder, 1978; Jordan, 1995). La región de las Montañas Rocallosas del oeste de EUA es el ejemplo antiguo mejor conocido de este estilo de deformación; provincias modernas similares se han documentado en el foreland de los Andes (Jordan, 1995).

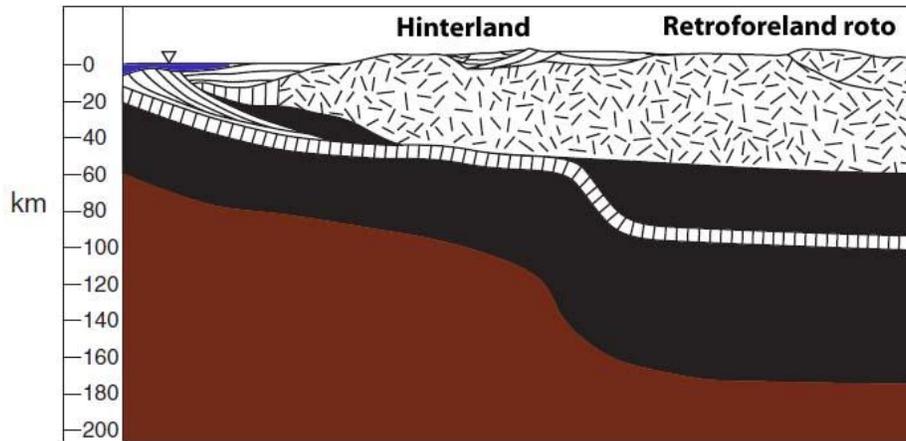


Figura 2. 25. Modelo actualístico de la 'Cuenca retroforeland rota', así como de 'Hinterland'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 16 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.5.1.6.2 Cuencas proforeland

Así como la colisión continental ocurre entre un margen continental con rift y la zona de subducción de un sistema arco-trinchera, una carga tectónica se coloca en el margen del rift, primero debajo del nivel del mar, y luego subaéreo (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Miall, 1995). Una cuenca proforeland (Figura 2. 22) se forma de la misma manera en que la litósfera elástica se flexiona bajo una invasión de carga dinámica (Figura 2. 24). El fallamiento normal enfrente de la carga dinámica y el levantamiento de un forebulge son respuestas iniciales a la flexura, así como a la invasión de la carga dinámica en el foreland (Bradley y Kidd, 1991; Miall, 1995; DeCelles y Giles, 1996).

La discriminación de antiguos proforeland y retroforeland colisionales (Figura 2. 24) es difícil, pero puede ser posible basado en las siguientes características (Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995):

1. Polaridad del arco magmático.
2. Presencia de complejos de subducción oceánica asociados a fases anteriores del proforeland.
3. Grandes profundidades de agua en proforelands (etapa foredeep).
4. Asimetría de cinturones de sutura (más cercanos al proforeland).
5. Desarrollo prolongado de retroforeland (evolución de largo plazo del arco) contra el desarrollo discreto de proforeland (cierre terminal oceánico sin un precursor).
6. Posible entrada de volcaniclásticos al retroforeland, especialmente durante el desarrollo temprano, contra la mínima entrada de volcaniclásticos al proforeland.

2.5.1.7 Cuencas oceánicas remanentes

En cinturones de sutura durante la subducción, o en el segmento continental superior (no subducido), o en la corteza de arco magmático, ocurre una deformación intensa. La sutura de los

cinturones puede involucrar márgenes de rift continental y márgenes continentales de arco magmático (cierre terminal de una cuenca oceánica) o varias combinaciones de márgenes de arco o continentales (Figura 2. 23, Figura 2. 24). Los continentes colisionados tienden a ser irregulares con una gran variación del tiempo, deformación estructural, patrones de sedimentación dispersos y en el nivel de preservación (Dewey y Burke, 1974).

Graham *et al.* (1975) e Ingersoll *et al.* (1995, 2003) usaron el desarrollo del Cenozoico del sistema Himalaya-Bengal como un análogo para el desarrollo del sistema Appalachiano-Ouachita, y propusieron un modelo general para la dispersión de sedimentos relacionado a la sutura secuencial de los cinturones orogénicos. “La mayoría de los sedimentos erosionados de las tierras altas orogénicas formados por colisiones continentales vierten longitudinalmente a través de complejos deltáicos en cuencas oceánicas remanentes como turbiditas, que son deformadas subsecuentemente e incorporadas a los cinturones orogénicos como suturas alargadas de colisión” (Graham *et al.*, 1975, 273).

Ingersoll *et al.* (1995, 2003) revisaron gran cantidad de cuencas oceánicas remanentes, tanto modernas como antiguas, y demostraron que los abanicos submarinos en cuencas oceánicas remanentes representan las acumulaciones más grandes de sedimentos en la Tierra. El abanico moderno Bengal es el cuerpo de sedimentos más grande, y el abanico Indus es el segundo más grande; ambos derivados del área más elevada de la Tierra, la Placa Tibetana y el Himalaya.

2.5.1.8 Cuencas *wedgetop*

Ori y Friend (1984) definieron las “cuencas piggyback” como cuencas que se formaron y rellenaron mientras fueron llevadas en movimiento como capas de empuje. DeCelles y Giles (1996) sugirieron la palabra “*wedgetop*” como un término más general, que incluye tanto cuencas “piggyback” como las de “thrust-top” (Figura 2. 24). Las cuencas *wedgetop* (Figura 2. 26) se desarrollan en condiciones dinámicas con acumulación de sedimentos de espesores reducidos; la mayoría de los sedimentos son derivados de cinturones asociados a pliegues y cabalgaduras, con un aporte subordinado del arco y terrenos de basamento (Critelli y Le Pera, 1994; Trop y Ridgeway, 1997).

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras pueden estar en marcos de proforeland, retroforeland, o transpresionales (Ingersoll y Busby, 1995). Las cuencas *wedgetop* comparten características con cuencas por trincheras y taludes. El ambiente submarino del sur de Taiwan ilustra la transición de ambientes de antearco/trincheras y talud/trincheras al oeste del Arco Luzon, a una cuña orogénica/*wedgetop*/foredeep de la zona de colisión de Taiwan (Chiang *et al.*, 2004).

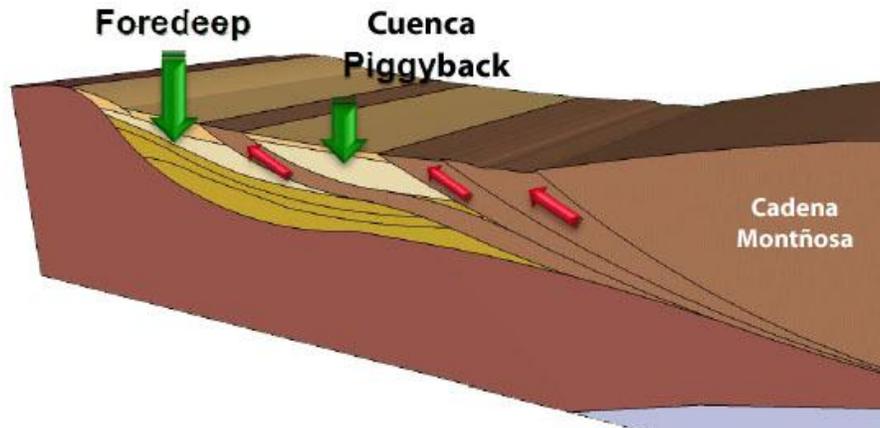


Figura 2. 26. Modelo 3D de Cuenca wedgetop o piggyback (Modificado de Romero, 2013).

2.5.1.9 Cuencas hinterland

Horton (2012) describió dos clases de cuencas hinterland: las formadas en orógenos no colisionales de retroarco (ej. Los Andes), y las formadas en orógenos colisionales (Figura 2. 22) (ej. Himalaya-Tíbet). Debido a que “hinterland” se refiere a las partes “internas” de los orógenos, opuestos a la dirección de vergencia de los pliegues y fallas, el término denota una dirección relativa a un cinturón de pliegues y cabalgaduras. Literalmente, todas las partes de un orógeno detrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras constituye un hinterland, independientemente del origen genético; por ejemplo, un retroforeland es parte del hinterland del proforeland, y viceversa; en las dos caras de los orógenos (ej. Alpes y Pirineos). Horton (2012) e Ingersoll (2012) definen “cuenca hinterland” en un sentido más estricto de cuencas dentro de cinturones orogénicos que no caen en ninguna otra categoría descrita en este documento.

Las cuencas hinterland registran sedimentación no marina, usualmente a elevaciones altas, que se formaron en corteza continental engrosada (Horton, 2012) (Figura 2. 25). Como resultado, tienen un potencial de preservación bajo, y relativamente tiempos de vida cortos, aunque algunas cuencas tienen tiempos de vida de decenas de millones de años (ej. Altiplano; Horton *et al.*, 2002). Los procesos extensionales, contraccionales y de rumbo pueden crear el espacio de alojamiento para las cuencas hinterland, con adelgazamiento de la corteza de fallas inducidas, y una carga tectónica causando subsidencia.

2.6 Marcos tectónicos transformantes

2.6.1 Marcos asociados a fallas de rumbo

La complejidad y variabilidad de cuencas sedimentarias asociadas a fallas de rumbo son casi tan grandes como para todos los otros tipos de cuencas (Ingersoll y Busby, 1995). Las fallas transformes en la litósfera oceánica, generalmente se comportan de acuerdo al modelo de tectónica de placas, mientras que las fallas de rumbo en la litósfera continental son extremadamente complejas y difíciles de encajar en un modelo que involucra placas rígidas.

Las fallas de rumbo dentro de la corteza continental son propensas a experimentar periodos alternativos de extensión y compresión como direcciones de desplazamiento que se ajustan a lo largo de las principales fallas corticales (Figura 2. 27) (Crowell, 1974; Reading, 1980). Por lo tanto, la apertura y cierre de las cuencas a lo largo de las fallas de rumbo es análoga a escalas más pequeñas de espacio y de tiempo a la apertura y cierre de las cuencas oceánicas (Ciclo de Wilson). Este proceso se ilustra claramente en el desarrollo del Neógeno-Holoceno del sur de California.

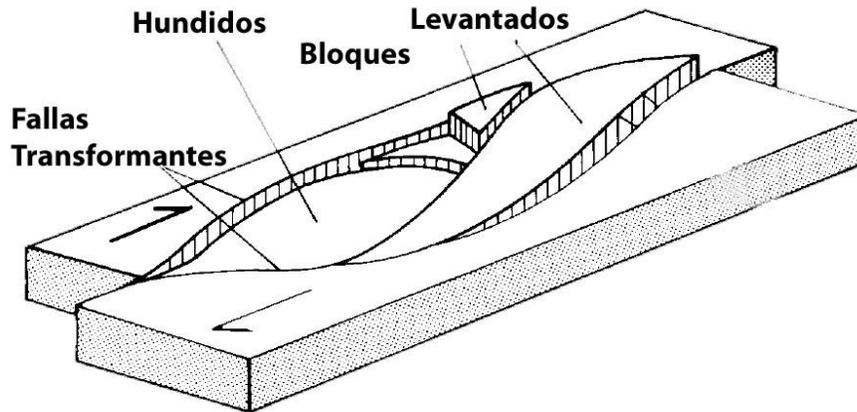


Figura 2. 27. Modelo 3D de cuencas transformes (Modificado de Einsele, 1992).

Las cuencas relacionadas a fallas de rumbo pueden ser clasificadas en tipos de miembros extremos, aunque la mayoría de las cuencas son híbridas. Las cuencas transtensionales (incluyendo las pull-apart), (Figura 2. 28) se forman cerca de las curvas de liberación, y las cuencas transpresionales se forman en curvas de restricción (Crowell, 1974). Las cuencas asociadas a rotaciones de corteza alrededor de ejes verticales dentro de bloques rotacionales ("transrotacional"; Ingersoll, 1988) pueden experimentar cualquier combinación de extensión, compresión y dirección (Ingersoll y Busby, 1995).

Los controles primarios en los patrones estructurales son (Christie-Blick y Biddle, 1985):

1. El ángulo de convergencia y divergencia de bloques adyacentes.
2. La magnitud del desplazamiento.
3. Propiedades del material de las rocas deformadas.
4. Estructuras preexistentes.

Los aspectos distintivos de las cuencas sedimentarias asociadas a fallas de rumbo incluyen (Christie-Blick y Biddle, 1985):

1. Desajustes en todo el margen de la cuenca.
2. Asimetría longitudinal y lateral de la cuenca.
3. Rápida subsidencia episódica.
4. Cambios de facies laterales abruptos e inconformidades locales.
5. Contrastes marcados en la estratigrafía, geometría de facies, e inconformidades entre diferentes cuencas en la misma región.

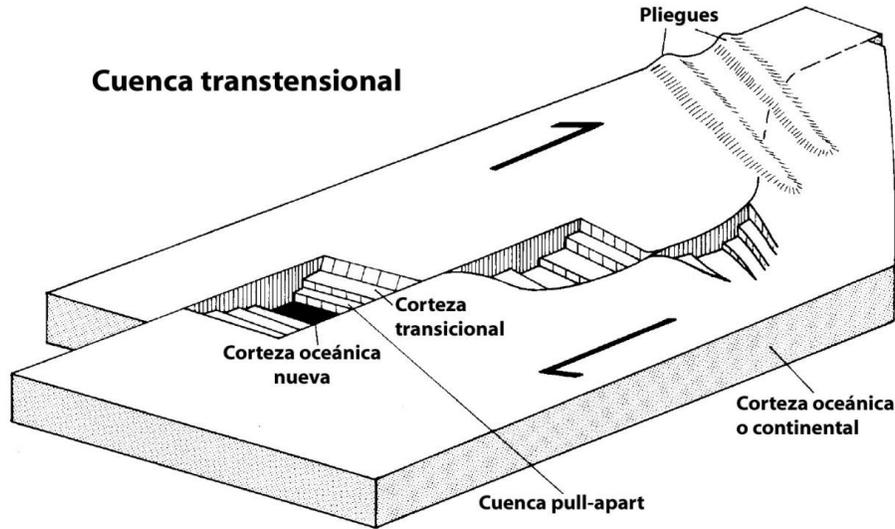


Figura 2. 28. Modelo 3D de una cuenca transtensional (pull-apart), (Modificado de Einsele, 1992).

2.6.1.1 Cuencas transtensionales (pull-apart)

Las cuencas transtensionales (Figura 2. 29) se forman en uniones de fallas izquierdas con escalonamientos izquierdos y en uniones de fallas derechas con escalonamientos derechos (Crowell, 1975a; Reading, 1980; Christie-Blick y Biddle, 1985; Nilsen y Sylvester, 1995).

Los márgenes de placa transtensionales de larga vida pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes transtensionales (ej. Golfo de California) o márgenes continentales transformantes de intraplaca (ej. Costa este del Oeste de África).

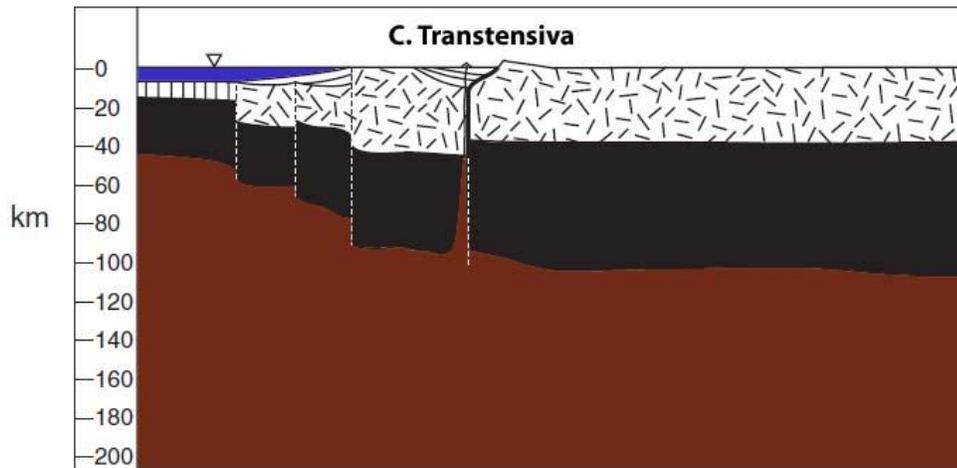


Figura 2. 29. Modelo actualístico de 'Cuenca transtensional'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.6.1.2 Cuencas transpresionales

Las cuencas transpresionales (Figura 2. 30) incluyen dos tipos:

1. Márgenes severamente deformados y cabalgados a lo largo de curvas en zonas de interferencias fuertes que resultan de una subsidencia flexural debido a la carga tectónica (ej. Norte de la cuenca de Los Ángeles, sur de California; Schneider *et al.*, 1996).
2. Cuencas de fallas de cuña en curvas en zonas de transferencia suaves, que resultan en un levantamiento rápido de uno o dos márgenes y una subsidencia rápida de una cuenca, así como un bloque que se mueve en la zona de transferencia (ej. Cuenca Ridge Neógena, sur de California) (Crowell, 1974b, 2003).

La cuenca Ridge es una de las más ampliamente expuestas, y más ampliamente estudiadas dentro de las cuencas transpresionales en el mundo (Crowell y Link, 1982).

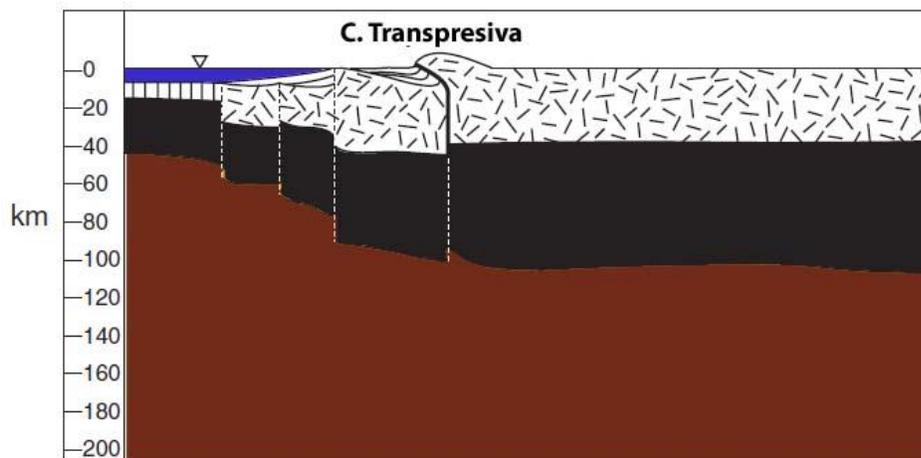


Figura 2. 30. Modelo actualístico de 'Cuenca transpresional'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.6.1.3 Cuencas transrotacionales

Nicholson *et al.* (1994) desarrollaron un modelo de captura de microplacas que explica cómo las interacciones complejas entre las placas de Norteamérica, Pacífico y Farallón, comenzaron poco después de 30 Ma (Atwater, 1970, 1989; Bohannon y Parsons, 1995) llevado a tres fases distintas de transferencia a las secuencias de la costa del sur de California en la placa del Pacífico. La primera fase (18-12 Ma) resultó en una rápida rotación de eje vertical en dirección de las manecillas del reloj, con acumulación de la Formación Topanga, en cuencas de supra desprendimiento complejas (Ingersoll y Rumelhart, 1999; Ingersoll, 2008), (Figura 2. 31). La zona fronteriza del sur de California y la cuenca de Los Ángeles tienen como basamento el Esquistos de Catalina, interpretado por Crouch y Suppe (1993) como la base inferior (metamórfico), tectónicamente denudado debajo de la separación.

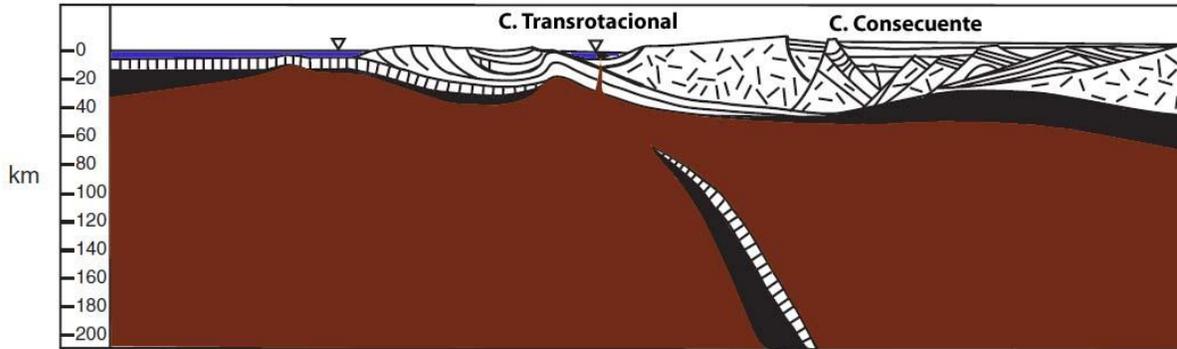


Figura 2. 31. Modelo actualístico de la 'Cuenca transrotacional' y la 'Cuenca consecuente'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.7 Marcos tectónicos mixtos o híbridos

2.7.1 Aulacógenos

Durante el rifting continental, comúnmente se forman tres rifts con aproximadamente 120°, probablemente porque esta es la configuración que implica menos esfuerzo (Burke y Dewey, 1973). Independientemente de si los procesos de iniciación son "activos" o "pasivos", en la mayoría de los casos, dos brazos de rift continúan a través de etapas de separación continental, mientras la extensión del piso oceánico no se desarrolla en el tercer brazo (Figura 2. 32), resultando en un rift fósil (Sengor, 1995).

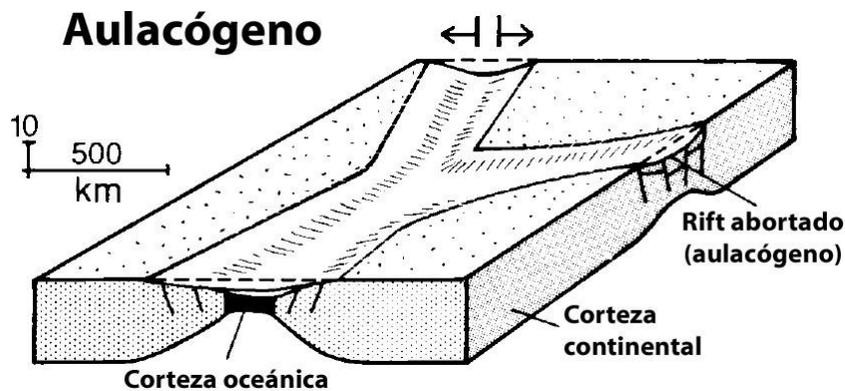


Figura 2. 32. Modelo 3D de un aulacógeno (Modificado de Einsele, 1992).

Hoffman *et al.* (1974) estudiaron las cuencas sedimentarias resultantes, con énfasis en un ejemplo Proterozoico, ellos resaltaron cinco etapas de desarrollo del aulacógeno Athapuscow, el cual con pequeñas modificaciones, provee un modelo aplicable a la mayoría de los aulacógenos (canales sedimentarios lineales con altos ángulos en orógenos), (Figura 2. 33):

1. Etapa de rift
2. Etapa transicional
3. Etapa de deformación baja
4. Etapa de reactivación
5. Etapa postorogénica

Los rifts que evolucionan a cuencas oceánicas, generalmente sobreyacen a márgenes continentales de océano naciente y plataforma-talud-cuenca (Figura 2. 6, Figura 2. 7), mientras que los rifts fósiles adyacentes a márgenes continentales evolucionan a reentrantes que capturan drenajes principales de los interiores continentales; los principales deltas que se forman en estas reentrantes, comúnmente construyen zonas marginales continentales progradantes (ej. Delta de Nigeria), (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995), (Figura 2. 10).

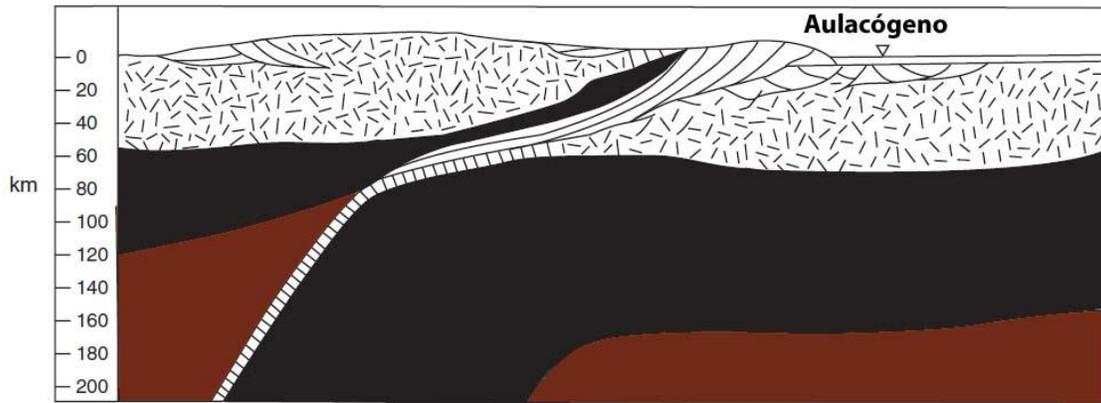


Figura 2. 33. Modelo actualístico de un 'Aulacógeno'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

Sengor *et al.* (1978) y Sengor (1995) desarrollaron criterios para distinguir rifts fósiles formados durante la apertura cerca de los océanos que después se cerraron (aulacógenos) de los rifts formados debido a la colisión cortical (impactógenos). Ambos tipos de valles de rift tienden a formar fallas de ángulos altos con cinturones orogénicos; sin embargo, los aulacógenos tienen una historia de rifting, coincidiendo con la iniciación de una cuenca oceánica vecina antes de la colisión, mientras que los impactógenos no tienen una historia de rift precolisional.

2.7.1.1 Impactógenos

Los impactógenos (Sengor *et al.*, 1978; Sengor, 1995) se parecen a los aulacógenos (rifts con fallas de ángulos altos en los cinturones orogénicos), pero sin etapas pre-orogénicas (Figura 2. 34).

Los impactógenos son formados típicamente durante un intento de subducción de la corteza continental (durante la colisión, con otro continente o con un arco magmático). Dos excelentes ejemplos con estilos y marcos tectónicos contrastantes son el graben Cenozoico medio de Rhine, y el rift Baikal del Cenozoico tardío. El graben de Rhine se formó como un impactógeno transtensional proximal al orógeno de colisión Alpino (Sengor, 1976). Éste se formó en la placa subducida (Europa), en un marco de proforeland. El rift Baikal, que aún está activo, es también transtensional, pero es distal a la colisión Himalaya (Ingersoll y Busby, 1995). Es parte del foreland roto colisional del centro de Asia, que es una placa superior a la que se subduce (Figura 2. 34). Por lo que estos son tipos de miembros extremos de impactógenos: el graben Rhine formado en un proforeland proximal, mientras que el rift Baikal se formó en un retroforeland distal.

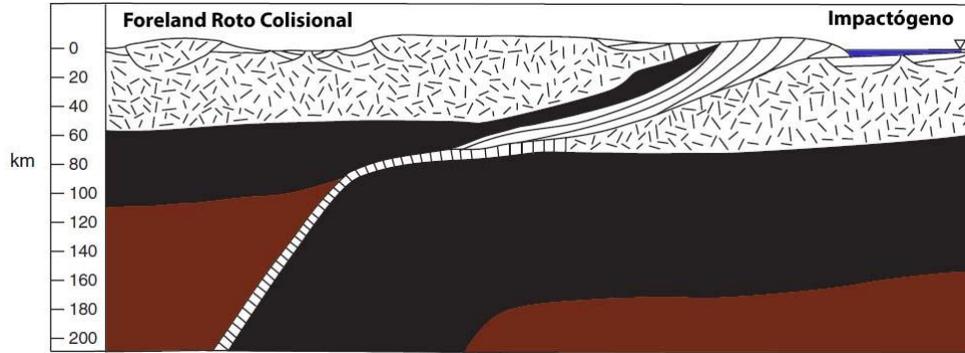


Figura 2. 34. Modelo actualístico de un 'Impactógeno' y una 'Cuenca foreland roto colisional'. Símbolos iguales que en la Figura 2. 3 (Modificado de Ingersoll, 2012).

2.7.1.2 Cuenca de antepaís roto colisional

La colisión de continentes de formas y tamaños diversos usualmente resultan en una extremada complejidad en cinturones orogénicos antiguos y cuencas sedimentarias relacionadas.

Un excelente ejemplo de cuenca de antepaís roto colisional (Figura 2. 34) es el cinturón orogénico de la Montaña Rocallosa Ancestral (ARM) Pensilvánica-Pérmica. La deformación del ARM ocurrió al mismo tiempo que la sutura final entre Laurasia y Gondwana durante el Carbonífero tardío al Pérmico (Graham *et al.*, 1975; Dickinson y Lawton, 2003; Miall, 2008).

2.7.1.3 Cuencas halocinéticas

El incremento en la exploración de márgenes continentales marinos profundos (especialmente en zonas marginales continentales progradantes, como el norte del Golfo de México), ha demostrado la importancia de la deformación de sal en cuencas sedimentarias de márgenes pasivos (Figura 2. 10), (Worral y Snelson, 1989; Beaubouef y Friedmann, 2000).

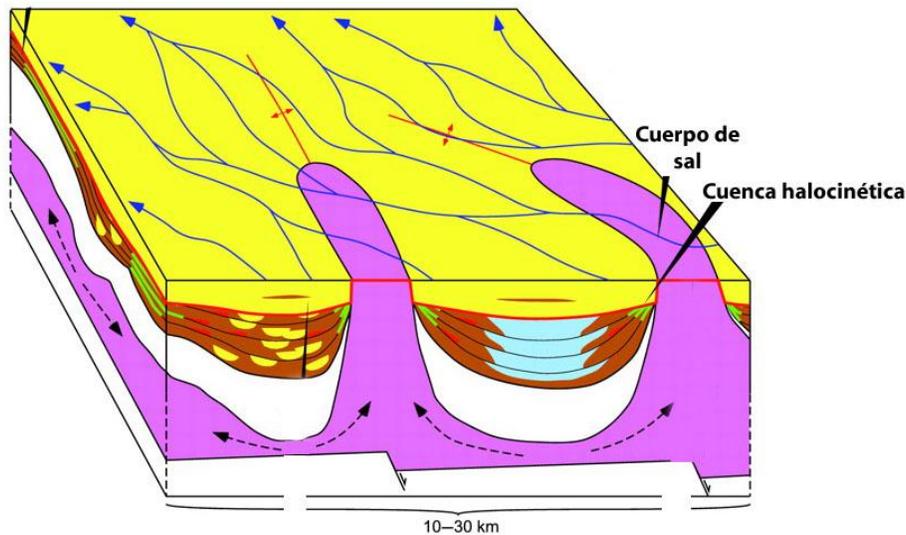


Figura 2. 35. Modelo 3D de las cuencas halocinéticas (Modificado de Matthews *et al.* 2007).

Hudec *et al.* (2009) revisó los mecanismos de subsidencia para las “minicuencas”, y sugieren que se pueden ver como modelos a escala menor de las cuencas corticales. Todas las cuencas que están directamente relacionadas con procesos halocinéticos se dice que son cuencas halocinéticas (Figura 2. 35).

2.7.1.4 Cuencas por impacto de meteoritos

El descubrimiento de una anomalía de iridio en el límite Cretácico-Paleógeno (Alvarez *et al.*, 1980) aumentó la conciencia del significado de los impactos de objetos extraterrestres en la historia de la Tierra. No sólo han tenido grandes impactos como resultado de grandes cambios evolucionarios (ej. Extinción en masa), sino también han producido depósitos sedimentarios extensos, resultado de tsunamis, deslizamientos, y otros procesos (Figura 2. 9, Figura 2. 36).



Figura 2. 36. Modelo de una cuenca por un impacto de meteorito (Modificado de O’Dale, 2010).

Las cuencas por impacto de meteoritos ahora son reconocidas en muchas localidades de la Tierra: Chicxulub, Bahía de Chesapeake (Shah *et al.*, 2005), el Mar del Norte (Stewart y Allen, 2002, 2005), y el Mar Barents (Dypvik *et al.*, 2004).

2.7.1.5 Cuencas consecuentes

Dentro del contexto de tectónica de placas, las cuencas consecuentes se forman en un principio en marcos intermontanos en la cima de cinturones de pliegues y cabalgaduras inactivos, cinturones de sutura, cinturones transformes, y rifts fósiles no cratónicos. La presencia de cuencas consecuentes indica el final de la actividad orogénica, por lo que sus edades limitan las interpretaciones del tiempo de sutura, deformación y rifting (Ingersoll y Busby, 1995).

El uso moderno del término “cuenca consecuente” debe restringirse a cuencas post-orogénicas que no caen en ningún marco de tectónica de placas (Ingersoll y Busby, 1995). Por ejemplo, la mayoría de la Provincia sur Basin and Range ha estado tectónicamente inactiva desde el Mioceno (Wernicke, 1992; Dickinson, 2006). Por lo tanto, las cuencas modernas intermontanas de esta región deben considerarse como cuencas consecuentes (Ingersoll y Busby, 1995), (Figura 2. 31).

Capítulo 3. Cuencas Foreland

3.1 Cuencas debidas a flexión

La flexura es la deflexión larga de una longitud de onda en la litósfera, causada por la aplicación de un sistema de esfuerzos. La flexura general se puede desarrollar en una placa elástica delgada sometida a un conjunto de fuerzas: verticales, horizontales y torques o momentos de flexión (Allen y Allen, 2005).

La flexura de la litósfera ocurre de una forma clara en islas oceánicas, cadenas de montañas submarinas, trincheras oceánicas, y cuencas foreland. La flexura litosférica también se desarrolla por las cargas sedimentarias en la mayoría de las cuencas sedimentarias. La firma característica de una flexura litosférica es una anomalía negativa de gravedad de aire libre (en el mar) o una anomalía de Bouguer negativa (en superficie). Las cuencas flexurales asociadas a márgenes de placa océano-continente y continente-continente son particularmente bien representadas en el registro geológico. En un margen tipo Andino, la cuenca flexural en la placa oceánica subducida es la trinchera oceánica, y la cuenca flexural en la placa superior es la cuenca retro-foreland. En los marcos tipo Alpino la cuenca flexural en la placa subducida o la placa baja es llamada cuenca pro-foreland, mientras la cuenca flexural en la placa superior es la cuenca retro-foreland. Algunas cuencas foreland están relacionadas a zonas “roll-back” de subducción (zona de subducción retirada) y están asociadas a prominentes extensiones de trasarco. La formación y evolución de las cuencas foreland está íntimamente relacionado con los procesos de acortamiento, exhumación y colapso extensional en la cuña orogénica adyacente.

Los procesos de flexura litosférica sirven para entender el comportamiento de la litósfera cuando se encuentra sometida a sistemas de fuerzas o cargas aplicadas, lo que tiene relevancia en distintas situaciones de análisis de cuencas. La primera se debe a que la flexura de la litósfera puede causar subsidencia o levantamiento primario en una cuenca sedimentaria. El ejemplo más importante es la flexión hacia abajo (downflexing) de una placa continental por un sistema de fuerza establecido durante la construcción de una montaña; esto produce las cuencas foreland (Allen y Allen, 2005). La segunda es debido a que la litósfera puede someterse a una flexura de longitud de onda larga en conjunto de cargas de sedimento; esto toma lugar en cuencas de todo tipo, incluyendo las debidas a extensión de la litósfera.

3.2 Cuencas Foreland

Las cuencas foreland se definen como cuencas sedimentarias que se forman entre el frente de una cadena montañosa y un cratón adyacente (Allen *et al.*, 1986). Estas cuencas son elongadas o curvas, y son altamente asimétricas, estrechamente asociadas a zonas de colisión continental.

Dickinson (1974) introdujo formalmente el término de “cuenca foreland” y propuso dos clases genéticas:

1. **Cuencas Pro-foreland:** situadas en el arco externo del orógeno durante la colisión continente-continente (Bally y Snelson, 1980), como la cuenca Indo-Gangética y la Cuenca Foreland Alpina Norte.
2. **Cuencas Retro-foreland:** situadas detrás del arco magmático y vinculadas con la subducción de la litósfera oceánica, como las cuencas Mesozoico-Cenozoico tardío de las Rocallosas en Norteamérica.

La Figura 3. 1 muestra la distribución de algunas cuencas foreland y sus elementos tectónicos principales de los Alpes europeos y regiones adyacentes con la siguiente numeración: 1, Cuenca Aquitania; 2, Cuenca Alpina Norte (Molasse); 3, Cuenca foreland de los Cárpatos; 4, Cuencas Apeninas y Cuenca Po; 5, Cuenca Foreland Atlas; 6, Cuenca Foreland del Norte Bético; 7, Sur de los Pirineos y Cuenca Ebro.

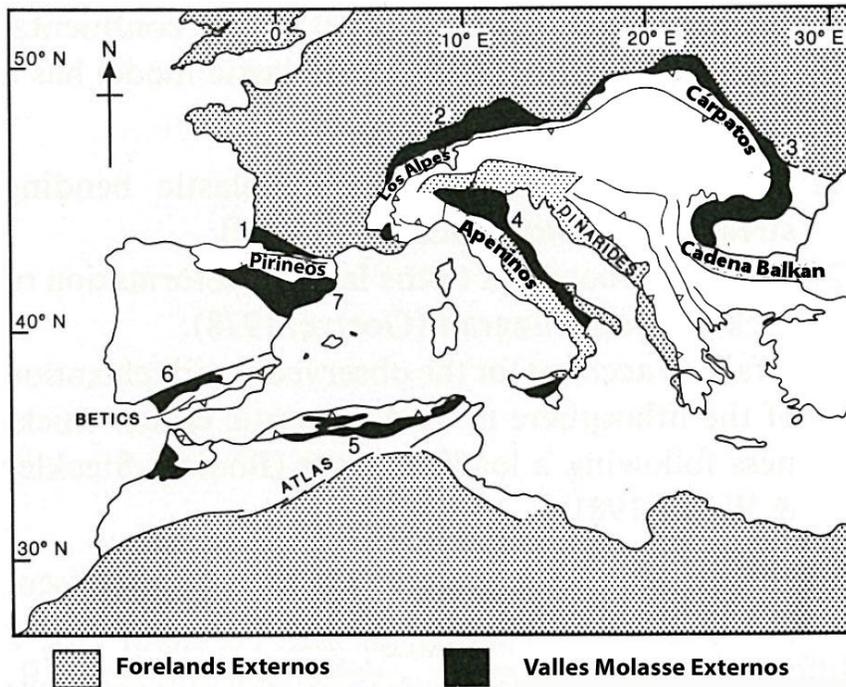


Figura 3. 1. Distribución de cuencas foreland y sus elementos tectónicos principales de los Alpes europeos y regiones adyacentes (Modificado de Allen *et al.* 1986).

Las dos clases de cuencas foreland yacen sobre litósfera cratónica y están asociadas con un acortamiento cortical en zonas tectónicamente activas. Algunos cinturones de colisión son muy arqueados y las cuencas foreland están espacialmente restringidas, relacionándose a *zonas roll-back de subducción* (subduction zone roll-back) y están comúnmente asociadas con una extensión importante de trasarco (Figura 3. 2). El mar Apenino-Tirreno del mediterráneo oeste, es un ejemplo de cuenca foreland.

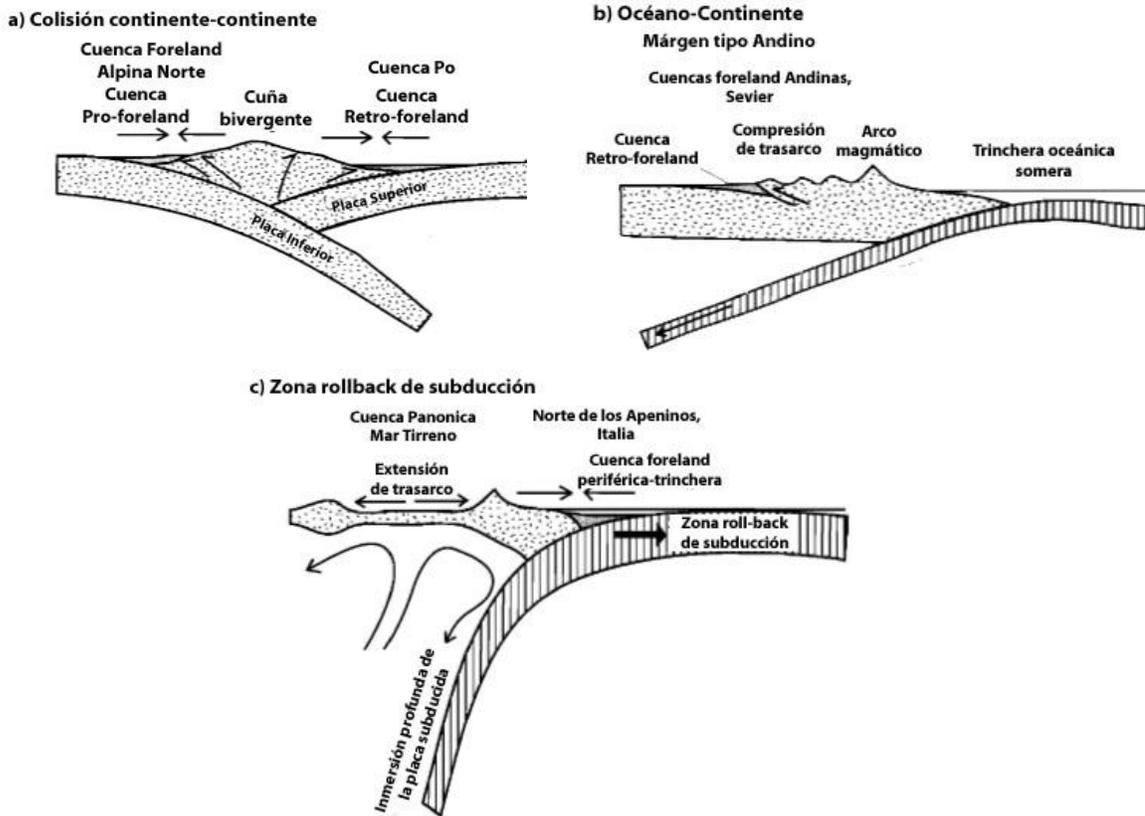


Figura 3. 2. Ilustración esquemática de cuencas pro-foreland, retro-foreland y cuencas relacionadas a la subducción en zonas de roll-back (Modificado de Allen y Allen, 2005).

Una situación mecánicamente similar a las zonas de colisión continental ocurre en zonas de colisión océano-océano y océano-continente donde la litósfera oceánica es subducida. La zona de límite de placa compleja contiene muchas cuencas con control estructural.

Las cuencas foreland en términos generales corresponden a la clase de cuencas perisuturales asociadas a litósfera continental con zonas principales compresionales de deformación o megasuturas. Las cuencas foreland, sin embargo, presentan variaciones de acuerdo al estado de la litósfera que las soporta (Allen *et al.* 1986).

Las cuencas foreland como ya se mencionó, son cuencas sedimentarias ubicadas en la litósfera continental en el margen externo de las cadenas montañosas (Dickinson, 1974), y son formadas por compensación isostática regional por flexura litosférica impulsada, tanto por la topografía, como por las variaciones de densidad internas de las cordilleras. Las cuencas foreland se caracterizan por una anomalía de gravedad baja regional que imita ampliamente la geometría del perfil flexural de la litósfera subyacente (Karner y Watts, 1983). Esta geometría puede resultar también en una asimetría marcada en la sección transversal de las cuencas foreland, cuando se tiene un margen orogénico mucho más profundo debajo del frente de deformación de la cadena montañosa; de manera asociada se tiene la formación de una forma de cuña que se estrecha hacia afuera sobre el margen cratónico estable de la cuenca (Allen *et al.*, 1986).

Su dimensión perpendicular al frente de la montaña varía de $100 < L_{cuenca} < 300$ km dependiendo de la longitud de onda de la compensación isostática, que es función de la rigidez flexural de la litósfera. El margen cratónico de las cuencas foreland puede definirse por el punto de deflexión nula, que separa la cuenca flexionada de la región de la elevación del “forebulge”. Esto se registra mejor con configuraciones marinas, donde la paleo línea de costa se usa como representación de este punto (Crampton y Allen, 1995). En rellenos de cuencas continentales, es común para los sedimentos cubrir bien más allá del punto de deflexión nula, por lo que, DeCelles y Giles (1996) proponen el uso de depocentros “forebulge” y “backbulge”.

3.2.1 Tipos de cuencas foreland

La primer propuesta que considera una variedad de tipos de cuenca foreland la realizó Dickinson (1974), quien distinguió las **cuencas foreland** de **retro-arco** y **periféricas** (Figura 3. 2). La primera se desarrolla durante la colisión océano-continente en un margen de tipo Andino, asociada al crecimiento del arco magmático. En este caso, la cuenca foreland evoluciona en el lado continental de la cadena montañosa como se ve al este de los Andes (Jordan, 1995), la cuenca en la placa inferior es la trinchera oceánica, y la cuenca en la placa superior es la cuenca retro-foreland. Por el contrario, las cuencas foreland periféricas se desarrollan en ambos lados de las cadenas montañosas, resultando de una colisión continente-continente en un margen tipo Himalayo o Alpino (Miall, 1995); la cuenca foreland en la placa inferior se le llama pro-foreland y a la cuenca en la placa superior se le llama retro-foreland (Willett *et al.* 1993). Ejemplos bien documentados de cuencas foreland periféricas corresponden con la cuenca Foreland Alpina Norte del oeste de Europa y la Cuenca Ganges del norte de India.

Los sistemas de cuencas foreland están dinámicamente vinculados a cinturones orogénicos convergentes adyacentes. Estos orógenos convergentes son zonas donde ocurre un considerable acortamiento cortical (cientos de km), alcanzado por translaciones a lo largo de fallas de empuje y por engrosamiento dúctil. Los cinturones de cabalgaduras característicos de cinturones orogénicos son típicamente paralelos al rumbo del cinturón orogénico, pero en detalle comprenden salientes y reentrantes. Los Apalaches del este de Norteamérica y los Himalaya de India-Pakistán son ejemplos del Paleozoico y Cenozoico, respectivamente. Muchos cinturones orogénicos también son caracterizados por fallas de despegue extensionales dúctiles y zonas de cizalla que facilitan tasas rápidas de exhumación. El sistema de despegue del sur del Tíbet de los Himalaya (Burg *et al.* 1984) y la falla Simplon de los Alpes Suizos (Mancktelow, 1985) son ejemplos distintivos.

Algunos cinturones de cabalgaduras y cuencas foreland están relacionados a *zonas de subducción “roll-back”* (Royden, 1993), donde la tasa de subducción excede la tasa de convergencia de placa. La subducción “roll-back” produce sistemas de cabalgaduras cortos y altamente curvados, como los Apeninos y Cárpatos de Europa. Las cuencas foreland desarrolladas en estos sistemas pueden estar asociadas a regiones de extensión de retroarco (ej. Cuenca

Panónica) o la creación de nuevas cuencas oceánicas (Mar Apenino-Tirreno, Malinverno y Ryan, 1986; Doglioni *et al.* 1998).

3.2.2 Cuencas pro- y retro-foreland

Las cadenas montañosas del tipo Alpino formadas por colisión continental se caracterizan por una fuerte asimetría de la sección transversal impulsada por el empuje dominante de una placa debajo de la otra. Estas cadenas montañosas están flanqueadas en cada lado por dos cuencas foreland periféricas, una en la placa que subduce, y otra sobre la placa de arriba; estas corresponden con cuencas pro- y retro-foreland, respectivamente (Naylor y Sinclair, 2008).

Los modelos numéricos que consideran condiciones adecuadas de límites tectónicos y modelos orogénicos que explican un crecimiento o un estado estacionario (donde la afluencia acrecionaria es igual al flujo erosional), predicen el desarrollo de cuencas contrastantes de estos dos tipos de cuencas.

Las cuencas pro-foreland se caracterizan por:

1. Subsistencia tectónica acelerada, impulsada principalmente por la translación del relleno de la cuenca hasta la cadena montañosa y por la tasa de convergencia.
2. Onlap estratigráfico en el margen cratónico con una tasa de subsistencia de por lo menos lo mismo que la tasa de convergencia de la placa.
3. Un relleno de la cuenca se relaciona a la erosión de la cadena montañosa con un intervalo de preservación que está determinado por el espesor de la cuenca dividida por la tasa de convergencia.

En contraste, las cuencas retro-foreland son relativamente más estables, no son trasladadas a la cadena montañosa cuando se logra el estado estacionario y se caracterizan por:

1. Una tasa de subsistencia tectónica constante durante el crecimiento de la cuña de empuje, con subsistencia tectónica nula durante la fase de estado estacionario (acreción-erosión continua, pero carga constante).
2. Onlap estratigráfico relativamente pequeño impulsado solo por el crecimiento del retro-wedge.
3. Relleno de la cuenca que registra la fase de crecimiento completa de la cadena montañosa, pero solo una representación condensada de las condiciones de estado estacionario.

Ejemplos de cuencas pro-foreland son el foredeep o antefosa de los Apalaches, la cuenca foreland del oeste de Taiwán, la Cuenca Foreland Alpina Norte y la Cuenca Ebro (sur de los Pirineos). Ejemplos de cuencas retro-foreland son la Cuenca Sur Westland (Sur de los Alpes, Nueva Zelanda), la Cuenca Aquitana (Norte de los Pirineos), y la Cuenca Po (Sur de los Alpes Europeos) (Naylor y Sinclair, 2008).

Entendiendo las diferencias en las condiciones de los límites tectónicos de los tipos de cuencas foreland periféricas, viene el análisis de la doble vergencia de las cuñas de empuje, donde una cuña de empuje evoluciona sobre la litósfera subducida, y la cuña opuesta se desarrolla sobre la placa superior (Figura 3. 3), (Willet *et al.*, 1993). Johnson y Beaumont (1995) usaron un modelo numérico para simular la evolución de las cuencas foreland periféricas en cada lado de la vergencia doble de la cadena montañosa. Naylor y Sinclair, 2008 utilizaron un modelo numérico mejorado para investigar el registro estratigráfico de las cuencas foreland periféricas. La evolución temporal de estas cuencas se divide en una fase de crecimiento donde la masa topográfica de la cadena montañosa se incrementa, y una fase de estado estacionario donde la masa topográfica permanece constante (Willet y Brandon, 2002). Las condiciones de límite tectónico contrastantes son exploradas para el lado de la cadena montañosa experimentando subsidencia activa y acreción (parte pro- sensu Willet *et al.*, 1993) contra el lado que está siendo cabalgado, y que experimenta una relativa pequeña acreción (parte retro- sensu Willet *et al.*, 1993) (Figura 3. 3).

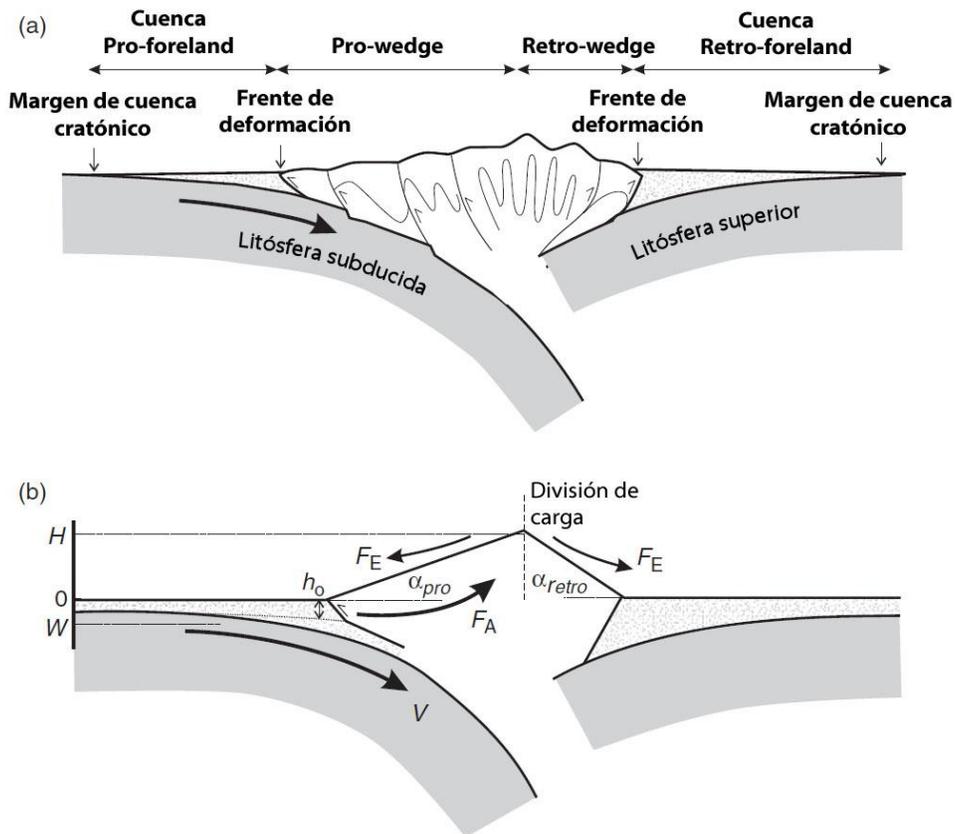


Figura 3. 3. Diagrama de un orógeno de doble vergencia de estado estacionario (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

El diagrama mostrado en la Figura 3. 3 ejemplifica un orógeno de doble vergencia de estado estacionario con base al modelo de Naylor y Sinclair (2008); considerando que:

- a) La cuenca pro-foreland yace en la depresión flexural sobre la placa subducida que avanza hacia el orógeno a una tasa de convergencia regional, v . La cuenca retro-foreland yace en

la depresión flexural sobre la placa superior que es predominantemente estacionaria con respecto al orógeno.

- b) El balance de masa del sistema de cuña es controlado por una tasa relativa de flujos acrecionales y erosivos (F_A y F_E , respectivamente). La tasa de acreción de material nuevo de la placa subducida es función de la tasa de convergencia y el espesor del material que es acrecionado desde la placa, h_0 . El área de sección transversal de la topografía de la montaña se describe con dos triángulos de altura H y ángulos agudos de superficie α_{pro} y α_{retro} que se apoyan en la división de carga.

3.2.3 Petrografía de los depósitos de las cuencas foreland

Las cuencas foreland son sinorogénicas, donde el volumen de sedimentos se deposita en una depresión de la cuenca en la antifosa (foredeep), (DeCelles y Giles, 1996), extendiendo desde la cabalgadura frontal a lo largo de la placa foreland. La antifosa es clásicamente asimétrica, con tasas de subsidencia en un máximo cercano al frente de empuje. La sedimentación está dominada por el aporte de sedimentos del cinturón orogénico, pero aportes significativos de sedimentos pueden venir del lado opuesto de la cuenca, particularmente al inicio, en el desarrollo de la cuenca. Los depósitos proximales de la antifosa están incorporados progresivamente en la cuña orogénica, tomando en cuenta que el cinturón de cabalgadura migra sobre el foreland. Los sedimentos también se acumulan en el *wedge-top* o *cuencas piggy-back* localizadas en la cima de la cuenca de empuje deformada.

Los depósitos post-orogénicos han sido importantes en el análisis de historias orogénicas. La ocurrencia de diferentes tipos de clastos o colecciones de minerales pesados son de utilidad para realizar el diagnóstico de la sucesión sedimentaria, lo que permite la interpretación de la historia geológica, considerando que los niveles estructurales profundos son transportados a la superficie (Allen *et al.* 1986).

Schwab, (1986) sugiere que el relleno temprano de las cuencas foreland es rico en cuarzo y pobre en feldespato, originado esencialmente de fuentes cratónicas, mientras que después los depósitos son más ricos en fragmentos de roca derivados de las fuentes orogénicas. Sólo pequeñas cantidades de sedimentos son derivados de complejos de subducción levantados o de arcos magmáticos.

3.2.4 Evolución de la cuenca foreland

Las cuencas foreland presentan una evolución estratigráfica que está relacionada con los controles geodinámicos en la subsidencia y el aporte de sedimento. Los depósitos más antiguos de cuencas foreland son predominantemente de grano fino, usualmente sedimentos turbidíticos que se acumularon en profundidades de aguas de ambientes de talud y cuenca, que pasan en algunos casos a carbonatos de aguas someras depositados cerca del forebulge flexural (Dorobek, 1995;

Sinclair, 1997; Allen *et al.*, 2001); la secuencia del Grupo Hecho del sur de los Pirineos es un buen ejemplo de las variaciones litológicas antes citadas (Labaume, *et al.*, 1985).

Los depósitos tardíos de cuencas foreland son, en contraste, predominantemente de agua somera o continentales y tipificados con el término “post-orogénico” (Allen y Allen, 2005). Este tipo de megasecuencia vertical se encuentra en la Cuenca Foreland Alpina Norte de Suiza (Matter *et al.*, 1980; Sinclair *et al.*, 1991; Allen *et al.*, 1991; Schlunegger *et al.*, 1997), (Figura 3. 4), en donde se tiene una tendencia de profundización basal, seguida de dos megasecuencias que indican somerización.

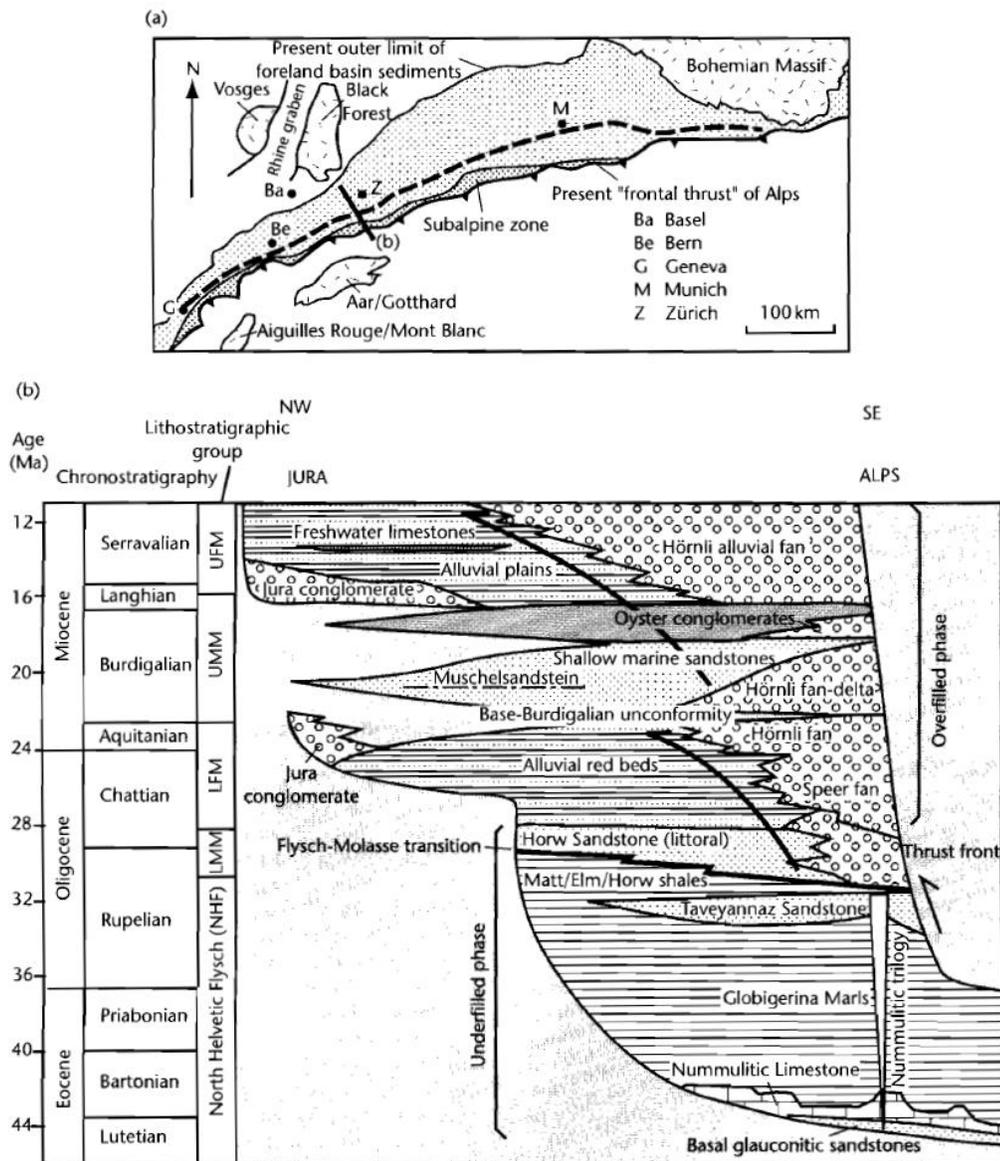


Figura 3. 4. Estratigrafía de la Cuenca Foreland Alpina Norte a lo largo del transecto pasando a través de Zúrich, Suiza (Tomado de Allen y Allen, 2005).

La estratigrafía de la Cuenca Foreland Alpina Norte a lo largo de una sección transversal que pasa a través de Zúrich, Suiza, se muestra en la Figura 3. 4. La estratigrafía comprende una

secuencia de profundización basal desde las Calizas Nummulitic de agua somera a las margas y turbiditas hemipelágicas derivadas del orógeno Alpino, seguidas de dos grandes ciclos de somerización y engrosamiento.

Las cuencas retro-foreland como la cuenca foreland Cretácica de las Rocallosas en el oeste de EUA y las series de cuencas al este de los Andes no difieren fundamentalmente de las cuencas pro-foreland. Su principal característica distintiva es que evolucionan comúnmente de regiones de extensión de trasarco, y la composición del relleno sedimentario refleja las grandes cantidades de rocas plutónicas y volcánicas en el cinturón orogénico. Ejemplos excelentes son la Cuenca Magallanes de Argentina (Biddle *et al.* 1986), las cuencas del norte de la Precordillera Argentina, como la Cuenca Bermejo (Cardozo y Jordan, 2001) y el sistema de cuenca foreland Andino Central del este de Bolivia (Horton y DeCelles, 1997).

Los procesos clave en el foreland que afectan la sedimentación son la reactivación de elevaciones de basamento cristalino, como las estructuras Laramídicas en el área de las Rocallosas de Norteamérica (Beck *et al.*, 1988) y las Sierras Pampeanas de Argentina (Jordan y Allmendinger, 1986).

3.2.5 Zonación de las cuencas foreland

En términos simples, las cuencas foreland se desarrollan al frente de cinturones de empuje activos perpendiculares a la dirección del transporte de masa. Debido a que la carga de empuje es en sí móvil, la misma cuenca foreland está involucrada en la deformación. A medida que se desarrolla, la cuenca es seccionada o es completamente separada, lo que está en función del número de variables incluidas en la tasa de propagación, disponibilidad de horizontes subyaciendo la cuenca, y el ángulo de convergencia. El sistema de cuenca foreland (DeCelles y Giles, 1996) contiene principalmente cuatro zonas depositacionales (Figura 3. 5):

- Cuencas que descansan en zonas de corrimiento como las cuencas piggy back (Ori y Friend, 1984), que reciben sedimentos desde la cuña orogénica erosionada (Figura 3. 6).
- Una cuenca delante del sistema de cabalgadura activa en el foredeep, que es abastecido con sedimento del foreland continental y la cuña orogénica (Figura 3. 6).
- El sedimento también se puede acumular en el “forebulge” flexural si el espacio de acomodo está disponible, por ejemplo, debido a que la litósfera foreland es sumergida debajo del nivel del mar como resultado de la topografía dinámica negativa.
- Una cuenca “backbulge”, se caracteriza por ser somera y amplia, la cual puede ser rellenada con sedimentos marinos someros y continentales; la convergencia en curso debería causar que el depocentro del backbulge sea levantado y erosionado en el forebulge flexural.

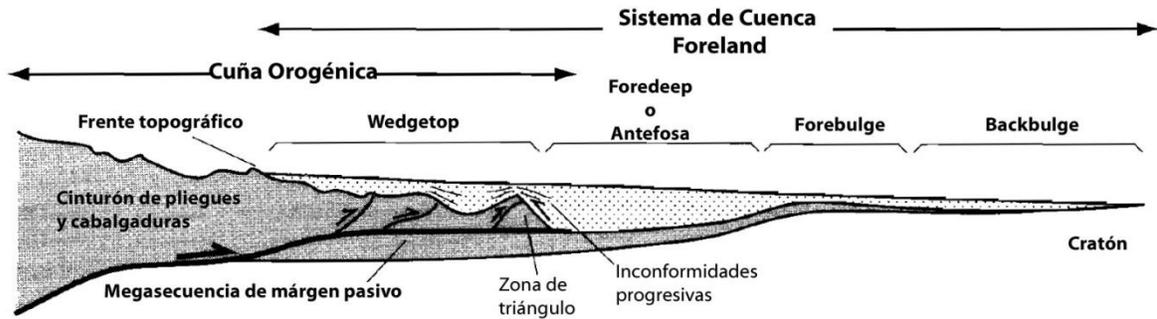


Figura 3. 5. Cuatro zonas depositacionales de un sistema de cuenca foreland conforme DeCelles y Giles (1996) (Modificado de Allen y Allen, 2005).

En la Figura 3. 6 se muestran las interacciones de cinturones de deformación por empuje en las cuencas foreland, basado principalmente en registros sísmicos de los Apeninos y foreland de Italia (Ricci Lucchi, 1986), sobresaliendo las siguientes características:

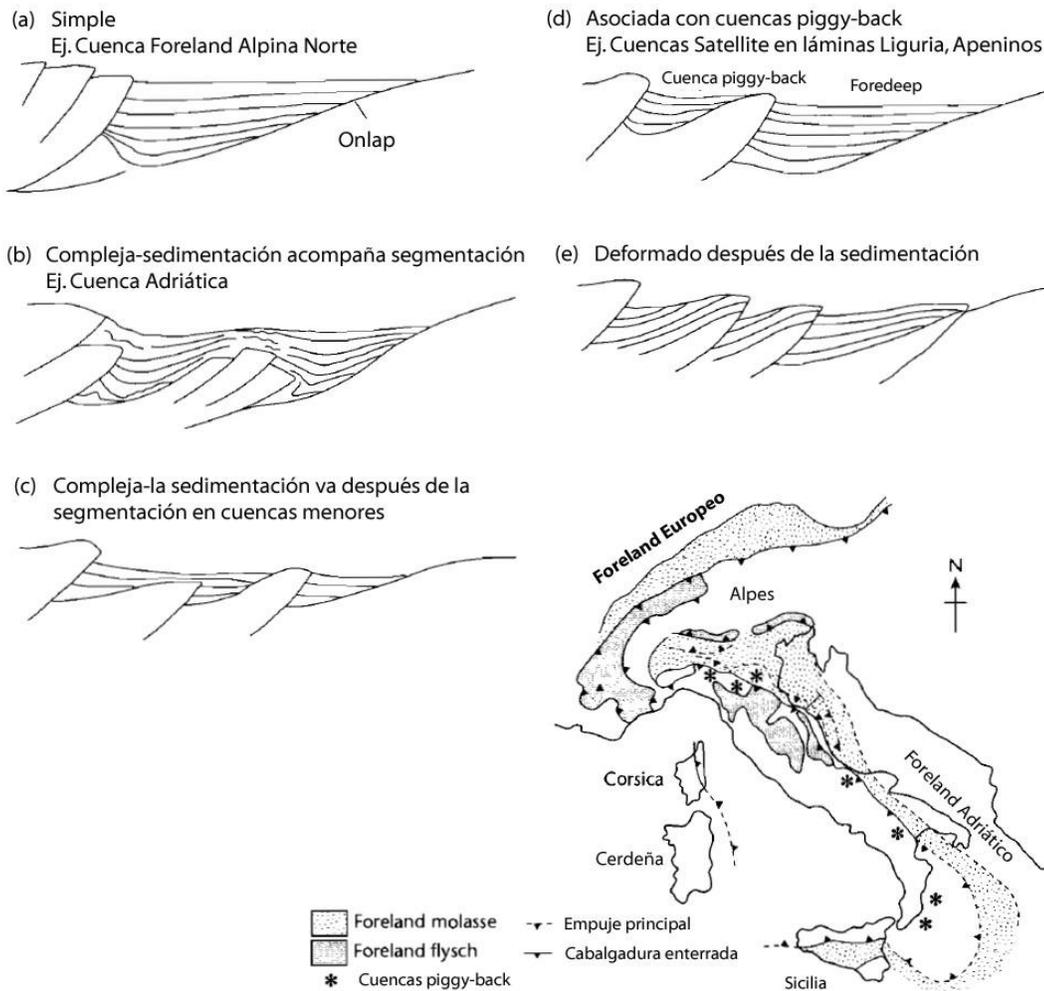


Figura 3. 6. Interacciones de cinturones de empuje de cuencas foreland (Modificado de Allen y Allen, 2005).

a) Las cuencas pueden ser *simples*, cuñas asimétricas con onlap estratigráfico en la placa foreland.

- b) Las cuencas pueden ser *complejas* como resultado de la segmentación de las mismas durante el empuje. Algunas cuencas complejas son segmentadas contemporáneamente con la sedimentación.
- c) Mientras otras pueden ser deformadas y luego pasivamente cubiertas con sedimento sobre la topografía de basamento cabalgada.
- d) La minoría de las cuencas pueden ser casi iguales o de una diferencia marcada en el tamaño y forma. Los foredeeps pueden estar asociados a distintas cuencas piggy back.
- e) Las cuencas foreland también pueden ser deformadas después de la sedimentación, dando lugar a la erosión de parte de las sucesiones de la cuenca foreland.

En el mapa de la Figura 3. 6 se observa la ubicación de los depocentros principales de cuencas foreland en un segmento de Europa.

Las cuencas foreland individuales pueden contener ejemplos de estas cuatro depozonas, pero los rellenos de cuencas foredeep y piggy back son por mucho las más comunes. En la Cuenca Foreland Alpina del Norte de Suiza (Allen *et al.*, 1991; Sinclair, 1997), la primera cuña clástica (Oligoceno temprano), está compuesta esencialmente de turbiditas; donde la sedimentación ocurrió en cuencas de márgenes pasivos, ubicadas en la cima de horizontes de empuje, y parcialmente desbordada en foredeeps. La cuenca foreland evolucionó a través del Oligoceno, mientras las cuencas piggy back se hicieron menos visibles en sus características del margen interior de la cuenca.

3.3 Dinámica de las cuñas orogénicas

Las cuencas foreland están dinámicamente vinculadas a cinturones orogénicos, por lo que la evolución de la cuña orogénica es importante para el desarrollo de la cuenca (Allen y Allen, 2005); considerando lo siguiente:

1. La cuña representa una carga supracortical en la placa foreland: su geometría y estructura influyen la deflexión de la placa foreland.
2. El acortamiento y engrosamiento de la cuña, o su extensión y propagación hacia adelante, cambian la configuración de la carga con respecto a la placa flexionada.
3. El levantamiento tectónico y erosión de la cuña orogénica proveen detritos para la depositación en la cuenca.

Los tres posibles mecanismos para originar las fuerzas motrices responsables del acortamiento cortical son (Allen y Allen, 2005):

- i. Deslizamiento por gravedad
- ii. Esparcimiento por gravedad
- iii. Empuje desviado horizontal

El deslizamiento por gravedad requiere un gradiente de energía potencial para deslizarse sólo por gravedad. La fuerza gravitacional actuando en el gradiente debe superar la resistencia al movimiento del deslizamiento de gravedad para que ocurra. Modelos matemáticos sugieren que el ángulo solo necesita ser pequeño (unos pocos grados) donde el esfuerzo efectivo normal en la superficie inclinada es reducido por la presencia de altas presiones de fluido de poro (Hubbert y Rubey, 1959).

3.4 Modelo de cuencas foreland

El primer criterio usado para caracterizar el relleno estratigráfico de las cuencas foreland es el espesor, extensión lateral, tasas de subsidencia, tasas de onlap y ambientes depositacionales amplios. Los modelos numéricos combinan la tectónica de los sistemas con algoritmos para simular procesos de superficie que se han usado para analizar el desarrollo de cuencas y predecir sus características para diferentes condiciones de límites y distintos parámetros.

Los modelos recientes del desarrollo de cuñas de empuje han evolucionado para demostrar el acoplamiento íntimo entre la escala de tiempo de la deformación en estructuras localizadas en los procesos de superficie del tiempo de respuesta (Simpson, 2006); esto tiene implicaciones para conocer el vínculo entre la propagación del frente de deformación, el relleno de la cuenca y las áreas fuente de sedimento.

Naylor y Sinclair (2008) usan un modelo numérico de una cadena montañosa cuya asimetría en las partes pro- y retro- se define por la asimetría de la subducción. Ellos consideran el impacto de esa asimetría en el desarrollo estratigráfico de las cuencas foreland periféricas opuestas, por lo que proponen un nuevo modelo dirigido a distinguir la subsidencia y el desarrollo estratigráfico de las cuencas pro- y retro- foreland. En su modelo describen dos casos:

- Caso 1, modelo de carga final: provee los efectos de primer orden asociados a condiciones del límite de asimetría tectónica.
- Caso 2, modelo de distribución de cargas: refleja los efectos importantes de segundo orden asociados, describiendo explícitamente la cuña de empuje como carga distribuida.

Las cuencas simuladas sólo registran el depocentro “foredeep” (DeCelles y Giles, 1996) y no consideran la acumulación de sedimento en los marcos de “wedge-top”, “forebulge” o “backbulge”.

3.4.1 Caso 1: Modelo de carga final

3.4.1.1 Evolución estratigráfica

El traslape en el relleno de la cuenca hacia la zona de subducción para la cuenca pro-foreland puede ocurrir en dos fases (Figura 3. 7 a y c), lo que conduce a un onlap en el margen de la cuenca. Debido a que el relleno de la cuenca se traslada uniformemente hasta el orógeno, el tiempo de

residencia máxima de cualquier unidad dentro del depocentro foredeep de la cuenca pro-foreland está dado por el espesor de la cuenca dividido por la tasa de convergencia. El espesor verdadero de la cuenca está mal representado en el modelo de carga final (Figura 3. 7), además de que la distribución topográfica está ausente.

En contraste, la cuenca retro-foreland almacena un registro completo de la fase de crecimiento (Figura 3. 7, b y d).

Los perfiles estratigráficos para modelos de cuencas pro- y retro-foreland se muestran en la Figura 3. 7, donde se usa el extremo de carga aplicado a $x=0$; durante (a) y (b) la fase de crecimiento, y en (c) y (d) la fase de estado estacionario. Los horizontes estratigráficos están espaciados en intervalos de 3.55 Ma. La duración total de cada corrida es de 71 Ma. Un pozo perforado en la parte retro- de la cuenca registra toda la fase de crecimiento, mientras que un pozo perforado en la parte pro- solo considera el registro estratigráfico relacionado con advección reciente de la cuenca.

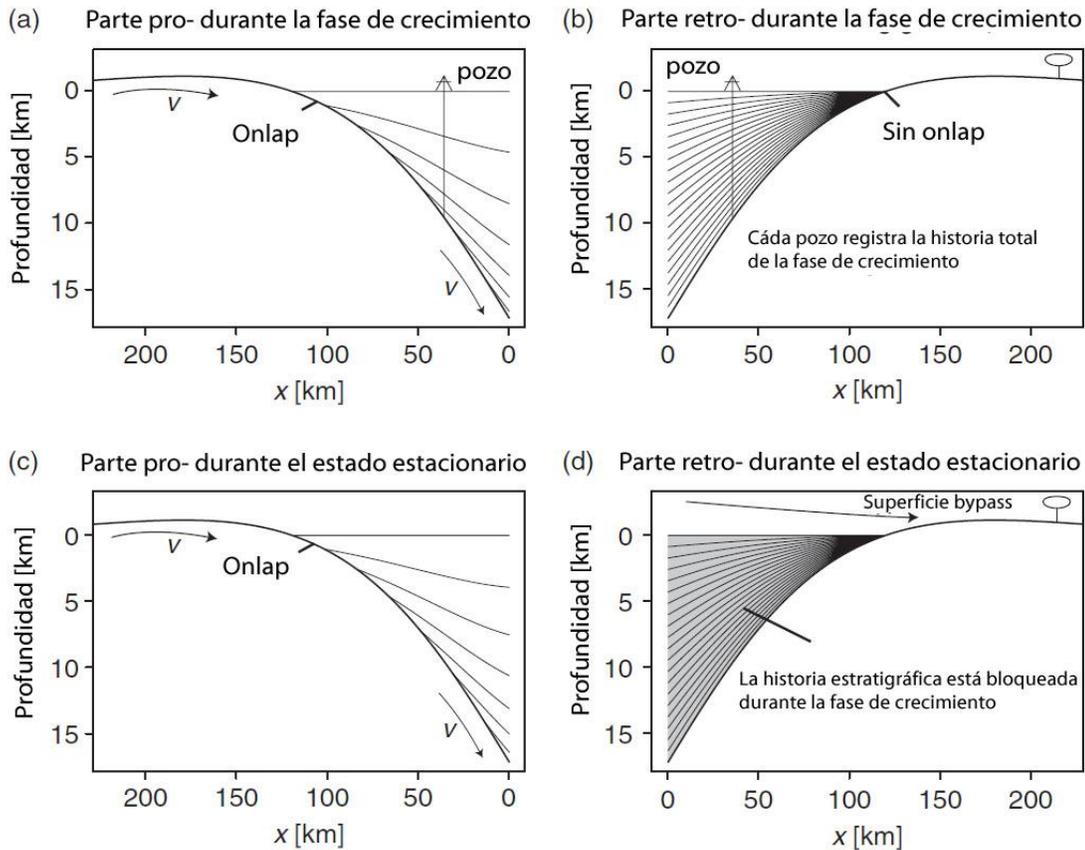


Figura 3. 7. Perfiles estratigráficos para modelos de cuencas pro- y retro-foreland (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

3.4.1.2 Historias de subsidencia total

Las historias de subsidencia total predichas por pozos situados dentro de las cuencas pro- y retro-foreland se grafican en la Figura 3. 8. La cuenca retro-foreland muestra una subsidencia

lineal constante durante la fase de crecimiento (Figura 3. 8, a), con un espesor estratigráfico incrementándose hacia el orógeno. Durante la fase de estado estacionario, las historias de subsidencia que estaban encerradas durante la fase de crecimiento simplemente envejecen sin más subsidencia debido a la desaceleración en la subsidencia a través del tiempo. En contraste, las cuencas pro-foreland registran una historia parcial de la evolución reciente de la cuenca. Esto muestra la “clásica” aceleración de las tasas de subsidencia impulsados por la traslación de la cuenca seguido del perfil flexural de la placa en subducción (Figura 3. 8, b).

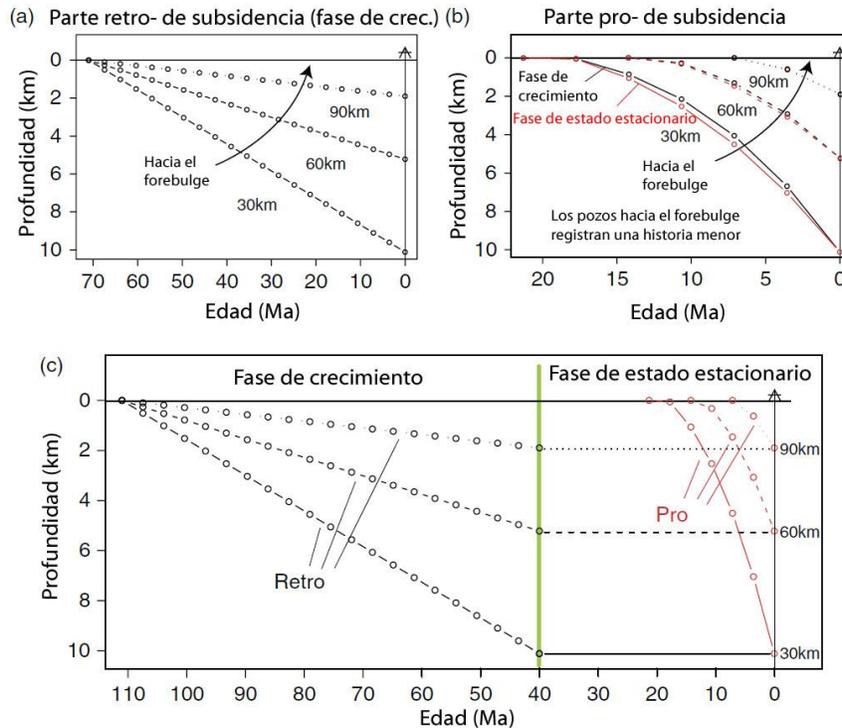


Figura 3. 8. Gráficas de historias de subsidencia registradas en pozos localizados a 30, 60 y 90 km de la carga final (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

Es importante considerar las historias de subsidencia de las cuencas pro- y retro- foreland un tiempo después que el estado estacionario se ha alcanzado (Figura 3. 8, c). En este ejemplo, el rezago entre la última subsidencia registrada en la cuenca retro-foreland y el tiempo actual delimitan la duración de la fase del estado estacionario. Existe un contraste entre curvas de subsidencia de cuenca convexa hacia arriba de corta duración en cuencas pro-foreland y curvas de subsidencia cóncavas hacia arriba de larga duración en cuencas retro-foreland. Una transición de la fase de crecimiento a la fase de estado estacionario conducida por la convergencia asintótica de las tasas de levantamiento y erosión puede ser caracterizada por una curva de subsidencia retro-foreland más gradual y más suave, como se sugiere en la Figura 3. 8, c.

En la Figura 3. 8 se muestran las gráficas de historias de subsidencia registradas en pozos localizados a 30, 60 y 90 km de la carga final:

- a) Todos los pozos de la parte retro- registran la historia completa de la fase de crecimiento de la cadena montañosa. No hay curvas de estado estacionario ya que no hay ningún nuevo espacio de alojamiento durante la fase de estado estacionario.
- b) Los pozos de la parte pro- sólo registran el subconjunto moderno de toda la historia ya que las partes más viejas de la cuenca están siendo continuamente destruidas así como son acrecionadas en la cadena montañosa. La fase de crecimiento muestra una mayor aceleración de las tasas de subsidencia debido al componente flexural extra de subsidencia.
- c) Un escenario de cómo se relacionan las curvas del pro- y retro-foreland, ocurre cuando los pozos de la parte pro- sólo registran la historia parcial de la evolución moderna de la cuenca. En contraste, los pozos de la parte retro- solo registran la fase de crecimiento y luego envejecen de forma constante sin más subsidencia.

3.4.2 Caso 2: Modelo de Distribución de Carga

En el modelo de carga final se deben considerar las condiciones de límite tectónico asimétrico, que no requiere supuestos sobre la distribución de carga topográfica. Naylor y Sinclair (2007) usaron un modelo de distribución de carga para investigar la sobrecarga de segundo orden asociado a la distribución espacial de la topografía del cinturón montañoso y la definición del margen de cuenca por el frente de deformación.

La evolución de la sección transversal de la cadena montañosa para los casos de carga con espacio abierto (Figura 3. 9, a) y el espacio cerrado (Figura 3. 9, b) se muestran en la Figura 3. 10. La profundidad de los perfiles de placa es claramente sensible a cambios relativamente sutiles en la posición de la carga topográfica.

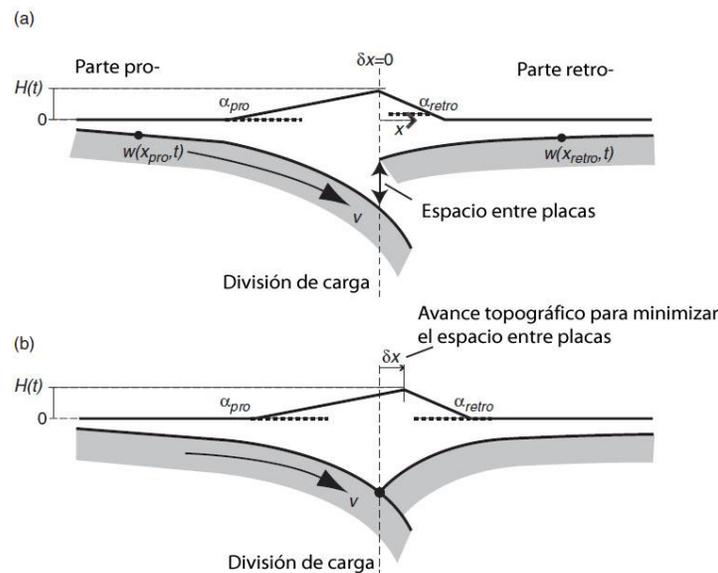


Figura 3. 9. Escenarios de miembros extremos para el balance de la carga topográfica a lo largo de las placas (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

Los escenarios de miembros extremos para el balance de la carga topográfica a lo largo de las placas se muestran de manera esquemática en la Figura 3. 9, considerando los siguientes casos:

- La placa subducida soporta al “pro-wedge” y la placa superior soporta el “retro-wedge”. Esto lleva a una discontinuidad entre las puntas de las placas.
- Los “pro- y retro-wedges” se desplazan con respecto a las placas para asegurar que el vacío entre las placas sea minimizado.

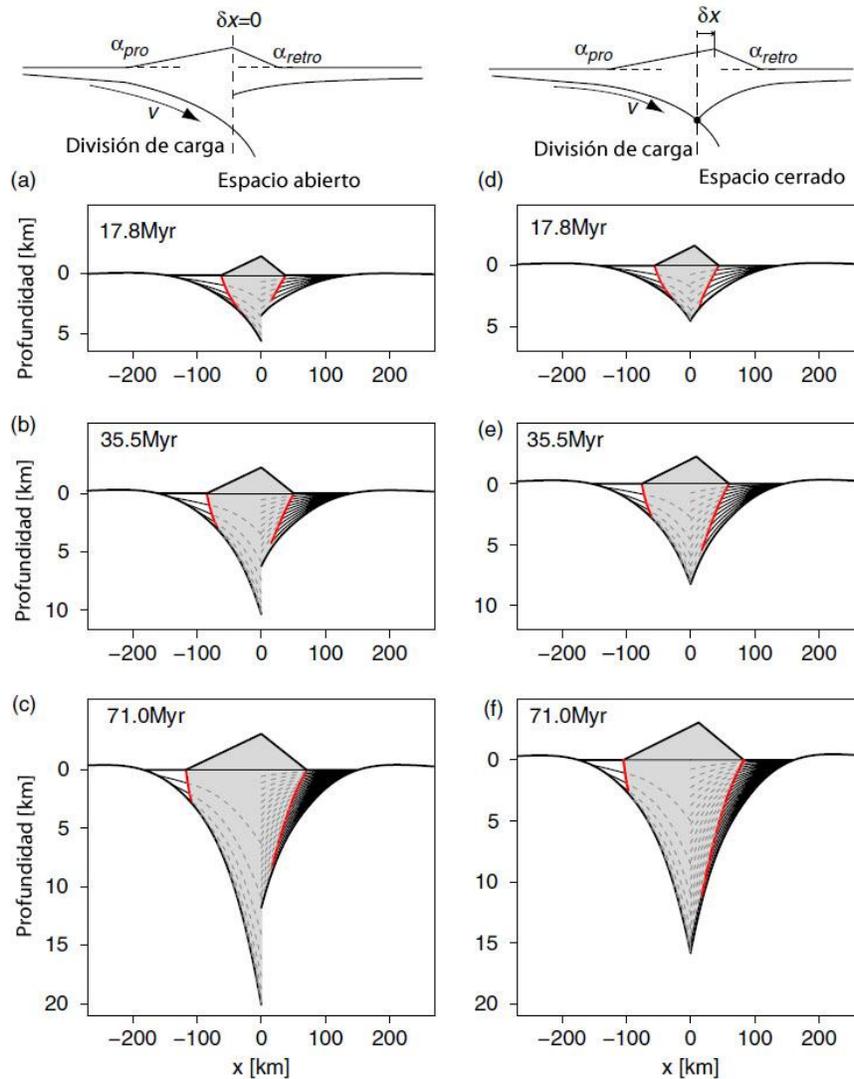


Figura 3. 10. Evolución estratigráfica de cuencas pro- y retro-foreland junto con la carga de la cuña topográfica (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

La evolución estratigráfica de cuencas pro- y retro-foreland junto con la carga de la cuña topográfica se observa en la Figura 3. 10, donde en: (a-c) se muestra el tiempo de evolución para el modelo del espacio abierto donde el “pro-wedge” se apoya en la placa subducida y el “retro-wedge” se apoya en la placa superior; y en: (d-f) se muestra el tiempo de evolución para el modelo

del espacio cerrado donde la carga topográfica es desplazada lateralmente para cerrar el espacio entre las placas subducida y superior.

Los horizontes estratigráficos se proyectan debajo de la cadena montañosa como líneas grises punteadas para resaltar el contraste entre las cuencas; donde las secuencias estratigráficas son deformadas al mismo tiempo que la cuenca se consume en los frentes de deformación. La evolución de las posiciones del frente de paleo-deformación se muestra en color rojo.

3.4.2.1 *Onlap de márgenes cratónicos*

La posición de ambos márgenes de cuenca es controlado por el parámetro flexural y la forma de la carga distribuida (esto define la posición del frente de deformación). Durante la fase de crecimiento, la carga distribuida cambia e introduce una componente flexural extra que conduce al onlap en las cuencas pro- y retro-foreland. Este onlap inducido por la invasión de la carga de empuje para la cuenca retro-foreland es una corrección importante para el modelo de carga final (Naylor y Sinclair, 2008). Durante el crecimiento del sistema, la convergencia regional conduce a la acreción progresiva de material nuevo en las cuñas de empuje, cambiando la distribución de cargas; en un estado estacionario, esta acreción mantiene meramente una distribución de carga estable. Consecuentemente, durante el crecimiento, la tasa promedio de tiempo de la migración del margen de cuenca cratónica pro-foreland es mayor que la tasa de convergencia regional, y es igual que en el estado estacionario. En contraste, la tasa de onlap del margen cratónico de la cuenca retro-foreland es significativamente menor que la tasa de convergencia regional durante el crecimiento, y despreciable en estado estacionario.

3.4.2.2 *Frentes de deformación*

Los frentes de deformación se definen como el punto donde las puntas de cuña intersecan la cima de la sucesión de la cuenca (Figura 3. 10). Así como las cuñas crecen, los frentes de deformación se propagan a lo largo de las cuencas (líneas rojas en la Figura 3. 10 muestran las posiciones del frente de paleo-deformación). Debido a que las cuñas deben estar a la misma altura de donde se unen, los ángulos agudos relativos de las cuñas controlan las tasas relativas en que los frentes de deformación se propagan para alojar la acreción de material nuevo (Naylor y Sinclair, 2008).

Como una consecuencia cinemática de cómo el material es acrecionado en cinturones montañosos, el ángulo medio de pendiente de superficie del “retro-wedge” es generalmente más pronunciado que el del “pro-wedge” (Willett *et al.*, 1993).

3.4.2.3 *Espesor y profundidad de la cuenca*

En contraste con los frentes de deformación, la posición de los márgenes de cuenca es controlada principalmente por el parámetro flexural que por la carga topográfica, por lo que si asumimos rigideces flexurales constantes, la cuenca retro-foreland es más amplia que la cuenca

pro-foreland (Naylor y Sinclair, 2008). Este es el resultado del grado en que la cuña de empuje ocupa la deflexión flexural contra el relleno de sedimento; con menos cuñas agudas de empuje, y con presencia de evaporitas puede ocurrir un desprendimiento de sal, la cuña se puede propagar para ocupar una gran porción de la depresión flexural (Ford, 2004), y así las cuencas foreland son relativamente estrechas. Con ángulos agudos más inclinados, como se caracterizan los retro-wedges, más de la depresión flexural es rellena con sedimento en lugar que la cuña deformada, por lo tanto las cuencas son más amplias. Debido a que la cuenca retro-foreland es más amplia, también es más profunda al frente de deformación que la cuenca pro-foreland. Esto se mantiene para ambos escenarios de distribución de carga topográfica (Figura 3. 10).

3.4.2.4 Cronoestratigrafía del relleno de cuenca

Las gráficas cronoestratigráficas son clave para entender el desarrollo temporal de la cuenca, y son construidas simplemente graficando el tiempo contra la distribución de la sedimentación y erosión (Wheeler, 1964). En cuencas foreland, es usual graficar el desarrollo espacial de la estratigrafía con referencia a un foreland cratónico estable.

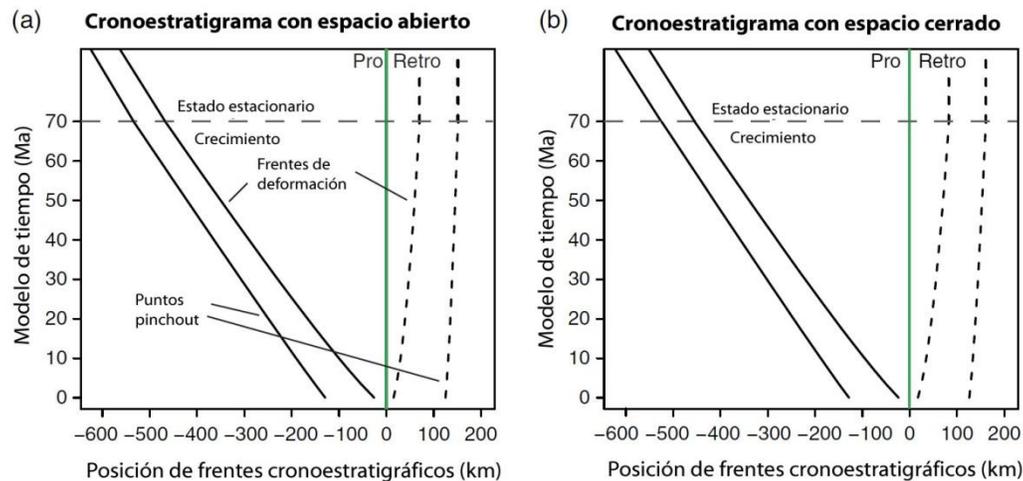


Figura 3. 11. Gráficas cronoestratigráficas que resumen la preservación temporal de la estratigrafía, y la tasa de migración de la cuenca sobre el foreland (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

El carácter contrastante de las gráficas cronoestratigráficas pro- y retro- (Figura 3. 11) se puede resumir en términos de preservación temporal de estratigrafía, y la tasa de migración sobre el foreland. Las cuencas pro-foreland sólo preservan el registro más reciente del desarrollo de la cuenca, el resto es acrecionado en el cinturón de empuje (Naylor y Sinclair, 2008). La edad de los sedimentos más viejos encontrados en el fondo del relleno de la cuenca al frente de deformación equivale al ancho de la cuenca por la tasa de convergencia. En contraste, las cuencas retro-foreland preservan una historia mucho más completa del crecimiento de la cadena montañosa y el estado estacionario, ya que hay poca destrucción de la cuenca a través de la acreción. Sin embargo la transición del crecimiento al estado estacionario debe ser registrada por una reducción en las

tasas de acumulación de sedimento, ya que no hay un conductor tectónico de subsidencia. Sólo hay diferencias sutiles entre los experimentos de espacio abierto y cerrado.

El onlap del margen externo de la cuenca pro-foreland es impulsado tanto por el crecimiento de la cadena montañosa como por la subducción de la placa a la tasa de convergencia. Por lo tanto durante el crecimiento, la tasa de onlap combina esos factores, pero durante el estado estacionario puede ser equivalente a la tasa de convergencia (Figura 3. 11). En contraste, el onlap progresivo de la cuenca retro-foreland sólo puede ser conducido por el crecimiento de la cadena montañosa, ya que durante el estado estacionario el onlap puede cesar.

El contraste de las características de las cuencas pro-foreland y retro-foreland se muestran en la Figura 3. 12 donde:

- a) La cuenca pro-foreland exhibe un onlap de cuenca intenso del margen cratónico, a una tasa mayor o igual que la tasa de convergencia de placa dependiendo si la cuña de empuje está en una fase de crecimiento o de estado estacionario, respectivamente; en contraste, la cuenca retro-foreland registra un onlap pequeño, excepto en la etapa temprana de crecimiento.
- b) El patrón de onlap contrastante se ve claramente en el equivalente cronoestratigráfico, que también ilustra el intervalo cronoestratigráfico preservado relativamente limitado en la cuenca pro-foreland relativa a la cuenca retro-foreland. El marco de referencia para entender las relaciones cronoestratigráficas son las placas cratónicas involucradas. El grado en que los depósitos de la cuenca foreland son acrecionados y preservados en las cuñas de empuje también contrastan mucho, debido a la advección en curso de la sucesión de cuenca pro-foreland en el “pro-wedge”; en contraste con la sucesión de cuenca retro-foreland que sólo acrecionará durante el crecimiento del cinturón montañoso. Por lo tanto, los depósitos más viejos preservados en el “foredeep” de la cuenca pro-foreland equivale al ancho de la cuenca dividido por la tasa de convergencia. En cambio, los estratos más antiguos preservados en el “foredeep” de la cuenca retro-foreland registran la iniciación de la orogénesis. La subsidencia impulsada tectónicamente de las dos cuencas también contrasta.
- c) La cuenca pro-foreland registra subsidencia acelerada sobre un intervalo relativamente corto de la orogénesis. En contraste, la cuenca retro-foreland registra la historia completa de la cuenca con una subsidencia uniforme inicial durante el crecimiento de la cadena montañosa, y por lo tanto del “retro-wedge” de empuje, seguido de subsidencia nula durante el estado estacionario cuando el “retro-wedge” no acreciona material nuevo. Durante esta última etapa, la cuenca retro-foreland registra una sección estratigráfica condensada que está en función de la procedencia de los sedimentos generados en la cadena montañosa.

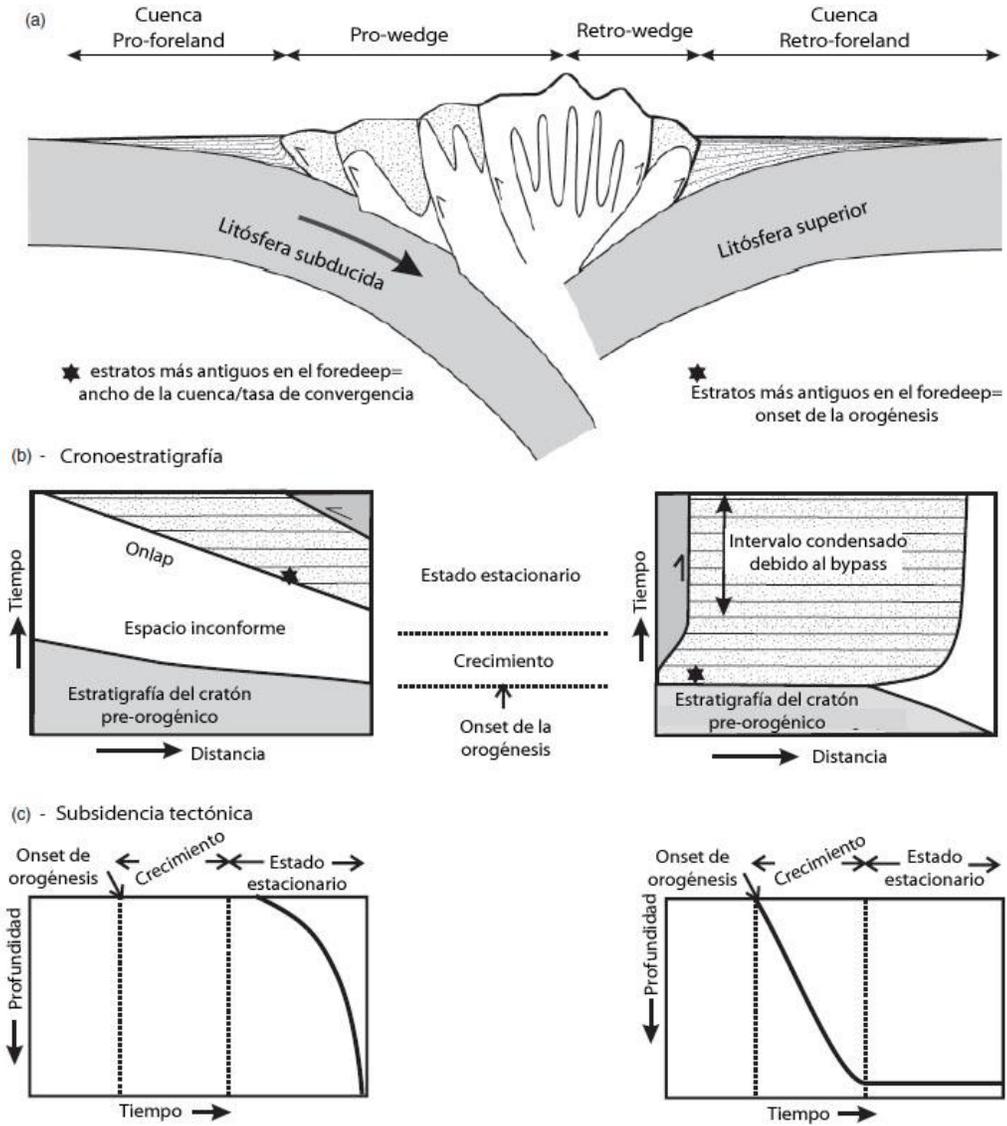


Figura 3. 12. Figura contrastando las características de la cuenca pro-foreland y la retro-foreland (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008).

Capítulo 4. Ejemplos representativos de las cuencas sedimentarias foreland

Las cuencas foreland con yacimientos de hidrocarburos han sido siempre objetivos muy importantes para la exploración petrolera, ya que de estas cuencas se han obtenido abundantes recursos petroleros en todo el mundo. De acuerdo con estadísticas de Gan (2004), en Song Yan, *et al.* (2010), las cuencas foreland tienen la tasa de éxito más grande en la exploración petrolera, del orden de 62.6%, producen gas y aceite comercial; de tal forma que 29 de ellas, entre las 136 cuencas foreland tienen los campos más grandes del mundo de aceite y gas.

4.1 Ejemplos de México

En esta sección se explican las características principales de las cuencas foreland que se encuentran en México, siendo las más representativas la Cuenca de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz. Estas dos cuencas son de gran importancia debido a la actividad económica que presentan gracias a los numerosos yacimientos de aceite y/o gas que contienen.

4.1.1 Cuenca de Chicontepec

La Cuenca de Chicontepec es una zona que representa un gran interés en la industria petrolera de México, debido a sus características geológicas, su posición geográfica, su sistema petrolero y la cantidad de reservas que se estima que existen en los diversos yacimientos ubicados en el subsuelo. El interés económico-petrolero de esta cuenca se ha incrementado en las últimas dos décadas, pues la demanda de hidrocarburos ha crecido, mientras que las reservas probadas han estado disminuyendo.

4.1.1.1 Ubicación

Geográficamente, la Cuenca de Chicontepec se localiza en la zona centro-oriente de la República Mexicana, dentro de los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí.

Fisiográficamente, se ubica en la planicie del Golfo de México (Raisz, 1964), limitando al poniente con el frente del Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental, al oriente con la Paleo-Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), al norte con el Arco de Tamaulipas y la Sierra de San Carlos y al sur con la Faja Volcánica Transmexicana y el Macizo de Teziutlán (Bitter, 1993), (Figura 4. 1).

Geológicamente, esta cuenca pertenece a la Provincia Tampico-Misantla, la cual cubre un área de 11 300 km² aproximadamente, presentando un eje axial de ~60 km (80 km max y 40 km min). Dentro de la cuenca, en su porción central se tiene el Paleocanal de Chicontepec, el cual tiene una superficie de ~3 785 km².

El Paleocanal de Chicontepec se localiza entre los municipios de Papantla y Chicontepec, a 5km al occidente de la ciudad de Poza Rica, Veracruz, y a 250 km al noreste de la Ciudad de México. Tiene un eje axial con orientación NW-SE de unos 130 km y una anchura que varía de 15 km en la porción sureste a 40 km en la porción noroeste.

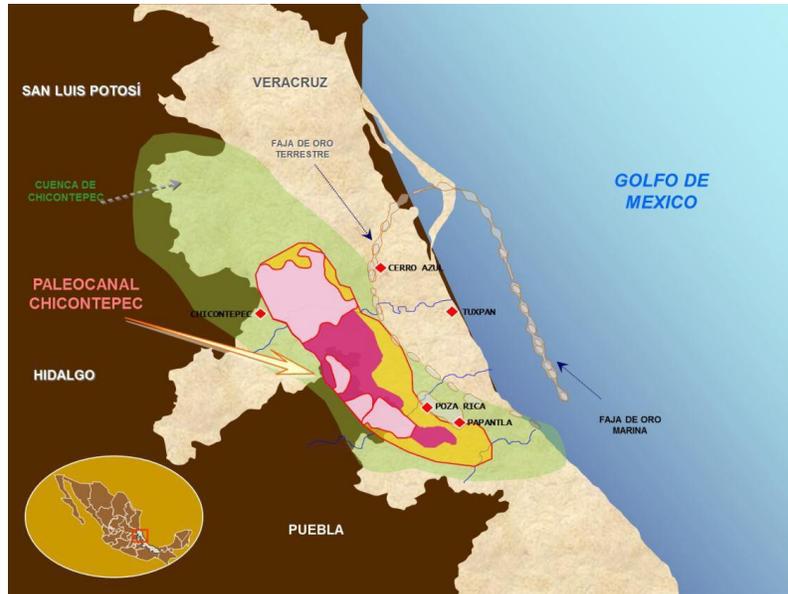


Figura 4. 1. Ubicación geográfica de la Cuenca y Paleocanal de Chicontepec (Tomado de Sánchez, 2013).

4.1.1.2 Fisiografía

La Cuenca de Chicontepec cubre porciones de varias provincias fisiográficas: al este se tiene la Llanura Costera del Golfo Norte, al oeste, en menor proporción cubre la Sierra Madre Oriental (SMO) y al sur la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), (Figura 4. 2).

En general, la Llanura Costera es una superficie plana con una leve elevación al oriente, en donde la altitud va del nivel del mar hasta 200 m; este relieve tuvo origen gracias a levantamientos tectónicos durante el Cenozoico temprano.

La Sierra Madre Oriental es donde inicia el cinturón cordillerano de Norteamérica en EUA, extendiéndose en el sur del estado de Texas, continuando dentro de México en la Sierra del Burro y terminando al norte del Cofre de Perote, en donde tiene contacto con la Faja Volcánica Transmexicana. Este orógeno se compone de un conjunto de sierras menores con estratos intensamente plegados y fallados, conformados mayormente de rocas marinas del Cretácico y Jurásico Superior, en donde predominan las calizas, aunque también hay areniscas y lutitas.

La FVT se caracteriza por ser un complejo de rocas volcánicas acumuladas en numerosos episodios que iniciaron en el Neógeno, y continúan hasta el presente. Uno de sus rasgos característicos es la franja de estratovolcanes que se extienden de oeste a este, con una dirección casi lineal (Sánchez, 2013).



Figura 4. 2. Provincias fisiográficas de México, resaltando la ubicación de la Cuenca de Chicontepec (Raisz, 1964), (Tomado de Sánchez, 2013).

4.1.1.3 Marco Geológico Regional

4.1.1.3.1 Evolución Geológica

La Cuenca de Chicontepec se ubica dentro de la Provincia Tampico-Misantla desde el punto de vista geológico (Figura 4. 3); esta provincia comprende una historia geológica que comienza en el Triásico, continuando hasta el Reciente, sin embargo, la Cuenca de Chicontepec abarca el Paleoceno y Eoceno.

La Provincia Tampico-Misantla ha pasado por una serie de etapas tectónicas, entre las cuales se tiene que a finales del Triásico (Rhaetiano), se formaron cuencas relacionadas al proceso del rifting del Golfo de México. Durante el Jurásico temprano y medio tuvo lugar una etapa de rift que originó la apertura del Golfo de México. A finales del Jurásico y principios del Cretácico se presentó una etapa de deriva, formando corteza oceánica al centro del Golfo de México.

A partir del Cretácico Superior (~70-80 Ma) comenzó un periodo de esfuerzos compresionales, conocido como la Orogenia Laramide, originando la formación del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, compuesto de rocas mesozoicas; así como la subsidencia por flexura de la corteza al oriente del cinturón, formando la antefosa (foredeep) de la Cuenca Foreland de Chicontepec, funcionando como contrafuerte la Plataforma de Tuxpan; esto durante el Paleoceno-Eoceno.

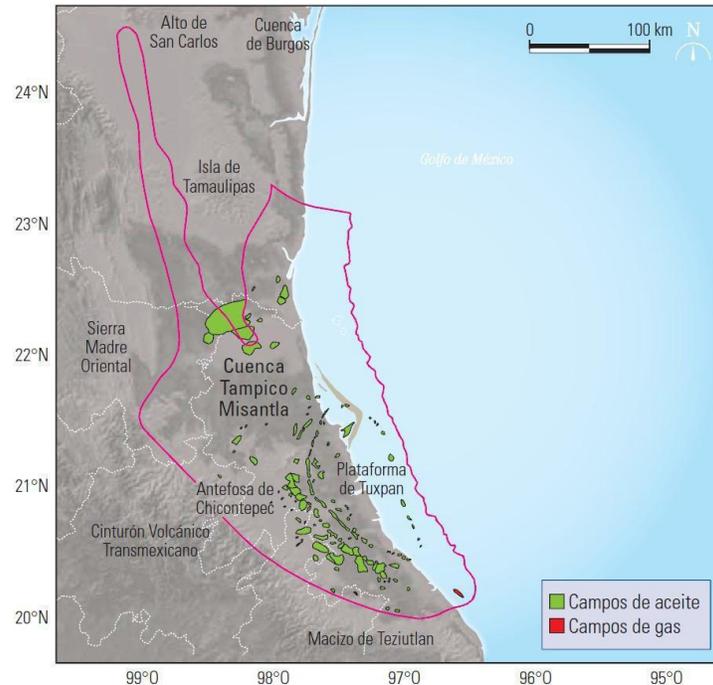


Figura 4. 3. Localización de la Provincia Tampico-Misantla, (PEP, 2011), (Tomado de Sánchez, 2013).

Posterior a la formación de la cuenca, debido a la fuerte pendiente originada por el basculamiento de la orogenia, tuvieron lugar eventos erosivos, producto de corrientes submarinas, generando numerosos canales y bordes de erosión que se rellenaron por sedimentos arcillosos y arenosos de manera alternada en un ambiente marino profundo, formando lóbulos y abanicos submarinos, que se acumularon con sedimentos procedentes de rocas de la base del Paleoceno, Cretácico, Jurásico y Paleozoico, transportados por corrientes de turbidez (turbiditas), definidos como Grupo Chicontepec, el cual se divide en tres megasecuencias litoestratigráficas: Inferior, Medio y Superior. El Paleocanal de Chicontepec tiene una orientación noroeste-sureste, el cual recibió sedimentos de diferentes direcciones (N, S, E y W).

Durante el Eoceno Medio el relleno de la cuenca continuó, siendo la principal fuente de aporte la Sierra Madre Oriental, formando depósitos de lutitas, areniscas, algunas capas de conglomerado y bentonita, constituyendo las formaciones Tantoyuca y Chapopote. Por su parte, la Plataforma de Tuxpan fue sepultada, dando lugar a una amplia plataforma clástica.

4.1.1.3.2 Estratigrafía de la Provincia Tampico-Misantla

En el subsuelo de la provincia Tampico-Misantla se tienen 20 formaciones geológicas, de las cuales tres son del periodo Jurásico, siete del Cretácico y diez del Cenozoico, siendo las últimas las que constituyen el relleno y la cubierta sedimentaria de la cuenca de Chicontepec, mediante un límite de secuencias correspondiente con una discordancia progresiva (Figura 4. 4), (Sánchez, 2013). El basamento cristalino es del Pérmico-Triásico, así como una formación geológica del Triásico (Formación Huizachal) y siete del Jurásico Inferior y Medio (formaciones Huayacocotla,

Cahuasas, Tenexcate, Huehuetepic, Tepéxic, Santiago y San Pedro), no tienen relación estratigráfica estrecha con el límite de secuencias inferior del Grupo Chicontepec, pues los paleocanales no erosionaron estas unidades; las formaciones más antiguas que se encuentran en contacto con el Grupo Chicontepec son San Andrés y Tamán del Jurásico Superior.

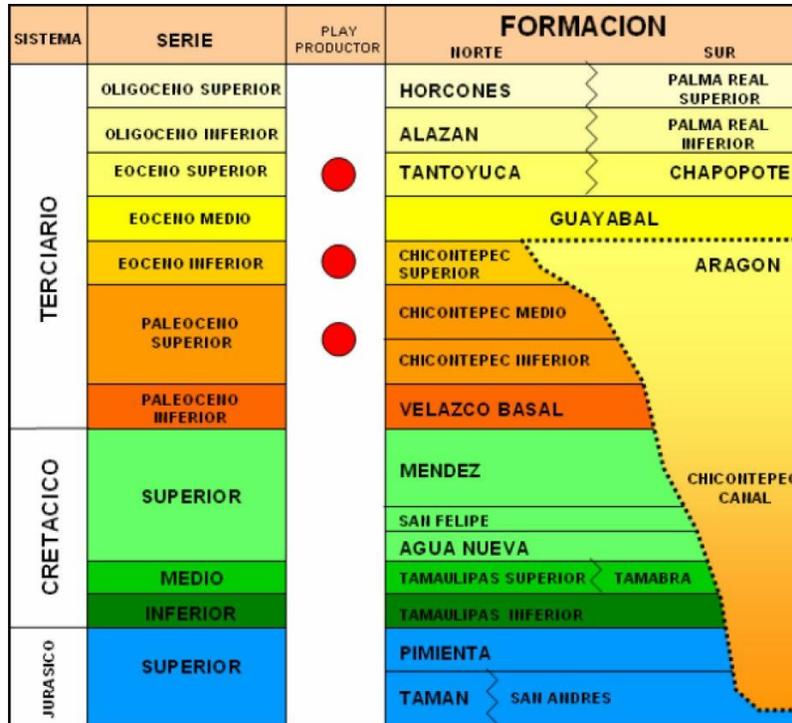


Figura 4. 4. Columna estratigráfica representativa de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de Sánchez, 2013).

4.1.1.3.3 Marco tectónico-estructural

La Provincia Tampico-Misantla se encuentra en una región tectónica y geológicamente compleja, debido a sus estilos de deformación que determinaron los tipos de sedimentación que ocurrieron inicialmente sobre un basamento cristalino. Desde la fragmentación del supercontinente de Pangea en el Triásico temprano, dominaron procesos de extensión en la periferia del Golfo de México, particularmente en la región que comprende la Provincia Tampico-Misantla. La evidencia de esta separación y fragmentación inicial de la Pangea en el protogolfo de México es la presencia de lechos rojos, depositados en las depresiones continentales; estas depresiones fueron controladas por grabens continentales estrechos, orientados con cierto paralelismo a las costas continentales actuales (Salvador, 1991).

Cierta parte del movimiento tectónico de la Provincia Tampico-Misantla fue de carácter lateral derecho por la falla Tamaulipas-Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1985), desplazando el bloque de Yucatán hacia el Sur en el Jurásico temprano y medio, formando el borde occidental de la Plataforma de Tuxpan. Para la Cuenca de Chicontepec, los elementos de basamento importantes en la evolución de esta cuenca son la Paleo-Plataforma de Tuxpan al oriente, la Paleo-Plataforma de Valles-San Luis Potosí al poniente y el Alto de Teziutlán-Santa Ana al sur (Figura 4. 5).

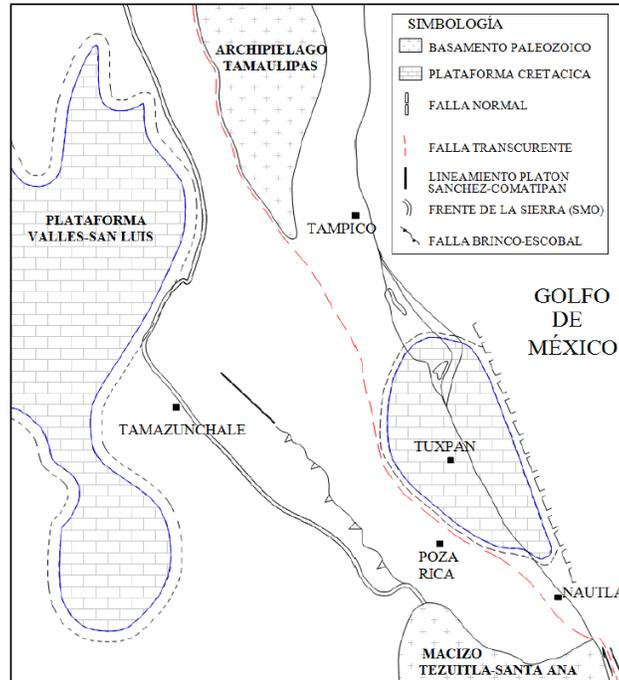


Figura 4. 5. Modelo tectónico de la Cuenca de Chicontepec (PEP, 2009), (Tomado de Sánchez, 2013).

Durante el Mesozoico, paquetes sedimentarios gruesos se depositaron en la cuenca del Golfo de México y del Pacífico, los cuales fueron controlados por incursiones marinas de las partes bajas, resultando de la erosión de los bloques de basamento; estos paquetes litológicos son los que sufrieron deformación del Cretácico tardío hasta el Eoceno tardío por la Orogenia Laramide, originando la Sierra Madre Oriental. Debido a este evento tectónico se produjeron cabalgaduras, pliegues isoclinales con planos axiales con vergencia al NE, así como fallas laterales.

Durante el Paleoceno Inferior, el aporte principal de sedimentos a la cuenca provenía del W y NW, desde la Sierra Madre Oriental, la que se formó como consecuencia de la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica, convergiendo con dirección NE. Conforme la deformación de la Sierra Madre Oriental avanza de NW a SE se forman pliegues suaves en el subsuelo de la Cuenca de Chicontepec, en la secuencia Mesozoica.

El aporte posterior de sedimentos a la cuenca se conformaba de fragmentos de carbonatos desde la Sierra Madre Oriental (de poniente a oriente) y de fragmentos cuarcíticos del Macizo de Teziutlán-Santa Ana (de SW a NE). En el Eoceno, se llevó a cabo el resto de la sedimentación de las Megasecuencias del Grupo Chicontepec con el desarrollo de estructuras sin-sedimentarias.

4.1.1.4 Aspectos sedimentológicos-estratigráficos

El modelo de sedimentación de la Cuenca de Chicontepec se define por una serie de eventos de depositación de turbiditas, conformando abanicos submarinos. La erosión del Orógeno de la Sierra Madre Oriental durante el Cenozoico Inferior, aportó sedimentos siliciclásticos y calcáreos de la parte noroccidente y occidente de la cuenca, mientras que del oriente, la Paleo-plataforma

de Tuxpan aportó sedimentos calcáreo-arcillosos; y al sur del paleo-cañón, el Macizo de Teziutlán aportó sedimentos metamórficos; estos sobreyacen discordantemente al paleo-relieve laramídico del Mesozoico.

La sedimentación del Paleógeno se compone de turbiditas, lo cual implica presencia de canales y abanicos submarinos de ambiente nerítico externo a batial, dando lugar a turbiditas y complejos abanicos y canales (Figura 4. 6), constituyendo una secuencia sedimentaria compuesta por arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas (Sánchez, 2013).

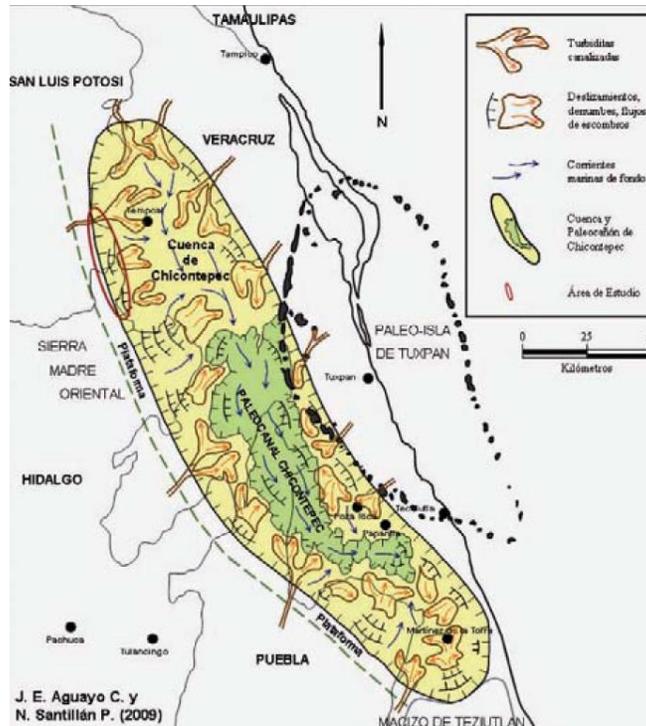


Figura 4. 6. Modelo conceptual de la cuenca de Chicontepec (Tomado de Santillán y Aguayo, 2011).

4.1.1.4.1 Diagnóstico sedimentológico regional

En la Cuenca de Chicontepec y en la fosa canalizada del paleo-cañón, las secuencias estratigráficas del Grupo Chicontepec reflejan condiciones geomorfológicas de depresiones endorreicas, en donde se tenía circulación hidrodinámica intermitente restringida a semi-restringida y poco efectiva para permitir que maduraran texturalmente los sedimentos terrígenos areno-lobosos (Santillán y Aguayo, 2011).

La columna estratigráfica consiste de areniscas inmaduras (litarenitas y sublitarenitas feldespáticas arcillosas), con fragmentos siliciclásticos y calcáreos con textura que va de gruesa a fina con una matriz de lodo y cementante calcáreo; se presentan en forma de lóbulos canalizados y no canalizados, así como masivos, por derrumbes, flujos de escombros y deslizamientos.

4.1.1.4.2 Diagnóstico estratigráfico-sedimentológico local

Con base en estudios realizados por investigadores de la UNAM (CNH-UNAM, 2012), se determinó que el Grupo Chicontepec del Paleoceno-Eoceno Inferior, dentro del Paleocañón de

Chicontepec presenta diversos atributos estratigráficos y paleo-sedimentarios, los cuales se dividen en tres megasecuencias litoestratigráficas: Inferior, Medio y Superior, correspondiendo con las unidades 1, 2 y 3 respectivamente (Figura 4. 7).

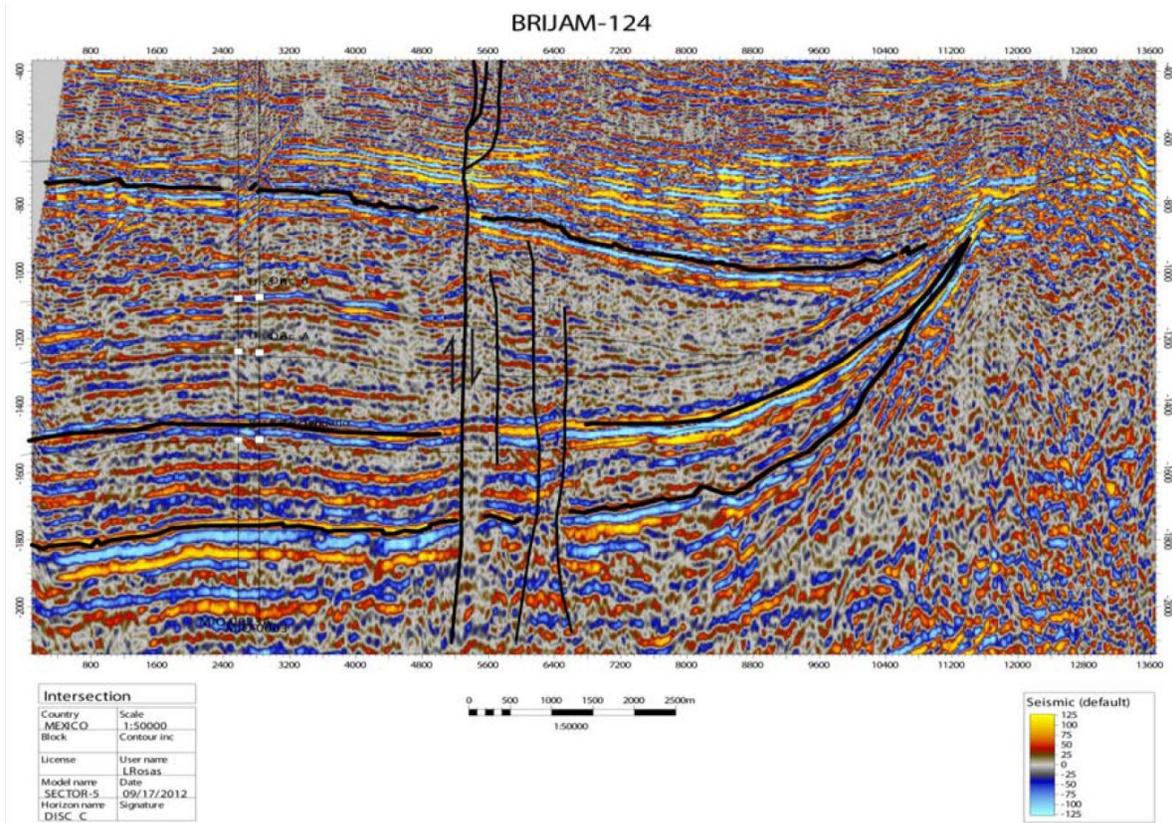


Figura 4. 7. Sección sísmica mostrando las megasecuencias litoestratigráficas de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

En cuanto a los atributos estratigráficos, se analiza el espesor, continuidad lateral y deformaciones estructurales intraformacionales; por su parte, los atributos sedimentarios son la frecuencia de los horizontes areno-arcillosos, conectividad y espaciamiento lateral y vertical.

Las megasecuencias litoestratigráficas de las unidades 1, 2 y 3 resultaron de diferentes procesos tectono-sedimentarios durante su depósito:

- Unidad 1: proceso pasivo y nivelador, con facies arcillosas distales o externas.
- Unidad 2: proceso activo, con mayor aporte sedimentario de facies medias areno-arcillosas
- Unidad 3: proceso de colapso, con facies arcillo-arenosas internas o proximales, por deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros predominantemente arcillosos.

Estas megasecuencias están limitadas por cuatro superficies discordantes respectivamente: la discontinuidad basal del límite Cretácico-Cenozoico y las Discordancias A, B y C, las cuales indican periodos intermitentes de sedimentación, con progradación y tendencia a acuñarse hacia el noreste y sureste (CNH-UNAM, 2012).

La distribución y geometría de estas megasecuencias se observan con claridad en las siguientes secciones sísmicas (Figura 4. 9, Figura 4. 10, Figura 4. 11, Figura 4. 12), las cuales se distribuyen a lo largo de la Cuenca de Chicontepec (Figura 4. 8), cubriendo los tres sectores: norte, centro y sur, en donde la sección sísmica I atraviesa principalmente los campos Aragón y Coyotes, la sección regional II pasa por los campos Palo Blanco, Miquetla y Humapa; la sección regional III cubre el campo Agua Fría; y finalmente la sección IV pasa por el campo Furbero y Tajín.

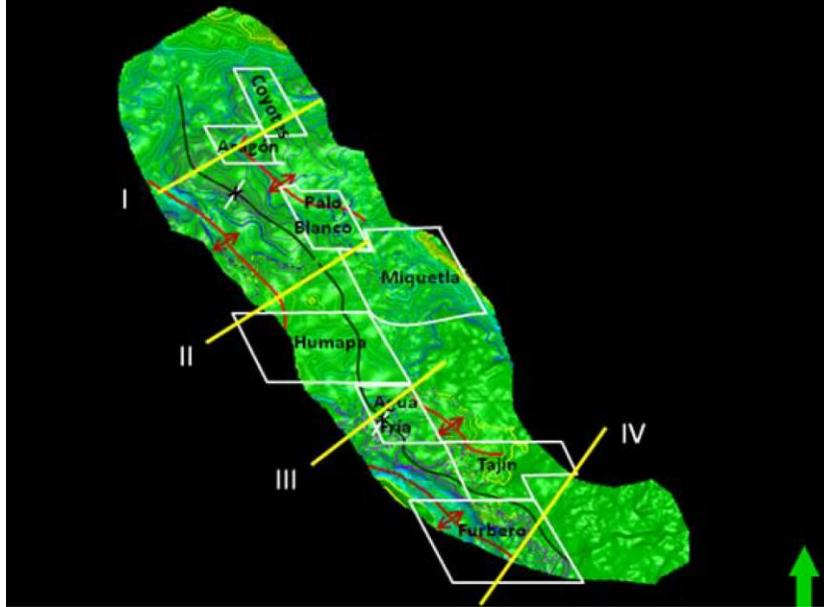


Figura 4. 8. Mapa de ubicación de algunos campos de la Cuenca de Chicontepec, indicando el relieve, ejes estructurales y secciones sísmicas regionales (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

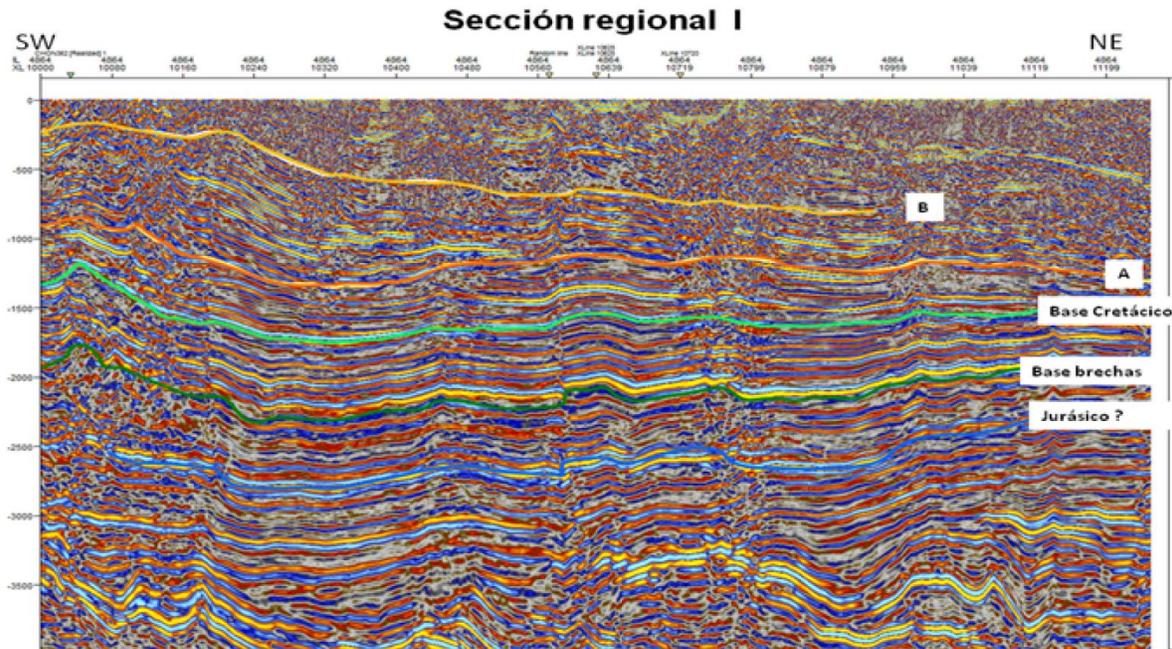


Figura 4. 9. Sección regional I mostrando los límites de las megasecuencias, así como las trazas sin interpretar de las fallas subverticales que cortan del basamento a la superficie (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

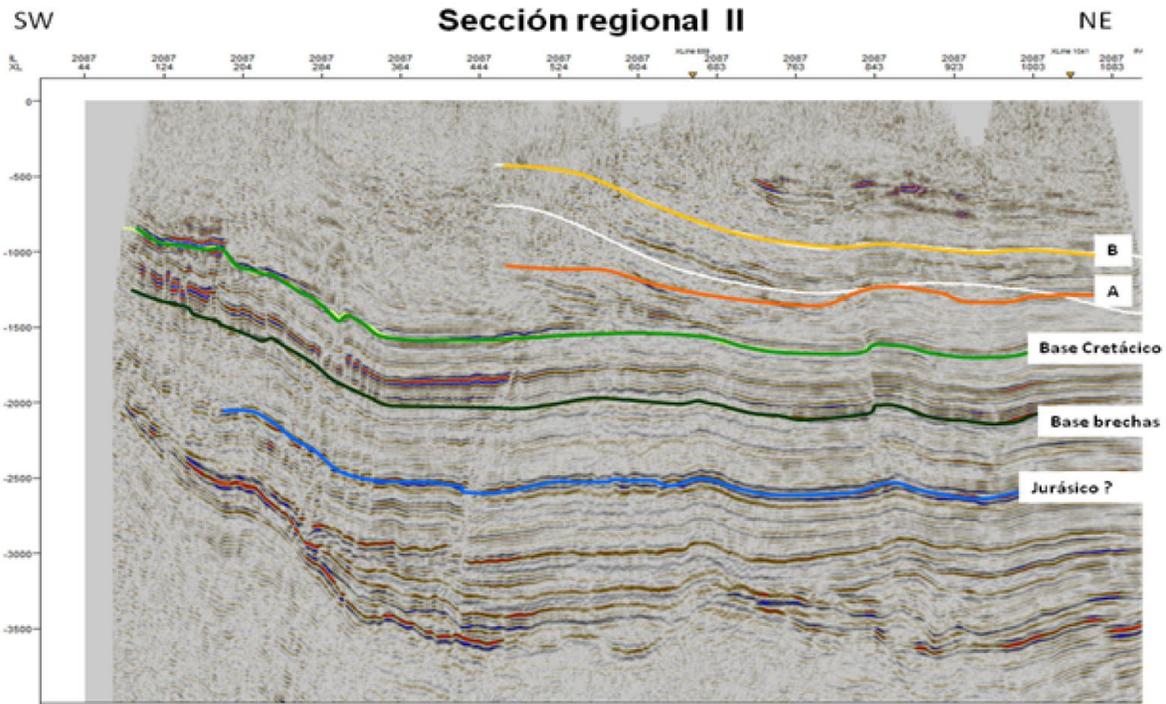


Figura 4. 10. Sección regional II mostrando los límites de las megasecuencias, así como las trazas de las fallas subverticales (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

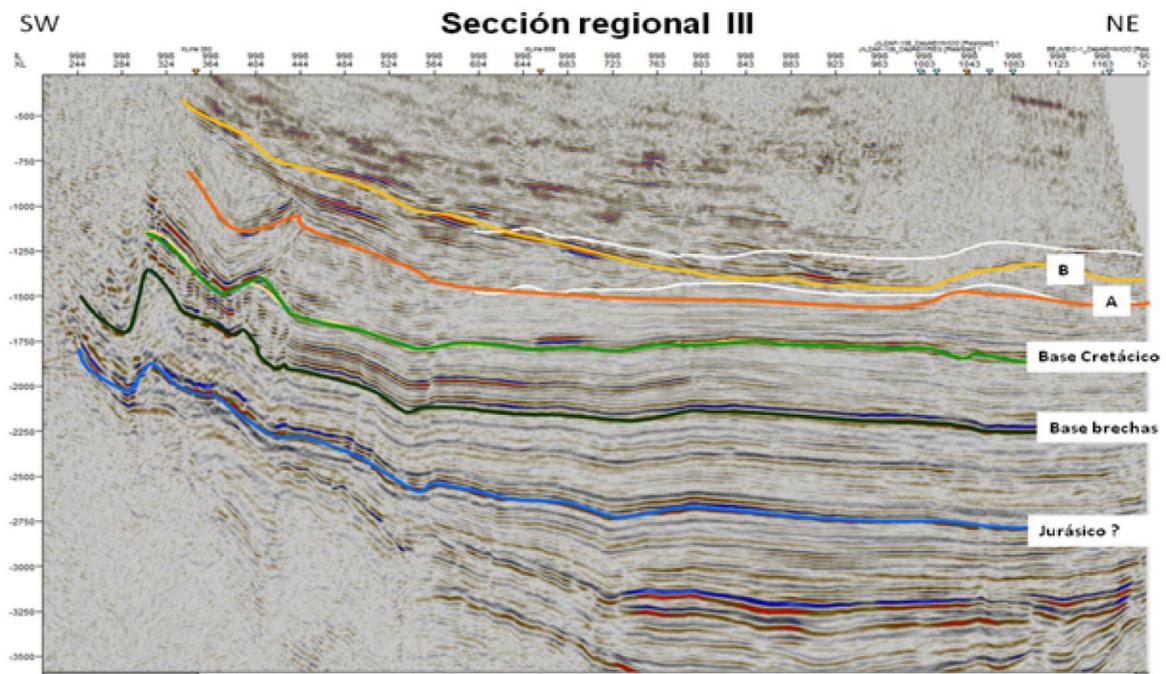


Figura 4. 11. Sección regional III mostrando los límites de las megasecuencias (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

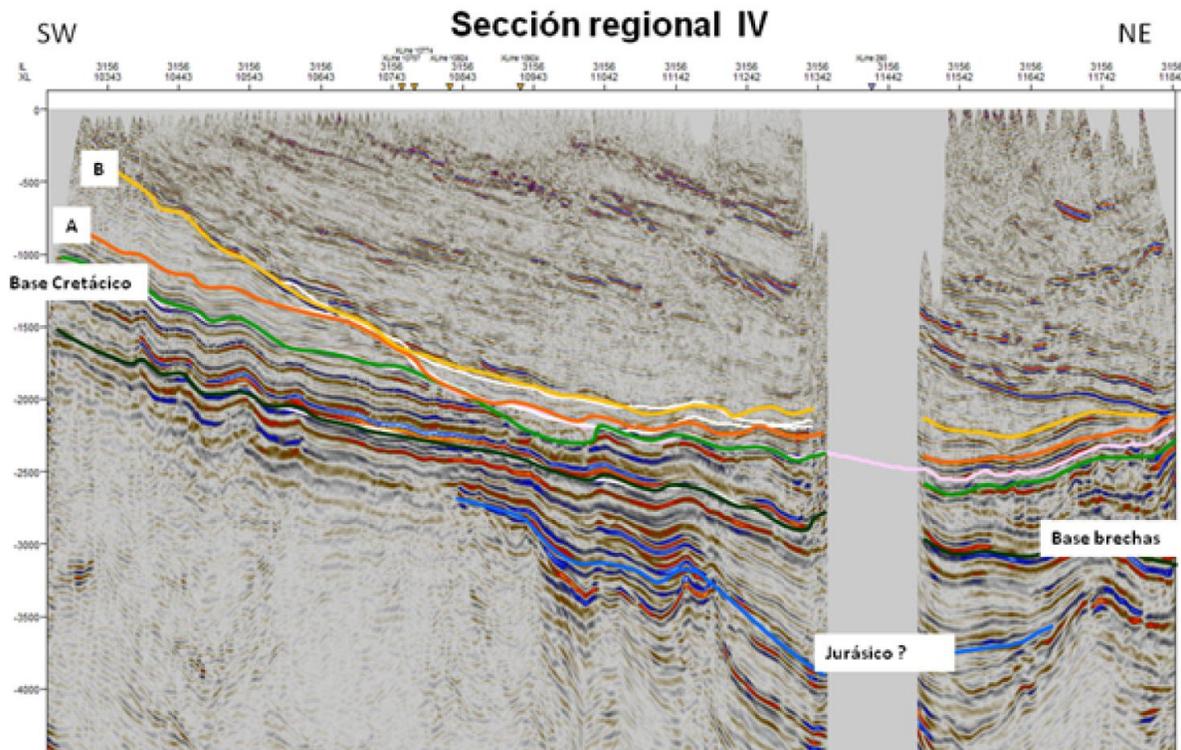


Figura 4. 12. Sección regional IV mostrando los límites de las megasecuencias (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

4.1.1.4.3 Espesores de las megasecuencias

Las megasecuencias tienen la característica de presentar espesores diversos, en donde de manera general, disminuyen del NW al SE, lo cual se observa en la tabla siguiente:

Espesores promedio de las Megasecuencias				
Campos	Intervalo (m)			Esesor (m)
	Discordancia C-Discordancia B	Discordancia B-Discordancia A	Discordancia A-Base Terciario	Total
Sector Norte				
Aragón	521	481	513	~1515
Coyotes	245	350	300	~895-900
Palo Blanco	293	210	184	~687-690
Sector Centro				
Humapa	430	330	350	~1000-1010
Agua Fría	405	202	230	~837-850
Miquetla	483	187	285	~955-1000
Sector Sur				
Furbero	400	250	350	~950-1000
Tajín	502	219	55	~776-800

Tabla 3. Espesores promedio de las Megasecuencias Inferior, Medio y Superior en los sectores norte, centro y sur (CNH-UNAM, 2012).

4.1.1.5 Cuenca Retro-Foreland de Chicontepec

La Cuenca de Chicontepec se formó gracias a los esfuerzos compresivos del Paleoceno-Eoceno Inferior, del frente de la Sierra Madre Oriental hacia el noreste, sirviendo de contrafuerte el paleo-elemento rígido de la paleo-isla de Tuxpan en el Este; originados por la Orogenia Laramide (CNH-UNAM, 2012). Debido a estos esfuerzos, la Paleo-isla de Tuxpan presentó una rotación hacia el oriente, por lo que se observa con cierta inclinación; ejemplificándose en secciones sísmicas del subsuelo del sector oriente del Campo Palo Blanco (Figura 4. 13), donde se aprecia con claridad la forma de la cuenca y el pilar que a nivel Jurásico formó la Paleo-isla de Tuxpan y en el Cretácico una plataforma carbonatada correspondiendo con la Paleo-plataforma de Tuxpan (Faja de Oro) en donde ocurrió un importante desarrollo de carbonatos de aguas someras. Así mismo, se observa el fallamiento lateral presente y el acuñamiento al oriente de las secuencias sedimentarias contra el bloque alto de la Paleo-isla de Tuxpan.

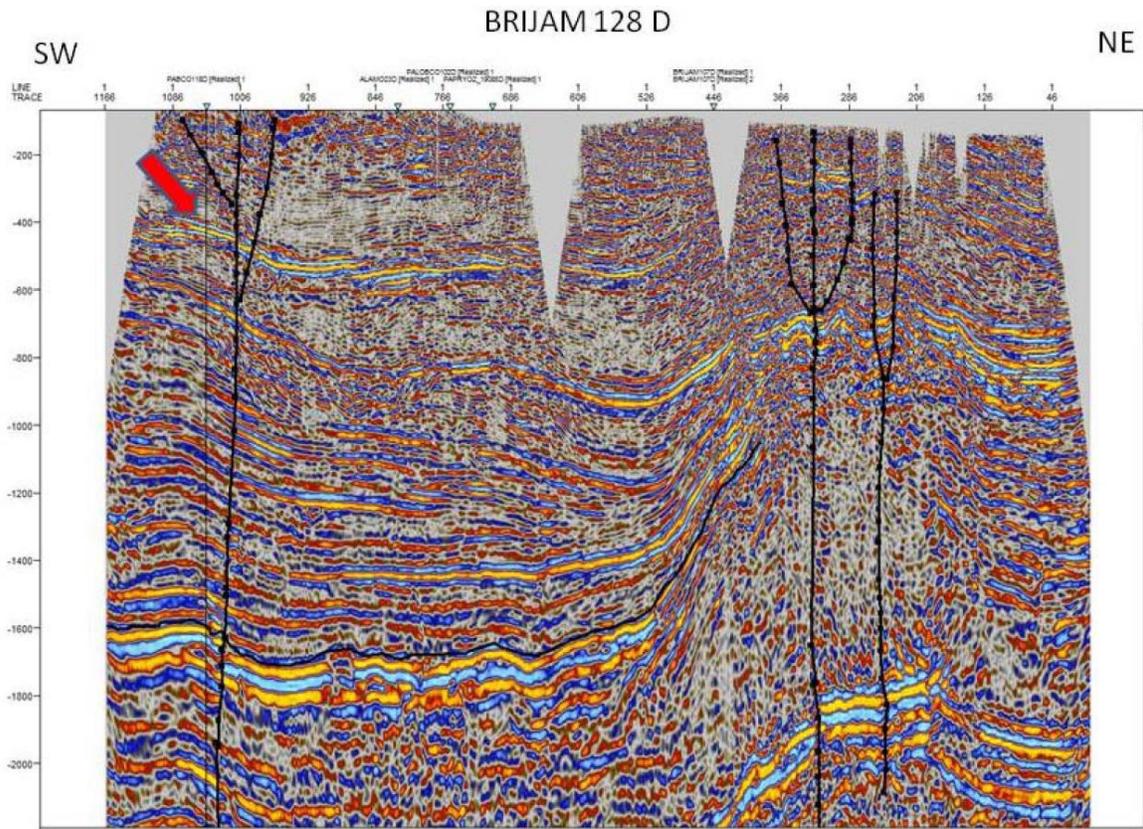


Figura 4. 13. Sección sísmica del Campo Palo Blanco, observándose la Cuenca de Chicontepec con secuencias sedimentarias acuñadas al oriente contra la Paleo-isla de Tuxpan, así como las fallas laterales (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

El Paleocañón de Chicontepec se asocia con dos eventos de deformación principales, los cuales dieron lugar a estructuras secundarias, siendo el plegamiento de la Orogenia Laramide y un sistema de fallas laterales con desarrollo de fracturas.

Como se mencionó en el capítulo 3, una cuenca foreland se debe a procesos de flexura litosférica, los cuales causan subsidencia en una cuenca debida a la flexión hacia abajo de una placa continental por los esfuerzos de construcción de una montaña, lo que sucede durante la construcción de la Sierra Madre Oriental y la subsidencia de la Cuenca Foreland de Chicontepec.

Además, a una cuenca se le clasifica como foreland cuando se ubica entre una cadena montañosa y un cratón adyacente, que en este caso es el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental y la Placa Norteamericana. Así mismo, las cuencas foreland tienen una geometría elongada, lo que también presenta Chicontepec (Figura 4. 6).

Debido a que la Cuenca de Chicontepec se sitúa detrás del arco magmático y se vincula con la subducción de la litosfera oceánica de la Placa Farallón (Figura 4. 14), propongo que esta cuenca se clasifique como una cuenca foreland de retro-arco, asociado a un margen tipo Andino (colisión océano-continente), teniendo la trinchera al occidente del lado del Océano Pacífico.

Esta cuenca, como representación de cuencas retro-foreland es una cuenca relativamente estable, pues no presenta subsidencia tectónica acelerada, sino constante durante el crecimiento del orógeno; además que su relleno registra la fase de crecimiento completa de la cadena montañosa.

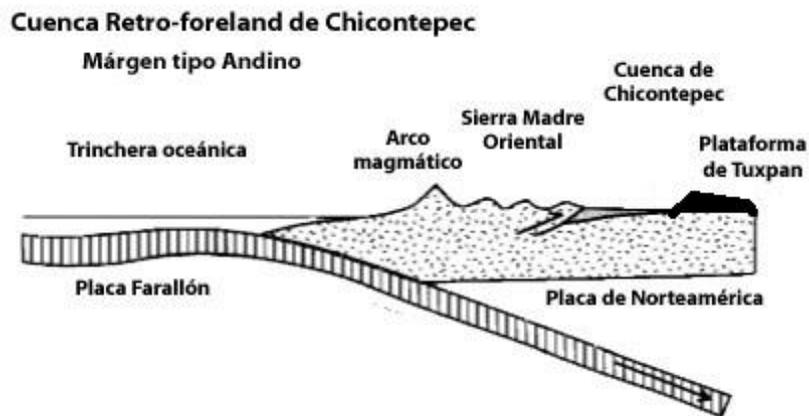


Figura 4. 14. Modelo en sección transversal de la Cuenca Retro-foreland de Chicontepec (Modificado de Allen y Allen, 2005).

En cuanto a la petrografía de los depósitos, Chicontepec presenta las mismas características que las cuencas foreland en general, pues su aporte de sedimentos está dominado por el cinturón orogénico de la SMO, aunque también presenta aportes significativos de la Plataforma de Tuxpan y el Macizo de Teziutlán. Además que el relleno de la cuenca es el mismo que el que sugiere Schwab (1986), siendo primeramente aportes ricos en cuarzo y pobres en feldespato originados de fuentes cratónicas y posteriormente sedimentos ricos en fragmentos de rocas derivados de la fuente orogénica de la SMO.

Así mismo, la evolución estratigráfica de la cuenca, de acuerdo a las tres megasecuencias (Inferior, Media y Superior) que se tienen presentes es semejante a los modelos de foreland de la

megasecuencia vertical de la Cuenca Foreland Alpina Norte de Suiza, pues los depósitos más antiguos de Chicontepec, correspondiendo a la Megasecuencia Inferior son predominantemente de grano fino debido a depósitos turbidíticos que se acumularon en ambientes de aguas profundas, por lo que no funciona como buena roca almacenadora. Los depósitos posteriores, como los de la Megasecuencia Media, aunque son turbidíticos, son más arenosos, formando lóbulos y canales, los cuales tienen buen potencial almacenador.

Debido a que en esta cuenca, la Plataforma de Tuxpan sirvió como contrafuerte, deteniendo la litosfera; la longitud perpendicular de la cuenca al frente de la SMO es más corta (de 40 a 80 km) que la anchura promedio de las cuencas foreland (100 a 300 km), por lo que no se desarrollaron todas las zonas de depocentros en la cuenca, como el “forebulge” y el “backbulge”, sino únicamente el foredeep o antifosa, en donde se ubican las tres megasecuencias.

El “wedgetop” tampoco se formó, puesto que la interacción que tiene la cuenca con el cinturón de la SMO es del tipo simple (Figura 4. 15), tal como en la Cuenca Foreland Alpina Norte.

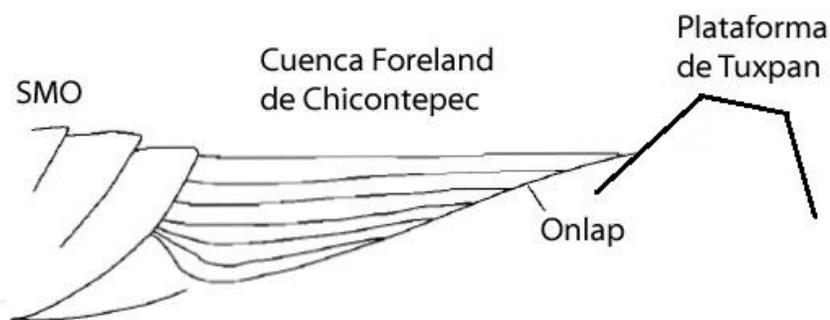


Figura 4. 15. Cuenca Foreland de Chicontepec, mostrando una interacción simple con la SMO (Loza, 2014).

4.1.1.6 Sistema Petrolero Chicontepec

El sistema Chicontepec pertenece a la región Norte con los activos de producción Poza Rica y Altamira, el cual se clasifica como un sistema híbrido, pues presenta deformación estructural significativa y tiene trampas de tipo estratigráfico, asociadas con abanicos submarinos, superficies de erosión y rellenos de paleocanal, los cuales están cortados en muchos casos por fallas laterales.

El Grupo Chicontepec contiene una de las mayores reservas probables de hidrocarburos del hemisferio occidental, donde los yacimientos se ubican en cuerpos lenticulares independientes de areniscas a profundidades variables de 800 a 2 400 m, en donde la presión original en la mayoría de los yacimientos se encuentra en el orden de 220 kg/cm^2 , con temperatura de fondo de $65\text{-}75^\circ\text{C}$.

4.1.1.6.1 Rocas Generadoras

Las formaciones que tienen características de roca generadora son las mismas en la Cuenca de Chicontepec, que en toda la Provincia Tampico-Misantla, correspondiendo con facies arcillo-calcareas de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta del Jurásico Superior (Oxfordiano-Tithoniano), determinado por métodos geoquímicos (pirólisis, refractancia de vitrinita, etc.). Sus espesores varían de 200-800 metros, con un contenido alto de carbono orgánico total (COT) de

2.6%. El tipo de kerógeno es del tipo II, derivado de algas marinas. Su nivel de madurez térmica ($ro=0.7-10\%$) corresponde a la zona principal de generación de aceite, que se alcanzó durante el Eoceno-Oligoceno. Sin embargo, en menor proporción también son rocas generadoras los horizontes arcillosos de las formaciones Chicontepec Inferior y Medio.

Las formaciones jurásicas tienen un potencial generador de hidrocarburos líquidos con menor volumen de gases, mientras que las formaciones del Grupo Chicontepec tienen principalmente potencial generador de gas con volúmenes menores de aceite.

4.1.1.6.2 Migración

Como resultado de esfuerzos tectónicos, a finales del Cretácico ocurrió la principal fase de expulsión de hidrocarburos de las secuencias jurásicas en la parte occidental de la Cuenca de Chicontepec, provocando que los hidrocarburos migraran al oriente hasta el Paleógeno.

Este movimiento compresivo ocasionó un levantamiento en la parte occidental de la Paleoplataforma de Tuxpan y un desplazamiento de las rocas jurásicas y cretácicas, lo que provocó su exposición subaérea y una consecuente erosión e infiltración de aguas oxigenadas en rocas carbonatadas del Cretácico Inferior y Superior; como consecuencia, en estas aguas se alimentaron bacterias de fracciones ligeras de parafinas, degradando los hidrocarburos y contribuyendo a la migración y acumulación posterior en las rocas almacenadoras.

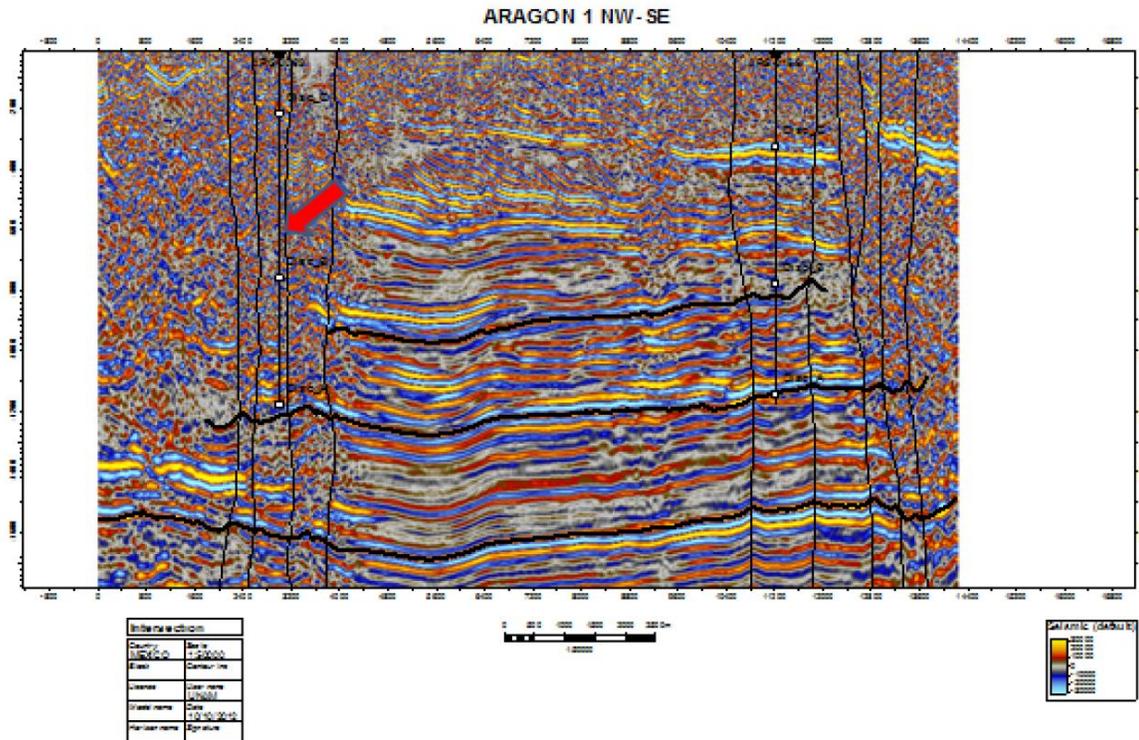


Figura 4. 16. Sección sísmica del Campo Aragón, mostrando dos zonas de fallas laterales, las cuales son las principales rutas de migración (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

La migración de este sistema ocurrió principalmente en una sola dirección, constituyendo las fallas laterales las principales rutas de migración (Figura 4. 16, Figura 4. 17), por lo que se presenta

en esencia en sentido vertical ascendente, comunicando las secuencias generadoras del Jurásico con las unidades almacenadoras entre las discordancias A y B del Grupo Chicontepec o de la Formación Aragón del Eoceno Inferior.

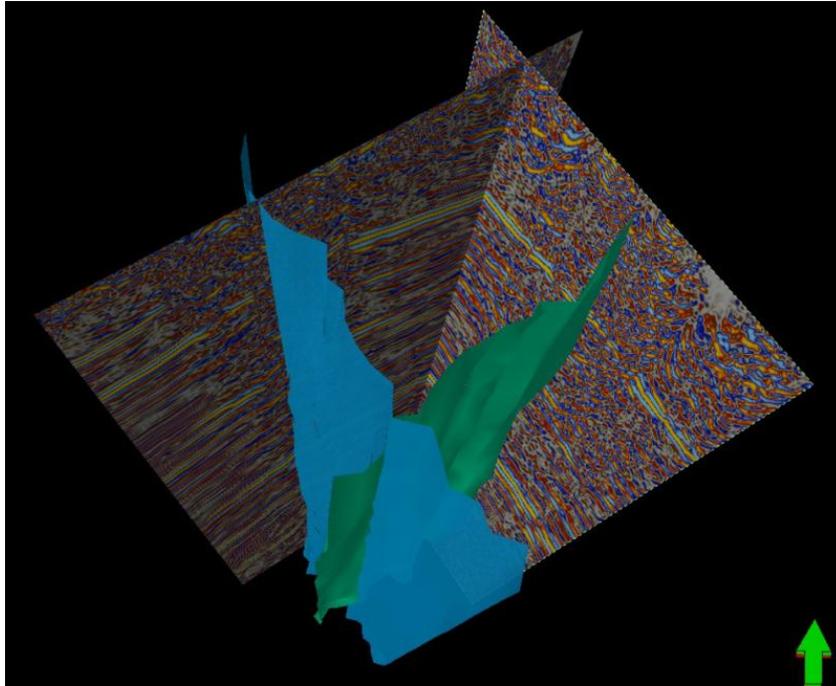


Figura 4. 17. Par conjugado de fallas laterales con superficies verticales en el Campo Palo Blanco, ejemplificando las rutas de migración (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

Así mismo, las superficies de las discordancias también ayudaron a la migración de los hidrocarburos, aunque en menor escala; lo que permitió la carga de cuerpos arenosos en sus proximidades, como ocurre sobre la discordancia A.

4.1.1.6.3 Rocas Almacenadoras

El mayor interés que se tiene como rocas almacenadoras se encuentra en la Megasecuencia Media (Unidad 2) entre las discontinuidades A y B, aunque también tienen potencial algunas rocas de la Unidad 1, entre la discontinuidad basal y la A (CNH-UNAM, 2012).

Las rocas almacenadoras en este sistema forman aproximadamente el 33% del relleno de la cuenca, siendo principalmente areniscas (litarenitas y grauvacas) de grano medio a fino y algunos estratos conglomeráticos de matriz arenosa originados por sistemas de depósitos turbidíticos cíclicos de abanicos submarinos (López, 2013).

La Unidad 2 resulta ser la más atractiva para la acumulación de hidrocarburos, pues presenta la mayor cantidad de depósitos sedimentarios con geometría lobular y lenticular, aunque de manera dispersa y aislada con facies medias canalizadas (Figura 4. 18). Estos depósitos se encuentran internamente dentro de estratos tabulares con continuidad lateral. También son importantes los flujos masivos de escombros canalizados y derrumbes asociados a plegamientos y

deslizamientos coherentes e incoherentes con estratos apilados altamente arcillosos y aislados entre sí, intercomunicándose por un sistema de fracturas (López, 2013).

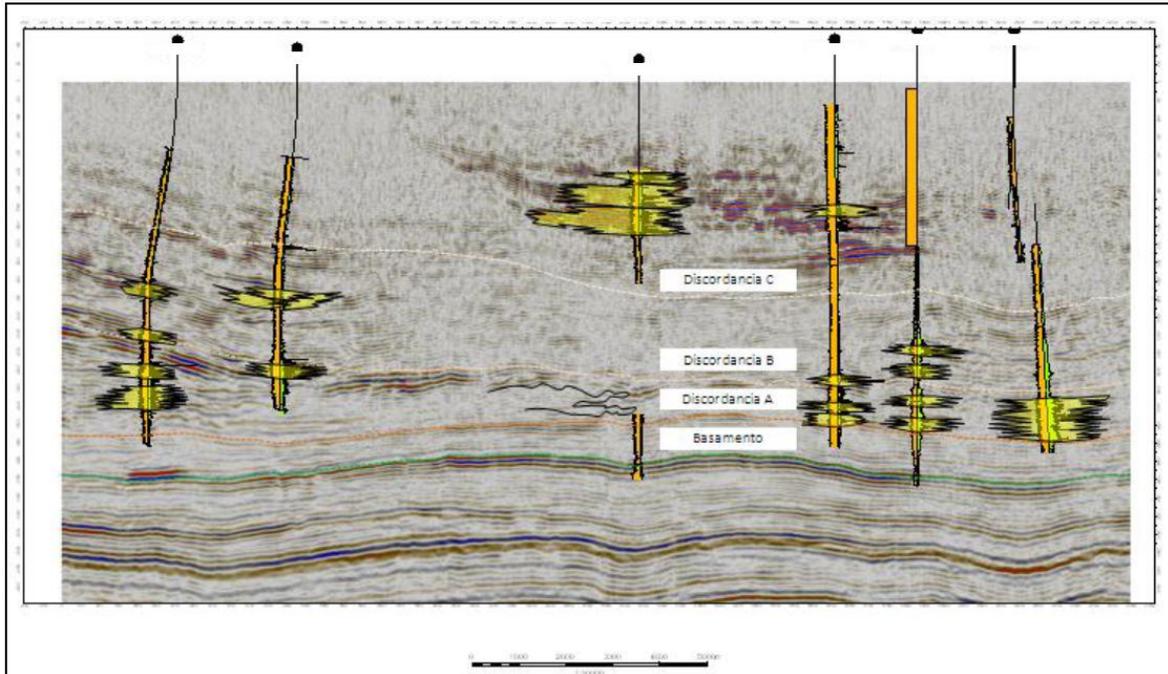


Figura 4. 18. Sección sísmica NW-SE del campo Agua Fría mostrando los cuerpos arenosos de mayor interés económico (Tomado de López, 2013).

Los horizontes que se encuentran intercalados entre estratos gruesos a medios altamente cementados se presentan las rocas de mayor interés almacenador, así como en depósitos arenolimosos de lóbulos canalizados e interlobulares. Se tiene porosidad impregnada de hidrocarburos en horizontes microfracturados, finamente laminados arcillo-arenosos.

Los cuerpos arenosos que presentan el mayor potencial almacenador con geometrías de lóbulos, barras de desborde y canales distributarios tienen espesores que varían de 2 a 30 m.

Con ayuda de mapas de atributos de amplitud RMS (Root Mean Square) dentro de unidades estratigráficas que corresponden a los principales intervalos productores de cada campo se puede hacer una correlación cualitativa entre las anomalías de amplitud con los intervalos productores, interpretándose ambientes de depósito como canales principales, canales distributarios y lóbulos de abanico submarino (CNH-UNAM, 2012). Esto debido a que los mapas de amplitud que muestran anomalías de alta amplitud se asocian con áreas de mayor arenosidad, por lo que las mejores zonas para una probable acumulación de hidrocarburos son las zonas rojas y amarillas, las cuales tienen las mejores propiedades petrofísicas.

Como ejemplo, al centro de la cuenca en el Campo Agua Fría, se obtuvo un mapa RMS dentro de las discordancias A y B, mostrando una capa con espesor de 60 m en promedio, la cual contiene muchos intervalos productores importantes, mostrados en colores amarillos y verdes, siendo interpretados (CNH-UNAM, 2012) como abanicos submarinos con lóbulos y canales distributarios

correspondientes (Figura 4. 19), los cuales muestran una dirección principal de procedencia de sedimentos NW-SE. Esas zonas de amplitudes relativamente altas (azul claro y amarillo) se asocian con facies arenosas de relleno de canal y desbordo, con potencial de tener hidrocarburos.

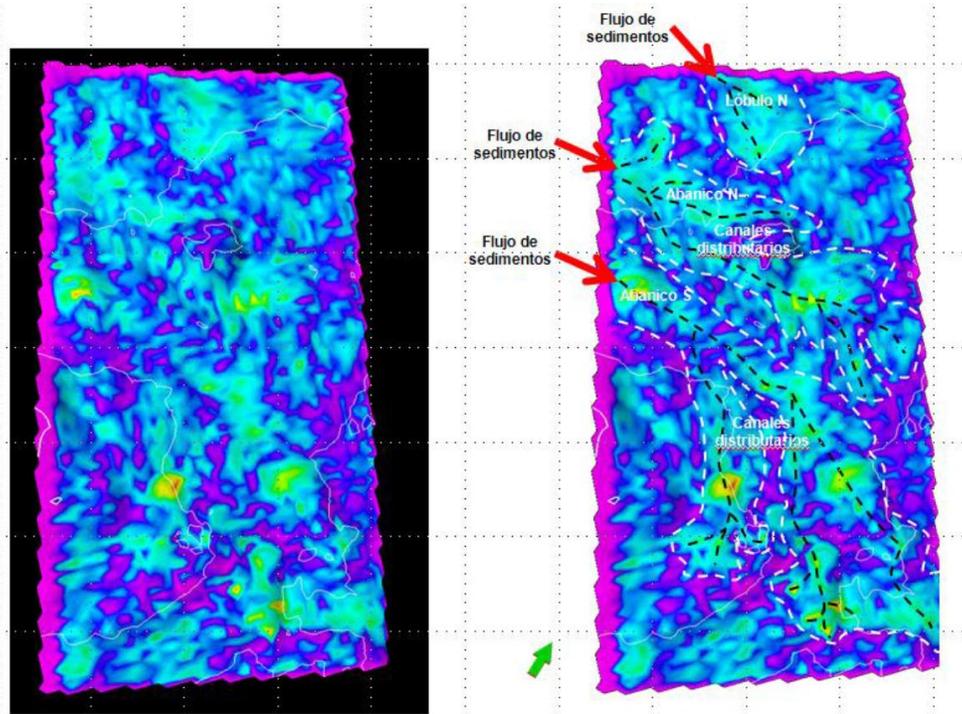


Figura 4. 19. Mapas de amplitud RMS entre las Discordancias A y B en el Campo Agua Fría (Tomado de UNAM, 2012).

En la Figura 4. 20 se observan los pozos perforados en esta zona, observándose que de los 50 pozos perforados, el 20% se ubican en zonas de baja amplitud, corroborando su nula o baja producción de acuerdo a las propiedades petrofísicas.

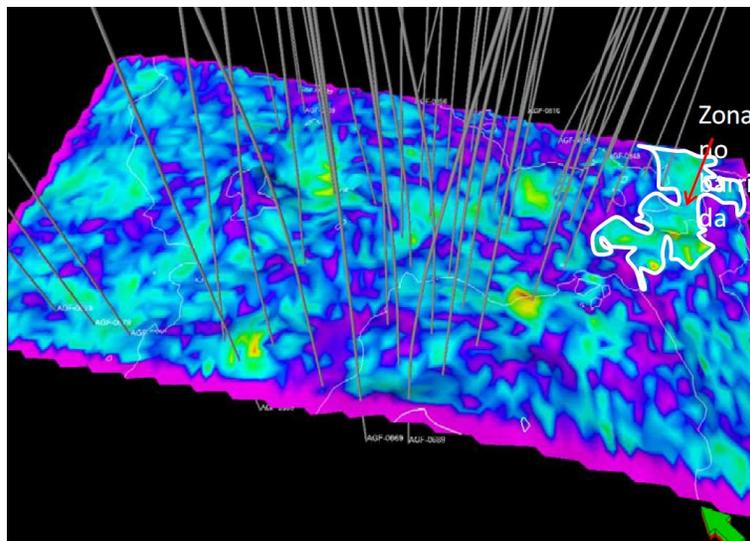


Figura 4. 20. Mapa de atributos RMS del Campo Agua Fría, con los pozos perforados, mostrando áreas perforadas sin potencial productor (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

Se recomienda diseñar un modelo tridimensional de los distintos campos para destacar la distribución espacio-temporal de los depósitos lobulares canalizados de la Megasecuencia Media, así como evaluar los intervalos arcillo-arenosos poco cementados y laminares, e interestratificados entre las capas masivas altamente cementadas.

4.1.1.6.4 Roca Sello

El almacenamiento de los horizontes productores se debe a su interacción con las rocas sello de las mismas unidades del Grupo Chicontepec, en sus diferentes facies arcillosas, arcillo-limosas, arcillo-arenosas y limosas interestratificadas con areniscas de grano fino (López, 2013).

Las porciones norte y central de la cuenca tienen rocas sello compuestas de sedimentos arcillosos del mismo grupo, localizados por encima de la erosión regional del Eoceno Inferior; sin embargo, en el sureste, el sello está establecido por sedimentos arcillosos de la Formación Guayabal del Eoceno Medio. Debido a la naturaleza del depósito, las intercalaciones arcillosas entre cuerpos arenosos constituyen sellos de carácter local.

La Megasecuencia Superior (Unidad 3) se considera regionalmente como roca sello de la cuenca, pues tiene una porosidad muy baja, debido a que se compone principalmente de una mezcla de materiales gruesos y finos. Esta megasecuencia no presenta potencial de almacenamiento de hidrocarburos, únicamente algunos cuerpos aislados de areniscas ubicados en su base.

4.1.1.6.5 Trampas

El principal mecanismo de entrapamiento en este sistema se compone de trampas estratigráficas y mixtas. Su distribución irregular y lateral está dada, como se mencionó anteriormente, por lutitas intercaladas con areniscas de grano fino de estratificación delgada, limitando a los desarrollos arenosos en su cima, base y lateralmente, formando las principales trampas, y como consecuencia las mejores acumulaciones de hidrocarburos, económicamente hablando.

4.1.1.6.5.1 Trampas estratigráficas

El tipo de trampa que predomina es el del tipo estratigráfico (Figura 4. 21), en donde su geometría se vio influenciada por grandes paleoestructuras en el subsuelo, tales como los paleocanales, que en algunos casos fueron controlados por la superposición de abanicos submarinos y superficies de erosión dentro del paleocanal, que algunas veces presentan cortes debidos a fallas laterales (López, 2013).

Estos cuerpos arenosos se encuentran limitados horizontal y verticalmente por materiales finos, principalmente lutitas.

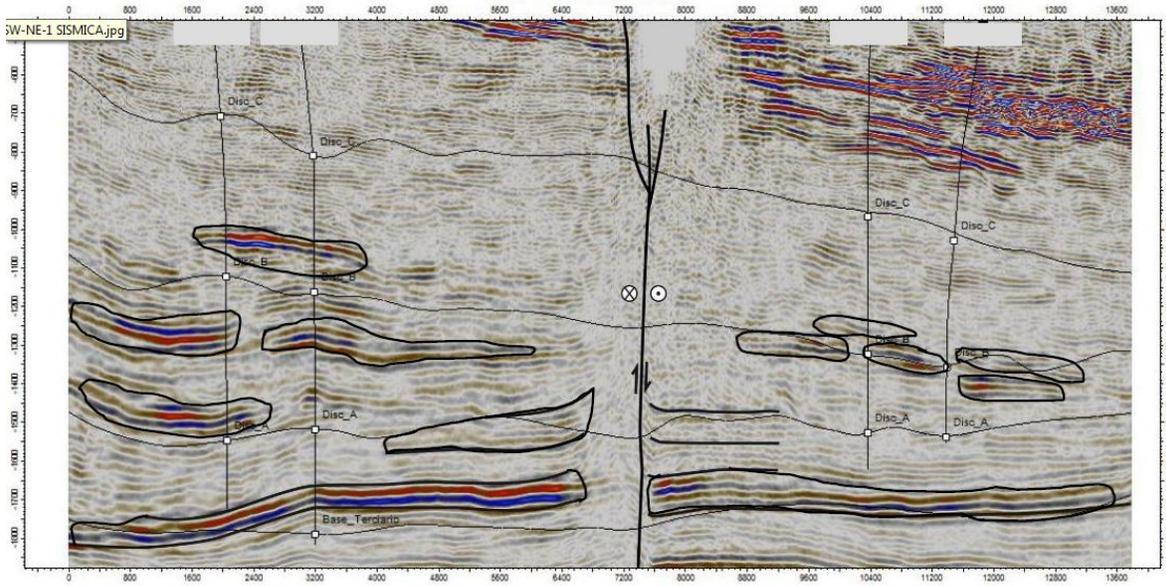


Figura 4. 21. Sección sísmica dentro del Campo Agua Fría, mostrando las trampas estratigráficas (Tomado de López, 2013).

Estos cuerpos arenosos, como se mencionó anteriormente al hablar de las rocas almacén, se pueden observar mediante los mapas de atributos RMS; como ejemplo se tiene en la región norte de la cuenca en el Campo Palo Blanco un mapa con una ventana de 100 m por encima de la Discordancia A (Figura 4. 22), en donde la escala de colores va de azul, con amplitudes bajas, hasta rojo, con amplitudes altas. Las anomalías de amplitud alta se distribuyen de N a S, indicando su probable dirección de flujo al momento de depósito.

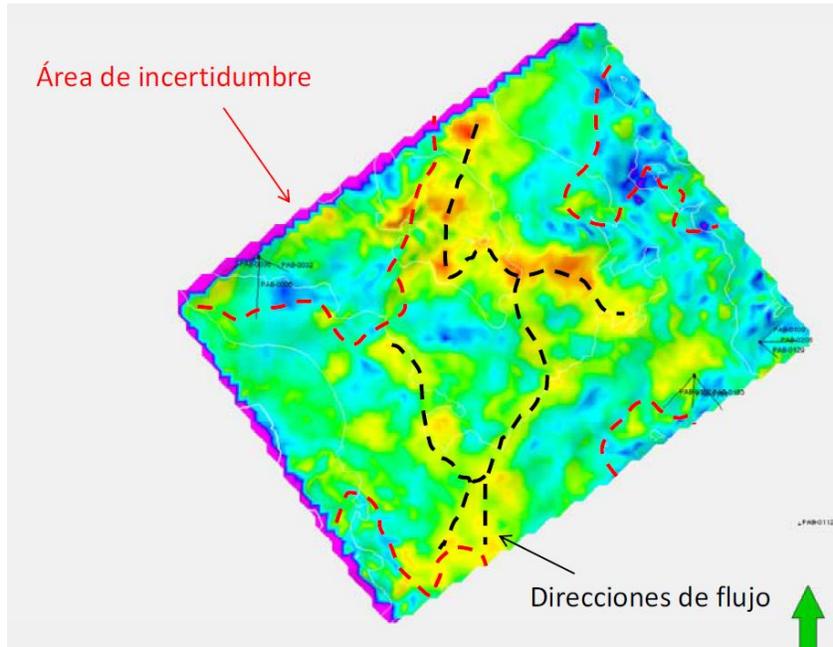


Figura 4. 22. Mapa de amplitudes RMS del Campo Palo Blanco, mostrando lóbulos y canales con potencial productor de hidrocarburos (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

4.1.1.6.5.2 Trampas mixtas

Debido a que esta cuenca se vio afectada por un sistema de fallas laterales, los horizontes y cuerpos lenticulares se desplazaron horizontalmente, poniendo en contacto estos cuerpos arenosos con cuerpos de lutitas, constituyendo cierres locales de los yacimientos, originando las trampas mixtas (Figura 4. 23).

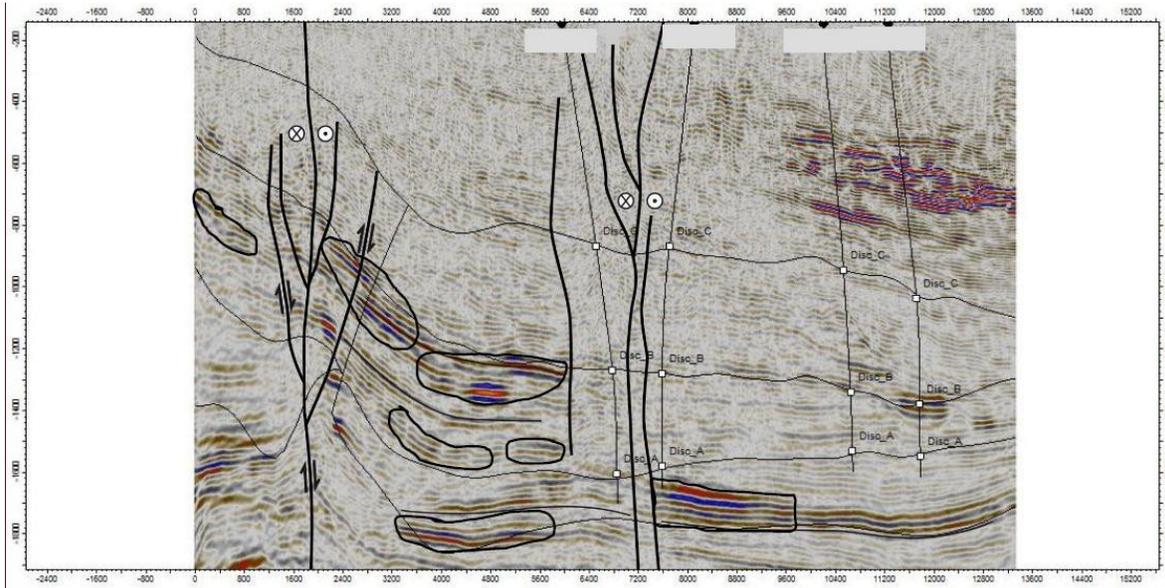


Figura 4. 23. Sección sísmica del Campo Agua Fría, mostrando las trampas mixtas presentes (Tomado de López, 2013).

4.1.1.6.6 Sincronía

Por definición, la sincronía se refiere a la ocurrencia de todos los elementos necesarios en tiempo y espacio para que sea posible la generación y entrapamiento de los hidrocarburos susceptibles de ser explotados económicamente (Sánchez, 2013).

En esta cuenca se dieron los procesos y elementos necesarios para completar el sistema petrolero, pues la presencia de rocas jurásicas con alto contenido de materia orgánica y el tiempo transcurrido permitieron la maduración de la generación de los hidrocarburos. Así mismo, los esfuerzos a los que se vio sometida la cuenca, formando las fallas laterales, propiciaron a la expulsión y migración de los hidrocarburos a los cuerpos arenosos del Grupo Chicontepec a inicios del Cenozoico.

Gracias a la variación en la porosidad y permeabilidad en los cuerpos de Chicontepec, se originaron condiciones óptimas para el entrapamiento y acumulación de los hidrocarburos. En la Figura 4. 24 se observa esquemática y cronológicamente los elementos y procesos del sistema petrolero.

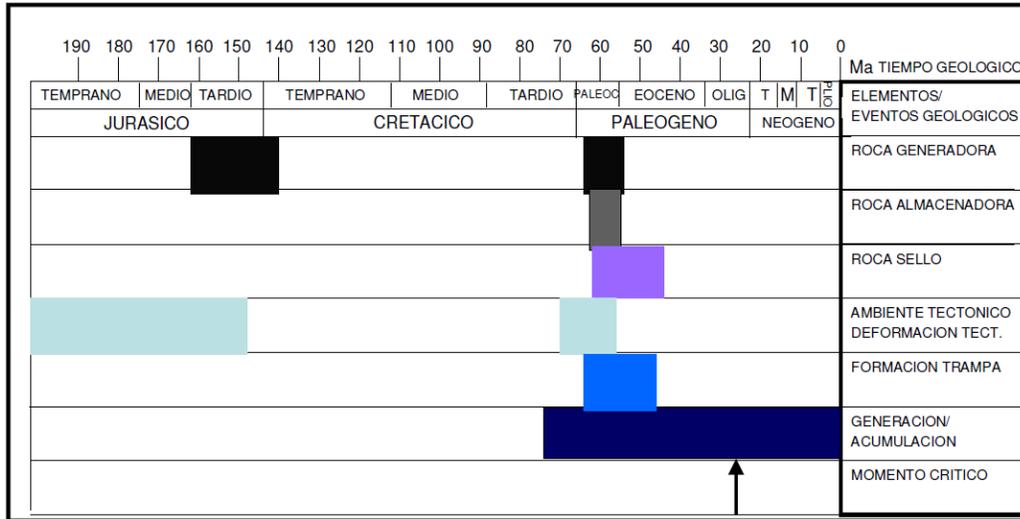


Figura 4. 24. Esquema mostrando la sincronía del Sistema Chicontepec (Tomado de López, 2008).

4.1.1.7 Aspectos económicos

Los recursos petroleros de México están divididos administrativamente por PEMEX Exploración y Producción (PEP) en cuatro regiones: Marina Noreste, Marina Suroeste, Norte y Sur. La región Norte posee la mayor extensión territorial en comparación con las otras regiones, y dentro de ésta se encuentra la Cuenca de Chicontepec. Así mismo, esta región se compone de cuatro activos: Aceite Terciario del Golfo, Burgos, Poza Rica-Altamira y Veracruz; así como el Golfo de México Norte, que es un activo en exploración. Por su parte, el Proyecto Aceite Terciario del Golfo (Cuenca de Chicontepec) se conforma de 29 campos divididos en 8 sectores (Figura 4. 25), donde los sectores 2, 6, 7 y 8 corresponden con áreas cuyos yacimientos se encuentran en estado de desarrollo y optimización; los sectores 1, 3 y 4 se encuentran en la etapa de caracterización y desarrollo tecnológico; mientras que el sector 5 se encuentra en etapa de caracterización inicial (Tabla 4):

Proyecto Aceite Terciario del Golfo	
Sector	Campos
1	Tenexcuintla y Sabana Grande
2	Pastoria, Tlacolula, Sitio, Aragón, Ahuáteme, Amatitlán y Cacahuatengo
3	Coyotes, Horcones, Gallo, Soledad Norte, Soledad, Palo Blanco y Agua Nacida
4	Coyol y Humapa
5	Miquetla y Miahuapan
6	Coyula y Escobal
7	Agua Fría, Coapechaca, Tajín y Corralillo
8	Furbero, Presidente Alemán y Remolino

Tabla 4. Sectores del Proyecto Aceite Terciario del Golfo y sus respectivos campos. (CNH-UNAM, 2012)

De acuerdo a la definición, un campo petrolero tiene dos o más yacimientos de hidrocarburos relacionados a una determinada condición geológica (cuenca sedimentaria, estructura, formación, etc.).

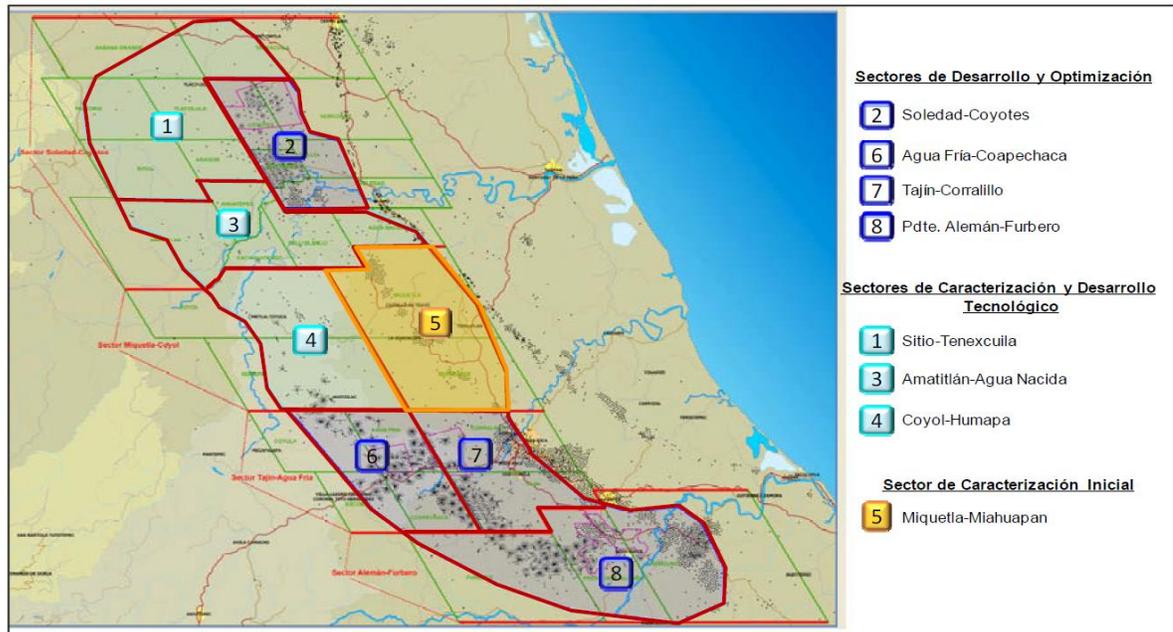


Figura 4. 25. División de sectores del Proyecto Terciario del Golfo, Cuenca de Chicontepec, de acuerdo al nivel de desarrollo de sus campos (CNH-UNAM, 2012).

En la mayoría de los pozos de Chicontepec se tiene un alto contenido de calcita, la cual llega a cementar los granos de cuarzo en las rocas, reduciendo su porosidad efectiva.

En la Tabla 5 se indican ciertos pozos que se analizaron en el proyecto UNAM-CNH (2012) con sus unidades productoras principales por campo, así como datos de producción asociados dentro de los volúmenes de control.

Campo	Unidad productora principal	No. de pozos analizados	Rango de producción inicial Qo (b/d)	Qo promedio (b/d)
Tajín	A-B			
Agua Fría	A-B	10	45-215	102
Furbero	Brechas	31	11-588	150
Coyotes	A-B	40	2-211	20
Miquetla		7		
Humapa	K-A	42	7-128	31
Palo Blanco	Brechas	13	11-43	26
Aragón	A-B	10	21-310	76

Tabla 5. Producciones de los campos principales. (CNH-UNAM, 2012)

Para comprender mejor porque la Megasecuencia Media es la principal productora en toda la cuenca, esta se dividió en sectores (Norte, Centro y Sur), analizando una sección de pozos de algún campo representativo de cada sector, como se muestra a continuación:

4.1.1.7.1 Sector Norte

En este sector se tiene que para el campo Aragón, con base en datos de registros geofísicos de pozo y la respuesta de registros de rayos gamma y resistividad, la unidad productora principal se encuentra entre las discordancias A y B, pues se observa un contenido arenoso de buena porosidad y presencia de hidrocarburos, lo cual se observa con claridad en la sección 2 de este campo (Figura 4. 26 y Figura 4. 27), con los pozos ARG_0169, ARG_0084, ARG_0191 y ARG_0175.

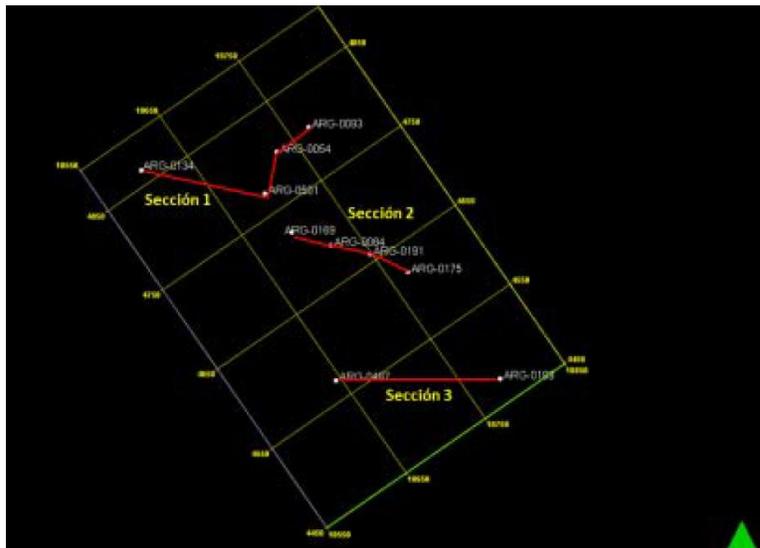


Figura 4. 26. Ubicación de las secciones de pozos en el Campo Aragón (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

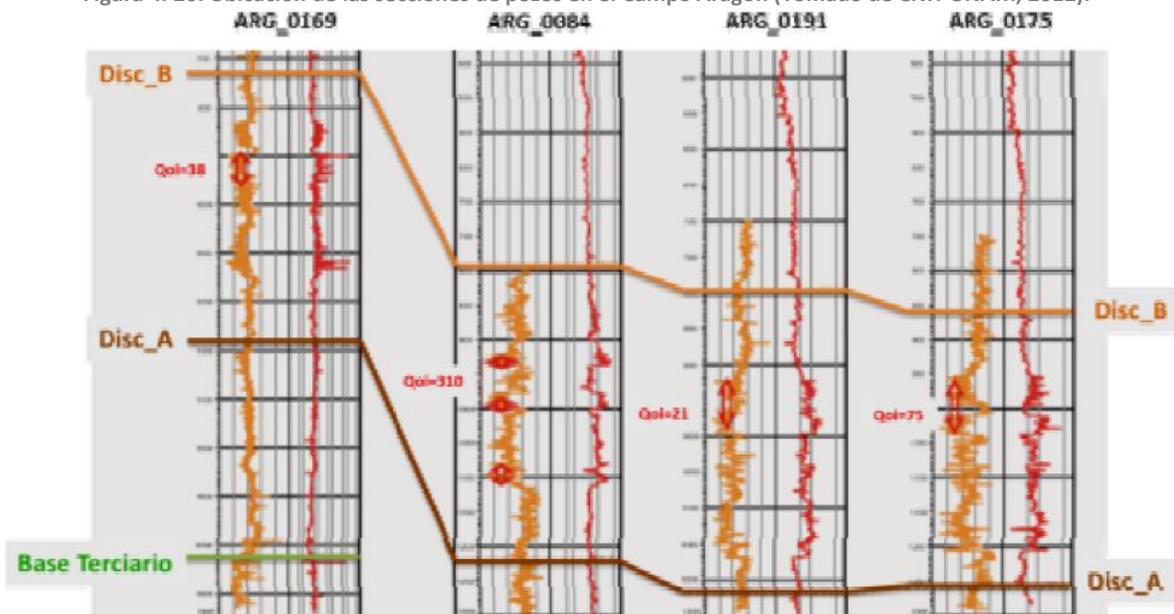


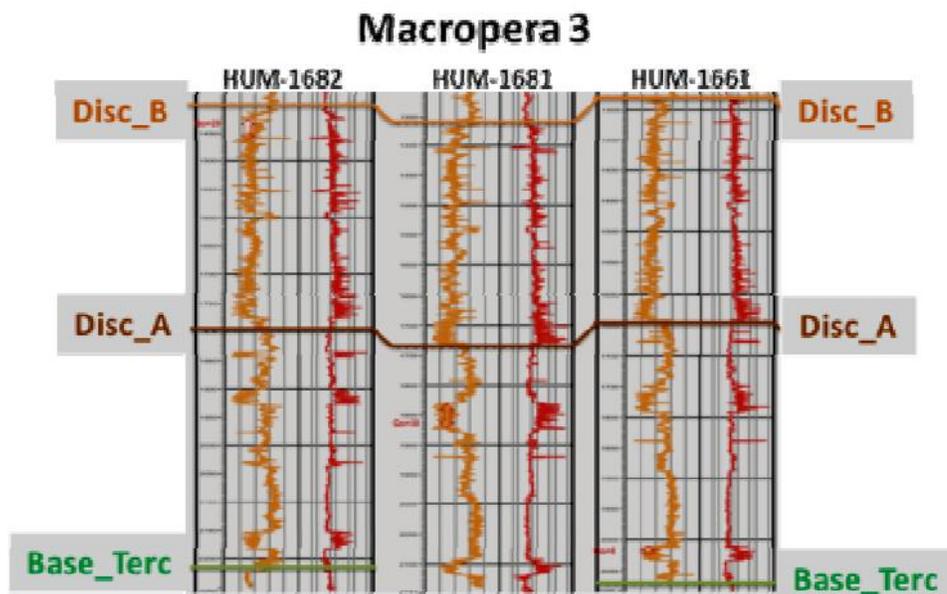
Figura 4. 27. Registros geofísicos de pozo de rayos gamma y resistividad, formando la sección 2 del Campo Aragón (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

4.1.1.7.2 Sector Centro

En relación con el campo Humapa y datos obtenidos de la Macropera 3 (Figura 4. 28) y sus siete pozos (HUM-1682, HUM-1681, HUM-1661, HUM-1647, HUM-1643, HUM-1642 y HUM-1641) se determina que gran parte de la producción proviene de la unidad limitada por las discordancias A y Base del Cenozoico, como en el pozo HUM-1681 que produce 100 metros por debajo de la Discordancia A con un valor de 30 b/d y el pozo HUM-1642 que produce 250 m debajo de la misma discordancia con 22 b/d; sin embargo, también hay intervalos productores entre las Discordancias A y B (Figura 4. 29), como los pozos HUM-1682 y HUM-1647 que producen en un intervalo ubicado 30 a 50 m por debajo de la Discordancia B en un cuerpo de 15 a 30 m de espesor, con producciones iniciales de 28 y 1 b/d respectivamente.



Figura 4. 28. Ubicación de las macroperas 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 en el Campo Humapa (Tomado de CNH-UNAM, 2012).



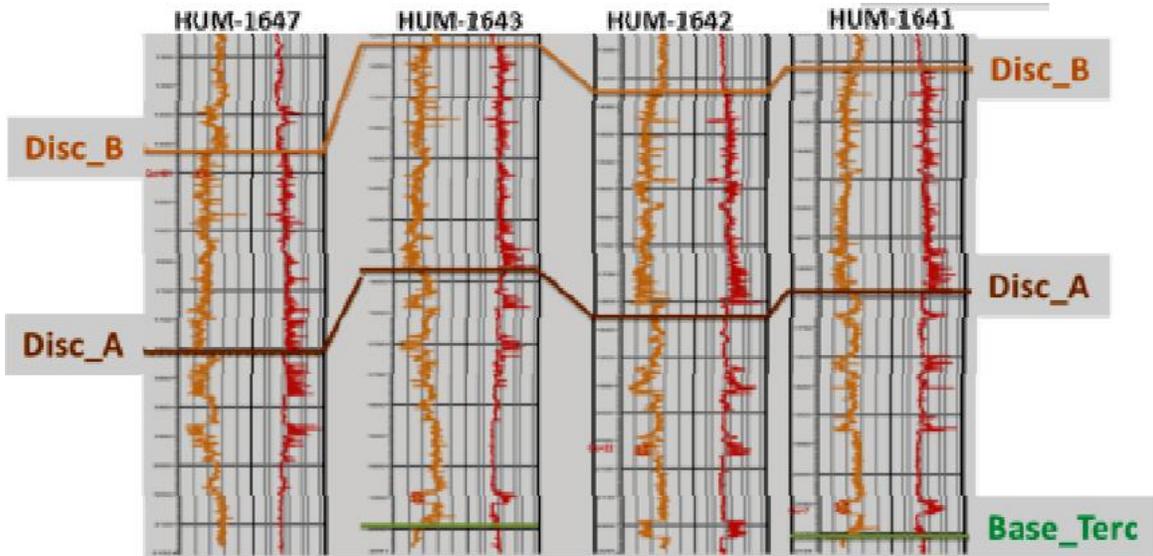


Figura 4. 29. Registros geofísicos de pozo de los pozos de la macropera 3 en el Campo Humapa (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

4.1.1.7.3 Sector Sur

Con relación al campo Furbero y los pozos de la Macropera 2 (Figura 4. 30) se sabe que la producción principal proviene del paquete limitado por la Base del Cenozoico y la Base de las Brechas Calcáreas (Figura 4. 31), únicamente los pozos Fur-1127 y Fur-1167 son productores en el paquete limitado por las Discordancias A y B (CNH-UNAM, 2012), teniendo producciones iniciales de 50 y 130 b/d respectivamente. En cuanto a las producciones iniciales de las brechas calcáreas se tienen valores de 49 a 356 b/d, con un promedio de 192 b/d; siendo los pozos Fur-1127, Fur-1147, Fur-1149, Fur-1218 y Fur-1228 los que tuvieron mejores producciones de entre 236 y 356 b/d.

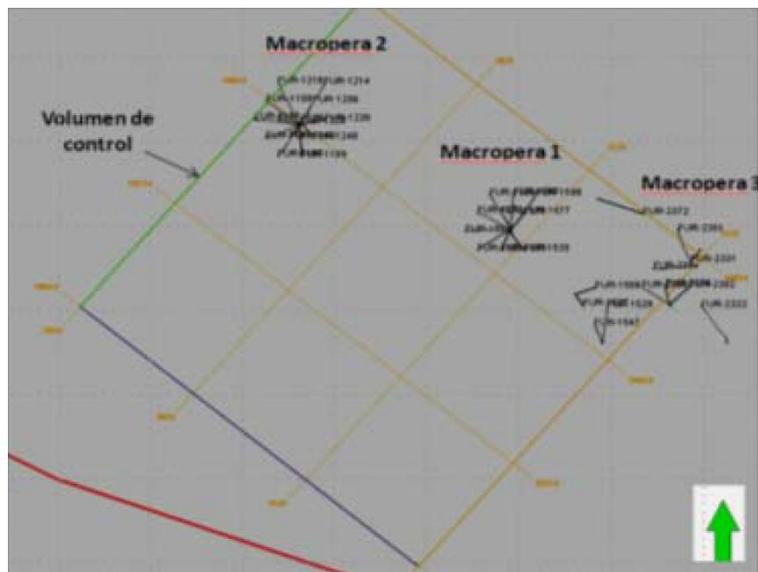


Figura 4. 30. Ubicación de las macroperas 1, 2 y 3 en el Campo Furbero (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

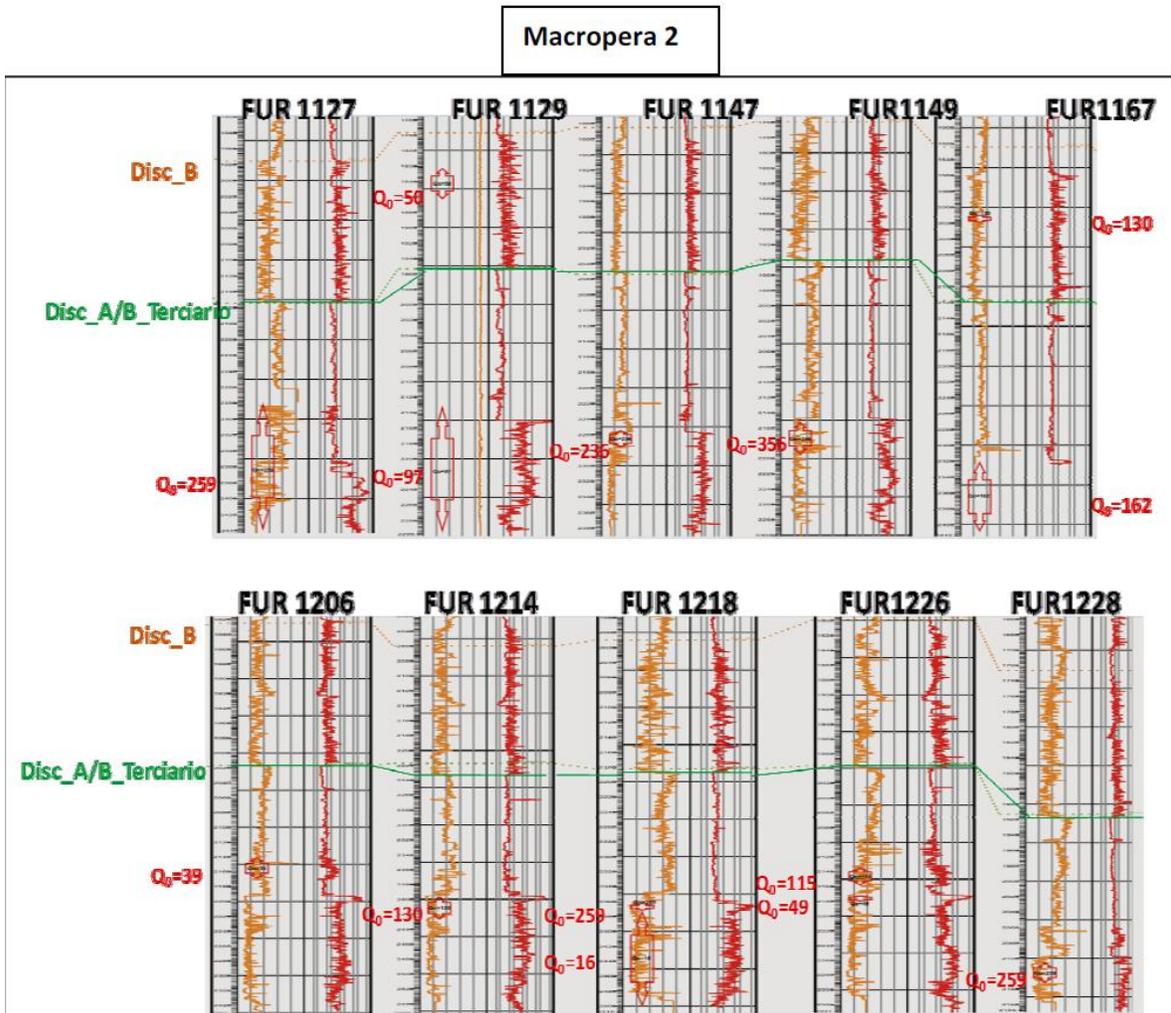


Figura 4. 31. Registros geofísicos de pozo de la macropera 2 en el Campo Furbero (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

Las macroperas 1 y 2 presentaron mayor producción inicial, con 150 b/d, llegando a ser de 588 b/d, esto debido a que se ubican en la porción de anomalías más altas.

4.1.1.7.4 Características petrofísicas generales

La composición litoestratigráfica de las secuencias refleja la influencia de los aportes calcáreo-arcillosos provenientes de la Paleo-plataforma de Tuxpan al oriente y de flujos turbidíticos canalizados provenientes de los canales alimentadores del borde nor-occidental del Paleocañón de Chicontepec, de composición siliciclástica-arcillosa y calcáreo-arcillosa, asociados a lóbulos no canalizados producidos por derrumbes y deslizamientos con vergencia al NE-SE.

La Unidad 1 se compone de depósitos intercalados de areniscas arcillosas, siliciclásticas y calcáreas; la Unidad 2 presenta estratos tabulares y lateralmente continuos formados por cuerpos lenticulares dispersos areno-arcillosos formando lóbulos canalizados, provenientes de los flujos de turbiditas de la parte norte del Paleo-cañón de Chicontepec, los cuales están intercalados entre flujos de calcarenitas arcillosas y cementadas; finalmente, en la Unidad 3 existen deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros masivos y con alta arcillosidad.

La mayoría de los pozos presentan un alto contenido de calcita, siendo un porcentaje mayor que el cuarzo. Debido a esto, la porosidad efectiva de las rocas se reduce, pues la calcita llega a cementar los granos de cuarzo.

4.1.1.7.5 Impacto económico

Con base en reportes de PEMEX, al 1 de enero de 2013, se tenía que las reservas totales o 3P del país alcanzaban un valor de 44 530 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, y de estas, el 31.1% corresponde a reservas probadas, 27.7% a reservas probables y 41.2% a reservas posibles.

La Cuenca de Chicontepec es considerada económicamente estratégica, pues posee un gran volumen de hidrocarburos; al 1 de enero de 2012 se estimó una reserva 3P de 17 036.6 MMbpce, reflejando el gran potencial de producir muy buenos volúmenes de hidrocarburos y la necesidad de exploración e inversión en esta cuenca para extraer las reservas estimadas utilizando el conocimiento geológico y las mejores herramientas y tecnología disponibles.

Una de las características que distinguen esta cuenca en los campos ya descubiertos es su escasa producción, ya que a medida que se comienza a liberar gas del yacimiento, este se aloja en gran medida cerca del pozo, provocando una disminución en la permeabilidad efectiva en el aceite, por lo que en corto tiempo el yacimiento comienza a declinar por la disminución de la presión que se tiene; los factores de recuperación de hidrocarburos son muy bajos, siendo de entre 1 y 2% para aceite, y de 5% en gas natural, esperando incrementar los factores por lo menos a un 3% para aceite y a 8% para gas en el año 2020.

Para eficientar la producción de los pozos es necesario el diseño y uso de pozos no convencionales, realizando fracturamiento hidráulico o multifracturamiento, utilizando diferentes tipos de fluidos. Además de definir el espaciamiento adecuado entre los pozos para incrementar el factor de recuperación y la rentabilidad de los proyectos; así como perforar en zonas donde no se tengan fallas, pues los pozos ya perforados en estas zonas no son productores.

4.1.2 Cuenca de Veracruz

4.1.2.1 Ubicación

La Cuenca Cenozoica de Veracruz se localiza entre los paralelos 18° 00' y 20° 00' de latitud norte, y entre los meridianos 94° 30' y 97° 00' de longitud oeste, ocupando parte de los estados de Veracruz, Puebla y Oaxaca (Figura 4. 32), pero la mayor parte de la cuenca se ubica en la parte central del Estado de Veracruz, cubriendo un área aproximada de 20 660 km². Es difícil que se establezcan límites precisos geológicamente, sin embargo, al norte y noreste se encuentra limitada por la Faja Volcánica Transmexicana, al oeste por el Frente Tectónico Sepultado, al sureste por el complejo Juárez y el Batolito de la Mixtequita y al sur por la Cuenca Salina del Istmo (Viniegra, 1965).

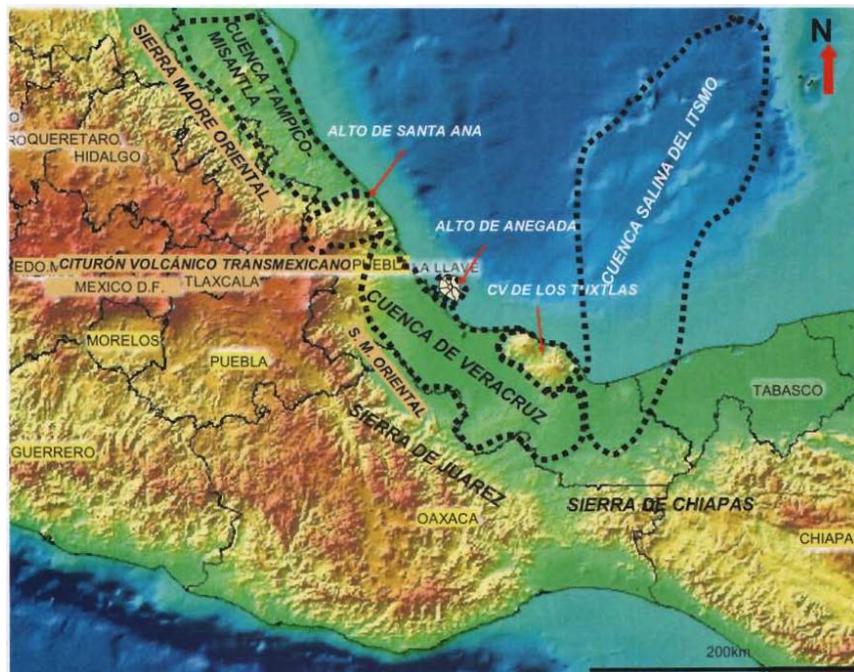


Figura 4. 32. Ubicación geográfica de la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Tomado de Gutiérrez, 2005).

4.1.2.2 Fisiografía

La Cuenca de Veracruz se extiende desde el sur del macizo de Teziutlán hasta su límite sur que corresponde con un extremo de la Cuenca Salina del Istmo y el complejo volcánico de los Tuxtles, por su parte, en la parte oeste se limita por la Sierra Madre Oriental.

Las delimitaciones geológicas no son muy precisas, pero a grandes rasgos su límite norte se considera el extremo sur de la Cuenca Tampico-Misantla y el macizo granítico de Teziutlán; su límite oeste es la Sierra Madre Oriental y el límite oriente y nororiental es la línea actual de la Costa del Golfo de México (curva batimétrica de 200 m).

La Cuenca de Veracruz forma parte de la Provincia de la Llanura Costera del Golfo de México, presentando una topografía plana con ligera inclinación hacia el Golfo de México, la cual está

compuesta de depósitos cuaternarios y material piroclástico con una geomorfología de tierras bajas y lomeríos. En las partes cercanas a la costa existen amplios meandros en casi todos los cauces de los ríos, los cuales tienen poco gradiente, pues han alcanzado su nivel base de erosión, como sucede en los ríos Coatzacoalcos y Papaloapan (Gutiérrez, 2005).

La Provincia de la Sierra Madre Oriental, a diferencia de la anterior, presenta un cambio de relieve marcado, con fuertes pendientes y grandes elevaciones, principalmente en la parte central de la sierra, alcanzando alturas mayores a los 2 000 m.

4.1.2.3 Marco Geológico Regional

La Cuenca de Veracruz se ubica en la margen suroeste del Golfo de México, y como se mencionó con anterioridad, se limita al norte por la Faja Volcánica Transmexicana, al oeste por el Cinturón Deformado de la Sierra de Zongolica, y hacia el sur por la Cuenca Salina del Istmo; se separa del Golfo de México por altos estructurales asociados a los Volcanes de los Tuxtlas y el alineamiento Alto de Anegada (Figura 4. 33).



Figura 4. 33. Mapa de los límites geológicos de la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Tomada de Hidalgo, 2006).

4.1.2.3.1 Evolución Geológica

Las secuencias del Jurásico de la región en donde se encuentra la Cuenca de Veracruz tienen un origen con la fragmentación del supercontinente Pangea en el Triásico tardío, en donde hubo un emplazamiento de flujo térmico que adelgazó la litosfera, produciendo una zona de rifting, originando un sistema de grabens y horst, los cuales dieron lugar a los depósitos continentales de lechos rojos. Posteriormente, ocurrieron procesos que dieron lugar a la apertura del Golfo de México a partir del Jurásico medio-Jurásico tardío, como respuesta al tectonismo extensional y al movimiento de placas tectónicas a lo largo del margen del Pacífico.

Durante el Cretácico temprano, el área permaneció como un margen pasivo, en donde ocurrió una transgresión marina, permitiendo el desarrollo de la plataforma carbonatada de Córdoba y Orizaba, las cuales se componen principalmente de calizas con algunas evaporitas y dolomías.

En el periodo del Cretácico tardío–Cenozoico temprano tuvo lugar la Orogenia Laramide, asociada a la convergencia de las placas de Norteamérica y Farallón (Pindell, 1994), produciendo una deformación de tipo compresional con pliegues y cabalgaduras en dirección NW-SE, produciendo el levantamiento de la Sierra de Zongolica, que forma parte de la Sierra Madre Oriental (SMO), (Meneses, 1991) y la subsidencia de la litosfera, formando la Cuenca Foreland de Veracruz a lo largo del margen oriental del cinturón cabalgado, en donde la subsidencia continuó hasta finales del Cenozoico, acumulándose secuencias clásticas con espesores mayores a los 10 000 m (Figura 4. 34).

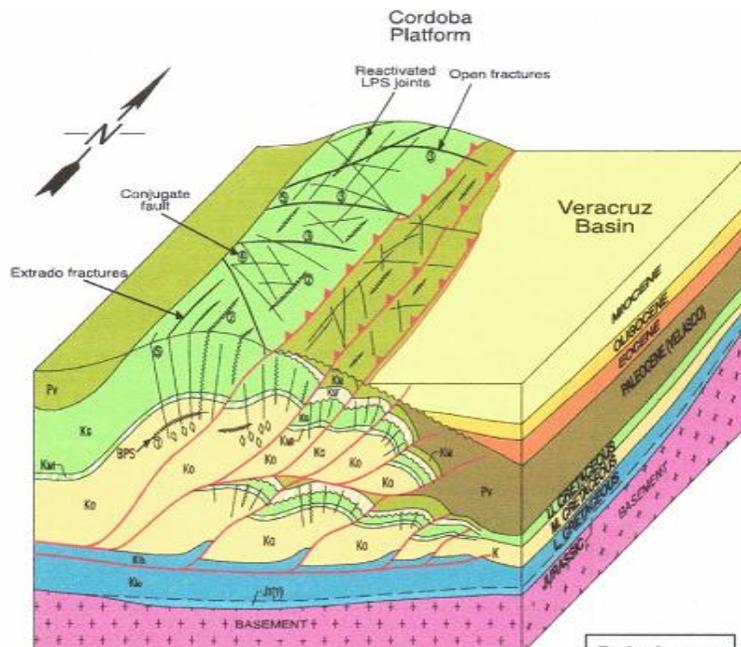


Figura 4. 34. Modelo de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Varilla, 2009).

Al continuar los esfuerzos compresivos sobre la plataforma de Córdoba durante el Eoceno-Oligoceno, se desarrolla un alineamiento en el Frente Tectónico Sepultado con pliegues y fallas inversas, generando una mayor subsidencia de la cuenca. En este tiempo la sedimentación continúa con flujos turbidíticos sobre el talud y pie de talud, cuya principal fuente de aporte provenía de rocas carbonatadas del Cretácico temprano. El levantamiento gradual de la cuenca inició en el Mioceno Inferior, alcanzando su máximo desarrollo a finales del Mioceno Medio (Figura 4. 35).

El levantamiento se refleja por dos sistemas de fallas inversas: el primero corresponde al sistema NW-SE Víbora-Novillero basado en una estructura en echelón, el segundo está formado por los Altos de los Tuxtlas-Anegada.

En el Mioceno tardío el levantamiento tiene un periodo de cese, y esa porción de la cuenca culmina con una secuencia progradante de plataforma (Martínez *et al.*, 2005). Durante el Mioceno cambia la composición y las fuentes de aporte de los sedimentos, cambiando de carbonatos (Pre-Mioceno) a mezclas de carbonatos y siliciclastos en el Mioceno Inferior y finalmente a siliciclastos del Mioceno Medio al Plioceno.

Los distintos eventos tectónicos y estructurales que tuvo la Cuenca de Veracruz determinaron los tipos de gases y el origen de la Cuenca de Veracruz de tipo Foreland, la cual estuvo sujeta por eventos Laramídicos durante el Eoceno tardío, y por eventos de la Orogenia Chiapaneca durante el Mioceno tardío.

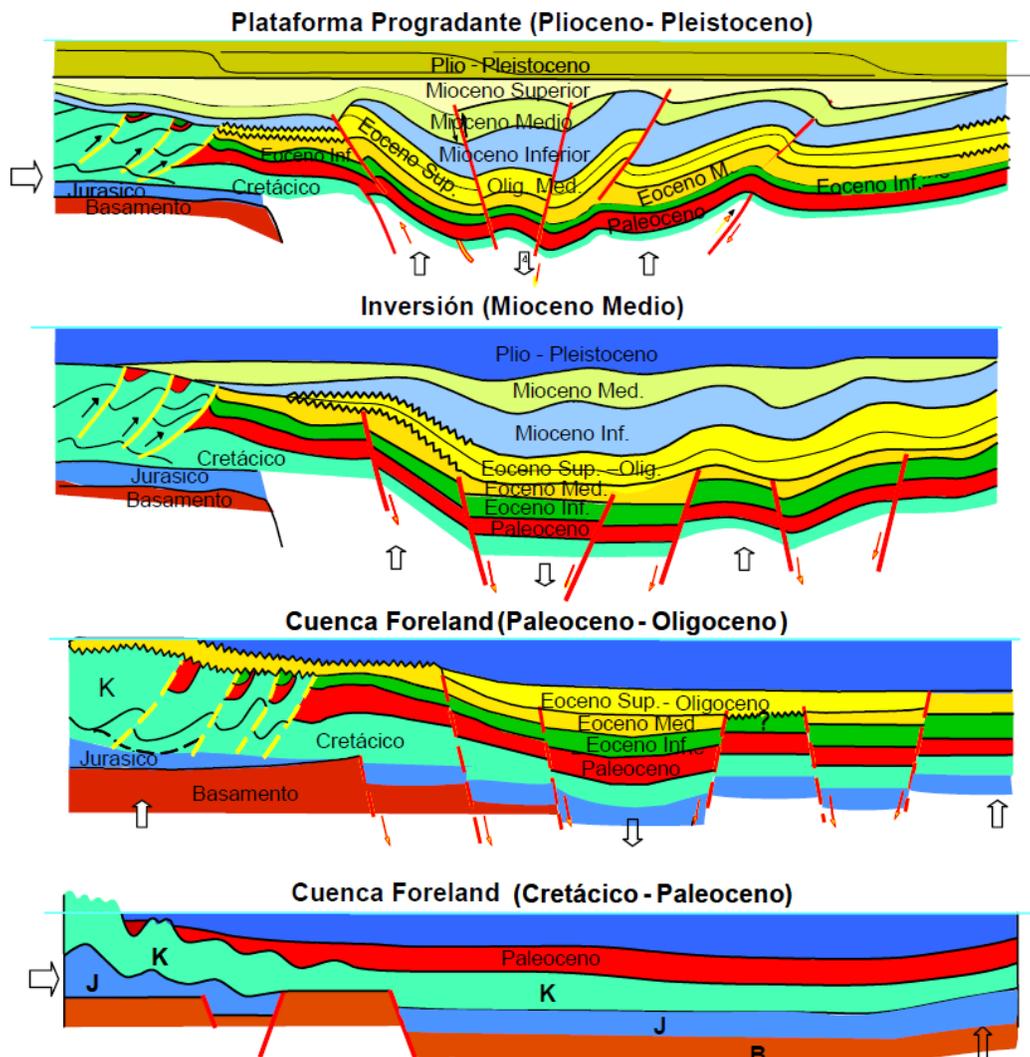


Figura 4. 35. Evolución tectónica de la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Modificado de Vázquez, 2010).

4.1.2.4 Estratigrafía de la Cuenca de Veracruz

En la Planicie Costera de Veracruz se tienen dos grandes provincias geológicas: la Plataforma de Córdoba y la Cuenca Cenozoica al oriente (Figura 4. 36), las cuales están limitadas por una falla

transformante con dirección NW-SE, correspondiendo al límite oriental de un cinturón plegado de corrimientos de edad laramídica que vergen al NE, el cual forma parte del margen sur de la Placa de Norteamérica, que se encuentra completamente deformado.

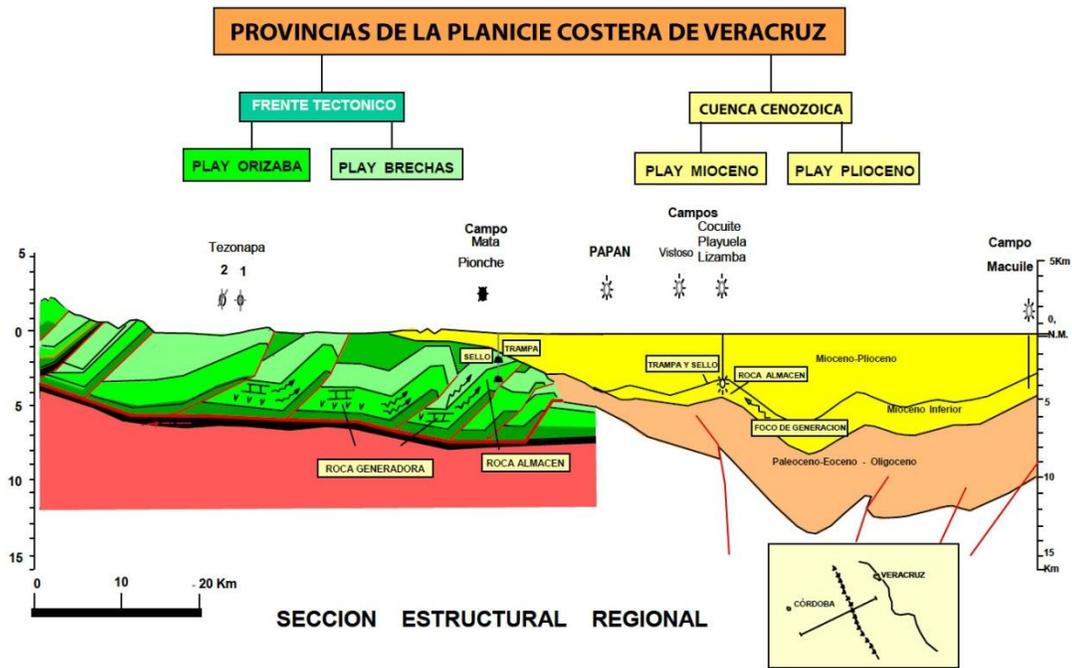


Figura 4. 36. Provincias de la Planicie Costera de Veracruz (Modificado de Obispo, 2013).

La Plataforma de Córdoba se constituye de rocas calcáreas mesozoicas, teniendo un espesor máximo, el cual disminuye hacia las cuencas de Zongolica y de Veracruz, formándose dos bordes complejos en donde se desarrollan cuerpos arrecifales y depósitos lagunares.

En general, la Plataforma de Córdoba descansa sobre un basamento metamórfico-granítico de edad Paleozoica, y comienza con depósitos sedimentarios continentales del Triásico-Jurásico Medio; posteriormente se depositaron secuencias discordantes de evaporitas y carbonatos en el Jurásico Superior; en el Cretácico se tienen carbonatos y margas principalmente.

En la Cuenca Cenozoica de Veracruz predominan rocas clásticas (lutitas, areniscas y conglomerado) cenozoicas de ambiente de plataforma, talud y cuenca, con un depocentro que tiene un espesor de ~9 000 m. Las secuencias de terrígenos que cruzaron la plataforma se transportaron y sedimentaron por un sistema de paleocañones submarinos en el piso de la cuenca, formando depósitos de talud y abanicos submarinos, que constituyen secuencias turbidíticas.

Las litologías que conforman el Eoceno Medio y Superior se constituyen de lutitas y cuerpos de litarenitas, además de conglomerados y areniscas con fragmentos de carbonatos en un sistema turbidítico con derrumbes, canales y lóbulos. Estas secuencias se interpretan como facies de relleno de canal, desbordes proximales y distales que se depositaron en forma de lóbulos en abanicos al pie del talud (Corona, 2010).

También se tienen rocas volcánicas (derrames de andesita, brechas y cenizas volcánicas) del Mioceno, que cubren discordantemente a las secuencias más antiguas. La secuencia estratigráfica completa está compuesta de cinco unidades estratigráficas Mesozoicas y diez Cenozoicas (Figura 4. 37).

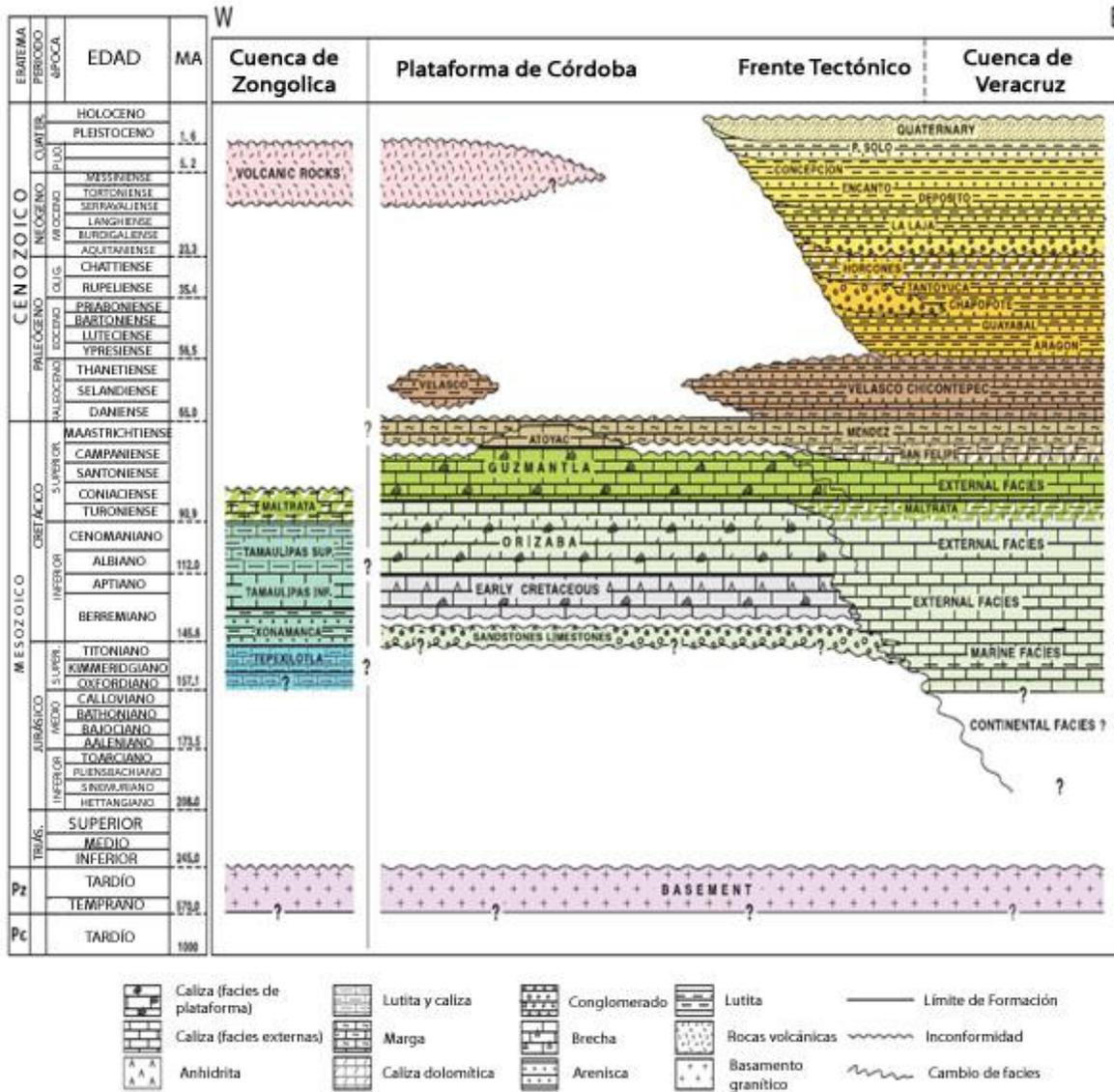


Figura 4. 37. Columna estratigráfica del subsuelo de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Varilla, 2009).

4.1.2.4.1 Modelo sedimentario

El modelo de sedimentación para la Cuenca de Veracruz se define como un sistema turbidítico, en donde de manera general ocurre en el declive de la desembocadura de los ríos y cañones submarinos, pues en estas zonas se pueden generar grandes movimientos de masas de sedimentos. Los flujos turbidíticos tienden a formar geometrías de abanicos submarinos, los cuales se extienden perpendicularmente de la orientación de la cuenca (Figura 4. 38). Estos depósitos, de

manera general se componen de sedimentos de granos gruesos, sin embargo, a medida que estos se alejan de la fuente de aporte, su granulometría disminuye. No obstante, estos sedimentos se encuentran interestratificados con limos y arcillas.

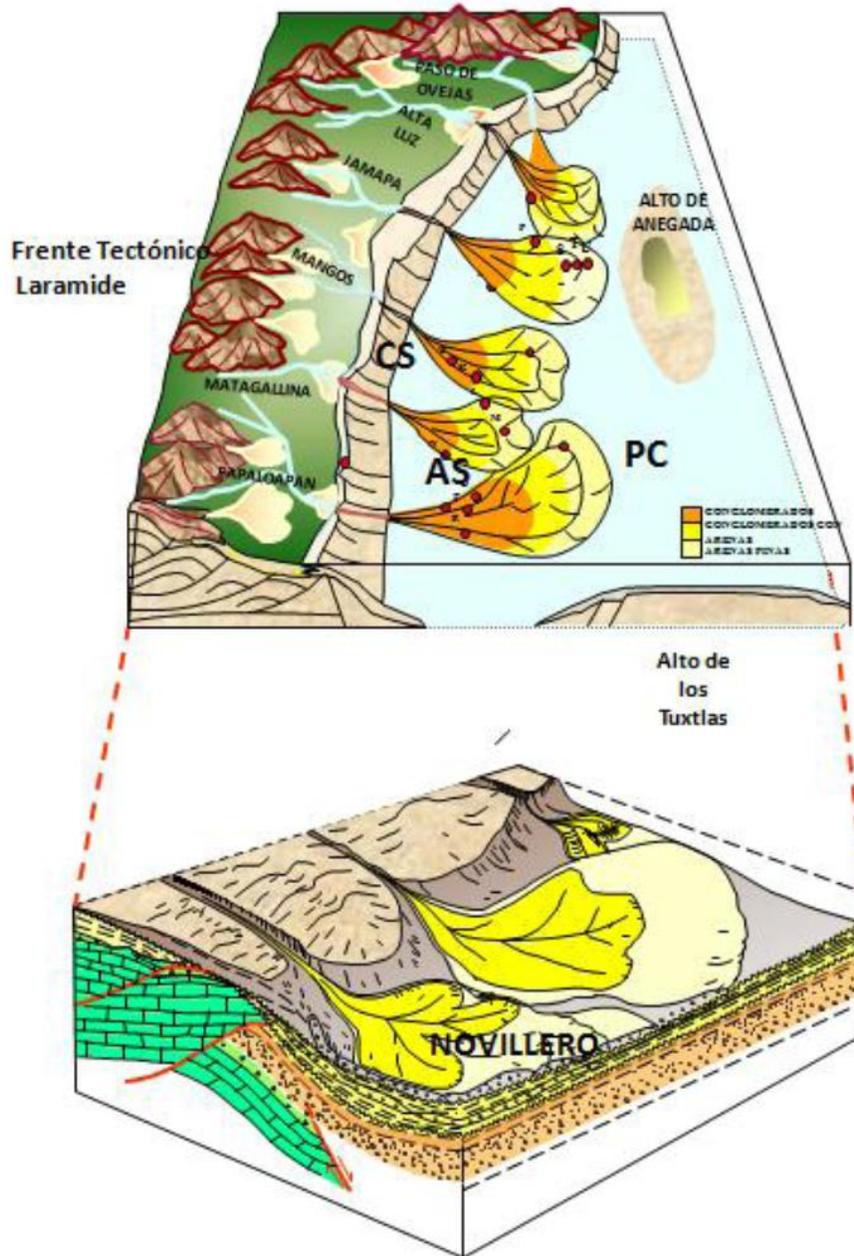


Figura 4. 38. Modelo sedimentario de la Cuenca de Veracruz para el Mioceno Inferior (CS: Cañones Submarinos, AS: Abanicos Submarinos y PC: Piso de Cuenca), (Tomado de Corona, 2010).

De manera general, estos abanicos submarinos se subdividen en:

- a) Abanico interno o superior, el cual representa la porción más proximal, constituyéndose principalmente de sedimentos de grano grueso, y es donde el abanico presenta la fuente de aporte.

- b) Abanico medio, el cual representa la parte media del abanico, constituyéndose principalmente de sedimentos arenosos con numerosos lóbulos y canales entrelazados.
- c) Abanico externo, el cual es la parte distal del abanico, presentando principalmente sedimentos de grano fino, caracterizándose por intercalaciones de arenas, limos y arcillas con una gran extensión lateral.

Las aportes sedimentarios a esta cuenca provinieron principalmente de los ríos: Papaloapan, Matagallina, Mangos, Jamapa, Alta Luz y Paso de Ovejas (Figura 4. 38).

4.1.2.5 Marco tectónico-estructural

El desarrollo tectónico y el origen sedimentológico de la Plataforma de Córdoba y la Cuenca de Veracruz se relacionan en gran medida, lo cual se observa claramente en las secuencias estratigráficas similares entre sí del Jurásico y Cretácico, previas a la formación de la cuenca foreland.

Se reconocen dos plataformas carbonatadas: la Plataforma de Orizaba y la Plataforma de Córdoba, en donde la zona baja entre estas plataformas se conoce con el nombre de Zona Chichahuaxtla y conforman las formaciones Orizaba y Guzmantla en el Cretácico Inferior y Superior, respectivamente (Figura 4. 39). Sus facies son de calizas carbonatadas con algunas dolomías predominantemente, aunque también hay facies evaporíticas hacia los centros de las plataformas, y en sus márgenes hay presencia de corales, rudistas y bancos de calcarenitas.

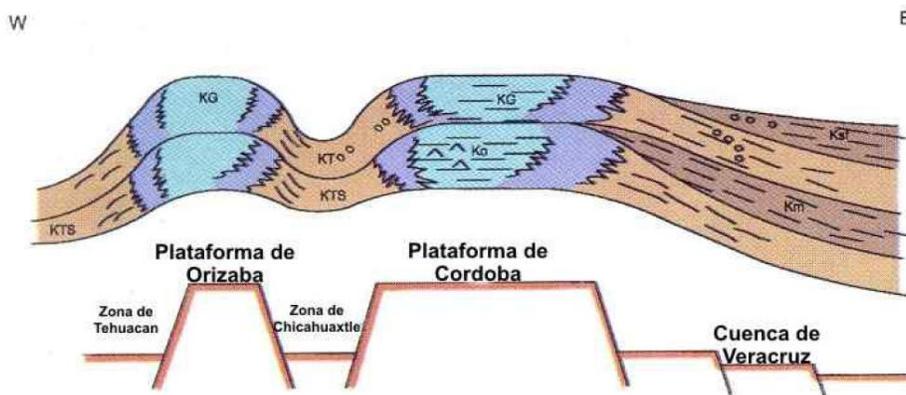


Figura 4. 39. Sección transversal del Cretácico Medio-Superior de la Cuenca de Veracruz, (Tomado de Hidalgo, 2006).

Como se mencionó previamente, la Orogenia Laramide produjo grandes esfuerzos compresivos, y debido a que el ángulo de subducción de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana fue muy bajo, provocó una deformación muy grande a una distancia significativa, lo cual generó un relieve con gran cantidad de pliegues y cabalgaduras, dando lugar en la porción más oriental a la formación del Frente Tectónico Sepultado, afectando las secuencias de la Plataforma de Córdoba durante el Paleógeno, provocando una subsidencia flexural que formó la Cuenca Foreland de Veracruz (Figura 4. 36).

4.1.2.6 Cuenca Retro-Foreland de Veracruz

Para que se origine una cuenca foreland, como se mencionó, se necesita que ocurran procesos de flexura litosférica, los cuales se desarrollan al momento en que la litósfera se somete a un sistema de fuerzas compresivas.

La Cuenca Foreland de Veracruz se originó gracias a los esfuerzos de compresión de la Orogenia Laramide debidos a la interacción de las placas Farallón y Norteamericana durante el Paleoceno-Eoceno, originando la deformación de las rocas de la Plataforma de Córdoba, produciendo el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Zongolica (Sierra Madre Oriental), el Frente Tectónico Sepultado y la subsidencia de la litosfera; creando la Cuenca de Veracruz.

Se le da el nombre a una cuenca como foreland cuando la cuenca se sitúa en el margen externo de las cadenas montañosas y son formadas por compensación isostática regional por flexura litosférica impulsada por las variaciones de densidad internas de las cordilleras, lo cual se observa claramente en Veracruz, pues esta cuenca se sitúa frente a la Sierra de Zongolica y la flexura litosférica originó el Frente Tectónico Sepultado; así mismo, este tipo de cuencas se caracterizan por ser elongadas, lo cual también caracteriza a la Cuenca de Veracruz.

Debido a que la Cuenca de Veracruz se ubica detrás del arco magmático y tiene relación con la subducción de la litosfera oceánica de la Placa Farallón (Figura 4. 40 y Figura 4. 41), se le clasifica a esta cuenca como una cuenca foreland de retro-arco asociado a un margen tipo Andino (colisión océano-continente); debido a esto, la cuenca evoluciona hacia la parte oriental de la SMO.

Esta cuenca ejemplifica bien las cuencas retro-foreland, pues es estable, ya que no se traslada hacia la cadena montañosa adyacente, como en el caso de las cuencas pro-foreland, además que presenta una tasa de subsidencia tectónica constante durante el desarrollo del frente tectónico sepultado. Además, el relleno de la cuenca registra el crecimiento completo de la misma.

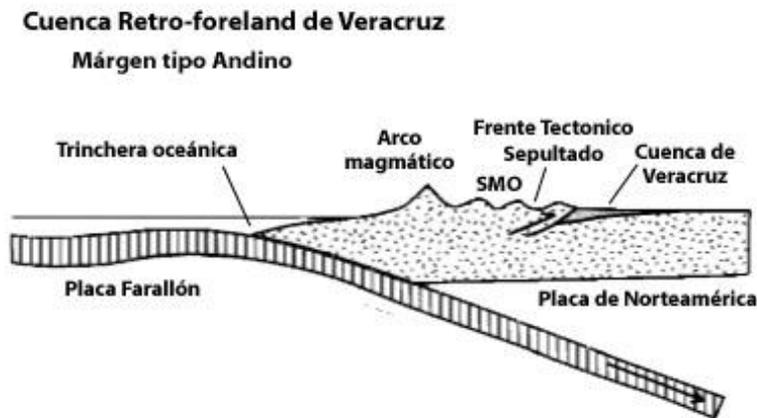


Figura 4. 40. Modelo en sección transversal de la Cuenca Retro-foreland de Veracruz (Loza, 2014).

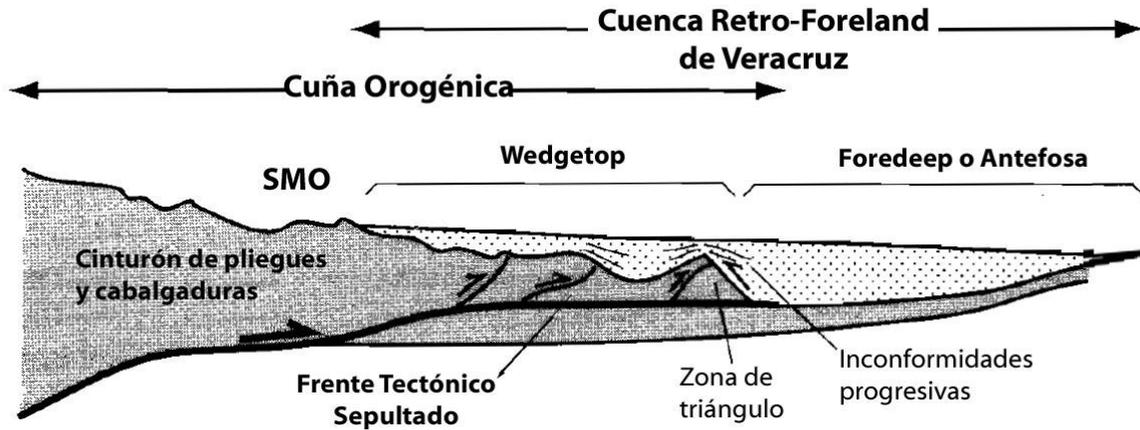


Figura 4. 41. Modelo de la Cuenca Retro-Foreland de Veracruz, mostrando sus dos zonas depositacionales (wedgetop y foredeep), (Loza, 2014).

De la misma manera que el modelo general de las cuencas foreland, la Cuenca de Veracruz es sinorogénica, formándose al mismo tiempo que el levantamiento de la SMO, en donde los sedimentos se van depositando en el foredeep o antefosa de la cuenca, la cual es asimétrica y se extiende desde la cabalgadura frontal, que en este caso es el Frente Tectónico Sepultado, a lo largo de la cuenca.

La sedimentación de esta cuenca, como lo dicta el modelo genérico, se encuentra dominada por el aporte de sedimentos del cinturón orogénico, que para este caso es la Sierra de Zongolica. Estos sedimentos, además de acumularse dentro de la antefosa, también se acumularon en el wedgetop, sobre el frente tectónico sepultado (Figura 4. 41).

En cuanto a la petrografía de los depósitos, la Cuenca de Veracruz presenta características similares a los depósitos propuestos por Schwab (1986), pues el depósito temprano de la cuenca es rico en siliciclastos, mientras que los depósitos posteriores son ricos en fragmentos de rocas derivados del orógeno de la SMO.

Esta cuenca presenta una evolución estratigráfica característica, relacionando los controles geodinámicos y el aporte de sedimento, pues los depósitos más antiguos son predominantemente de grano fino, depositados en ambientes turbidíticos de aguas profundas, pasando a ser depósitos de grano más grueso para los sedimentos más recientes.

En cuanto a la zonación de esta cuenca, se tienen bien definidos el "wedgetop", y el "foredeep" o antefosa, como se puede observar en la sección sísmica regional E-W (Figura 4. 42 y Figura 4. 41), sin embargo no se tienen las zonas de "forebulge" y "backbulge".

Debido a que la Cuenca Foreland de Veracruz tiene interacción con el Frente Tectónico Sepultado, se observa una segmentación en la misma, por lo que es una cuenca foreland compleja (Figura 4. 43), tal como ocurre en la Cuenca Adriática.

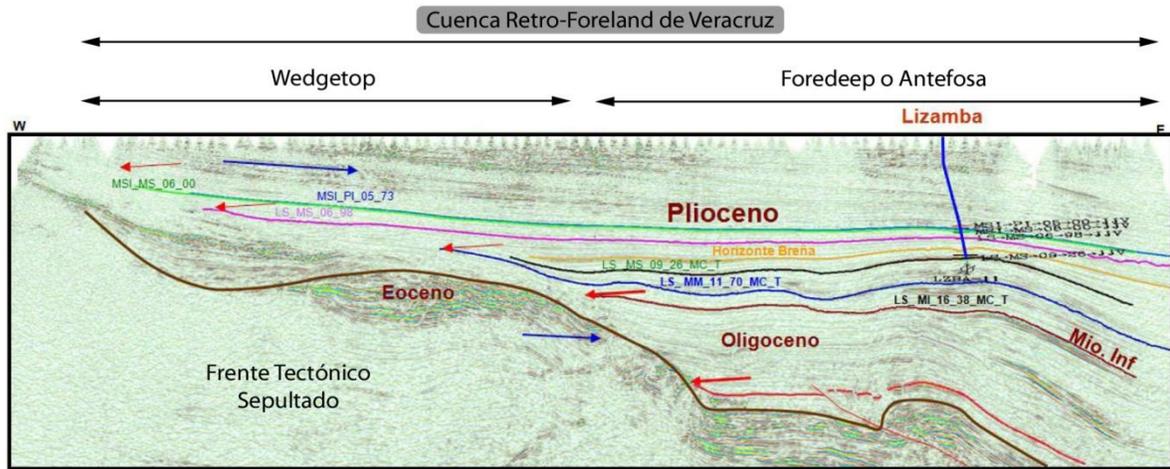


Figura 4. 42. Sección sísmica regional con dirección E-W de la Cuenca Retro-Foreland de Veracruz (Modificado de Corona, 2011).

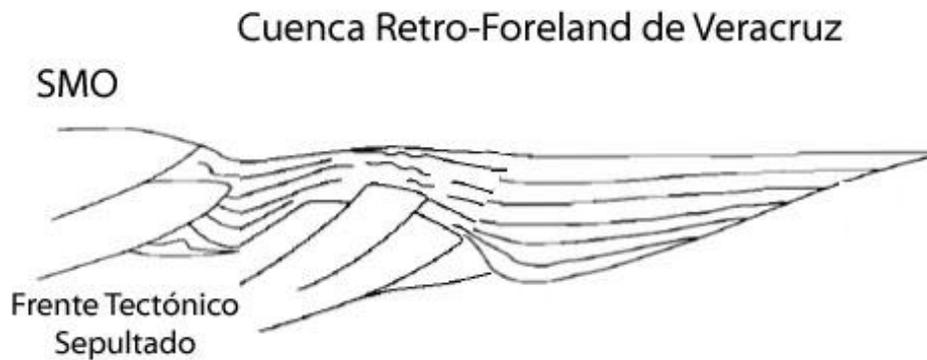


Figura 4. 43. Cuenca Retro-Foreland de Veracruz, mostrando una interacción compleja con la SMO (Loza, 2014).

4.1.2.7 Sistema Petrolero de Veracruz

4.1.2.7.1 Rocas Generadoras

Para el Mesozoico se tiene que las formaciones ricas en materia orgánica, siendo buenas rocas generadoras son: Formación Tepexilotla del Jurásico Superior, Formación Orizaba del Cretácico Inferior y Formación Maltrata del Cretácico Superior; estas formaciones contienen kerógeno tipo II, precursoras de aceite y gas termogénico asociado y no asociado con aceite (Corona, 2010).

Para el Cenozoico la materia orgánica es más escasa, sin embargo tiene una distribución más regular, teniendo kerógeno tipo III, precursor de gas con bajos niveles de madurez. Con base en análisis geoquímicos, se sabe que las rocas paleógenas son productoras de gas termogénico seco y las rocas del Neógeno son comúnmente generadoras de gas biogénico seco. En el subsuelo de la Cuenca de Veracruz se reconocen cinco subsistemas generadores (Figura 4. 45):

1. Jurásico Superior (Tithoniano): Con base en estudios ópticos y de pirólisis se sabe que las concentraciones de carbono orgánico total (COT) son ~2% y de hidrocarburos potenciales S₂ de 5 mg/g (Figura 4. 44). El kerógeno tipo II es el que predomina en estas secuencias.

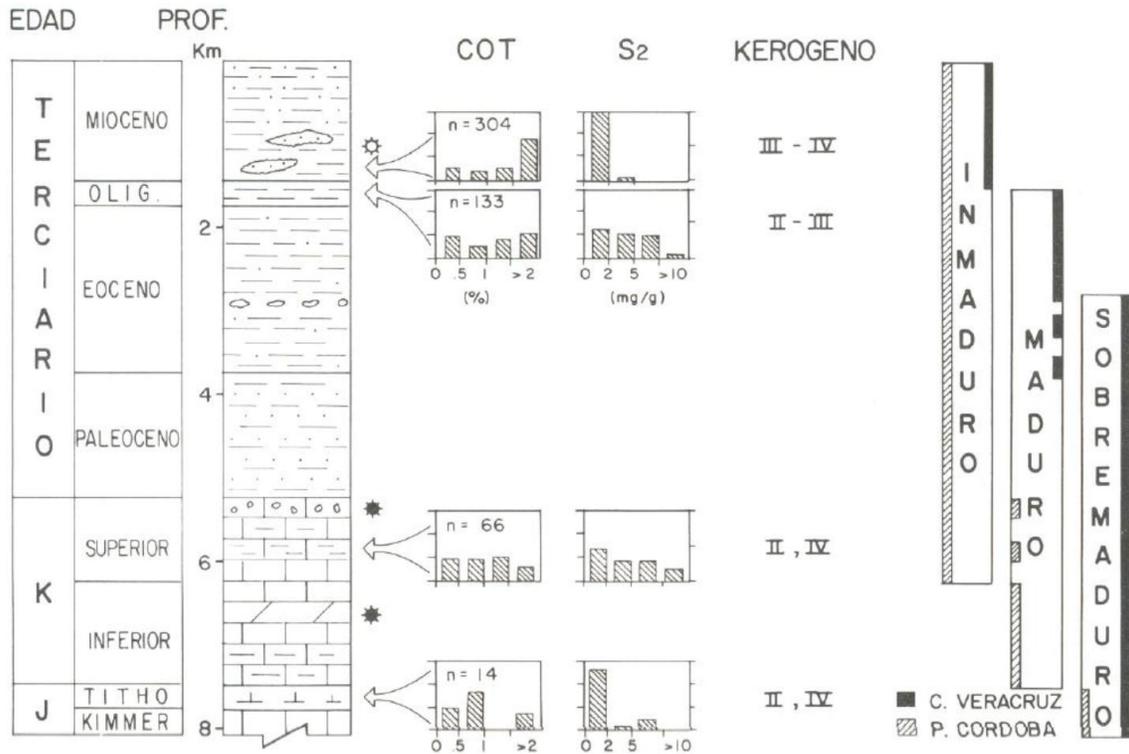
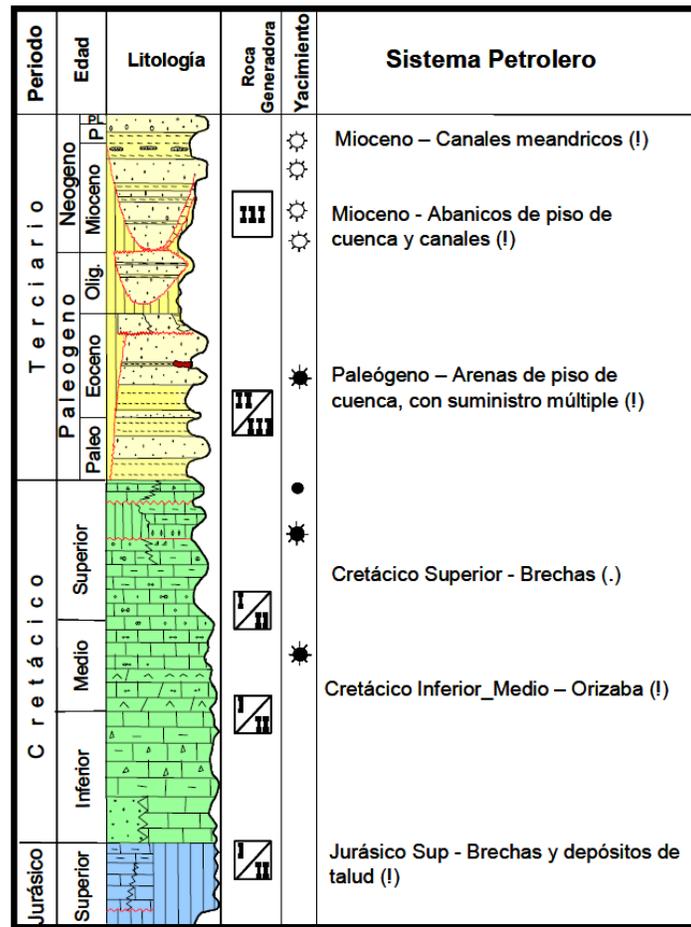


Figura 4. 44. Características geoquímicas regionales de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Corona, 2010).

2. Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano): En este subsistema predominan las rocas con facies carbonatadas evaporíticas y arcillo-calcáreas, las cuales tienen espesores de ~130 m, con características adecuadas para generar hidrocarburos líquidos y gaseosos durante la catagénesis. Con base en estudios geoquímicos se sabe que el contenido de COT es de 1.14% y de hidrocarburos potenciales S_2 va de 7.5-10.3 mg/g, teniendo kerógeno tipo II, por lo que tiene un muy buen potencial generador (Figura 4. 44).
3. Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano): En este subsistema predominan calizas arcillosas oscuras de la plataforma externa del Turoniano, dando lugar a la Formación Maltrata, la cual tiene un contenido de COT mayor al 1%, con más de 5 mg de hidrocarburo generado por gramo de roca (S_2), indicando un buen potencial generador (Figura 4. 44). No obstante, la mayor parte de la Formación Maltrata se ubica en la fase diagenética inmadura, siendo poco factible que haya contribuido a la generación de hidrocarburos de las secuencias cretácicas y cenozoicas. El tipo de kerógeno principal es del tipo II, sin embargo tiene cantidades considerables de kerógeno tipo IV.
4. Paleógeno (Paleoceno-Eoceno): En este subsistema predominan lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino en una matriz arcillo-calcárea, correspondiendo a un ambiente de depósito de talud continental. Con base en análisis geoquímicos se sabe que el contenido de COT es de 0.65%, el IH es de 187 a 450, los

hidrocarburos potenciales S_2 van de 2.74-3.66 mgHc/g de roca y la temperatura máxima es de 418 a 446°C. Los tipos de kerógeno que tiene son del tipo I y II, con una transformación térmica de media a madura, teniendo un potencial generador medio, por lo que se considera como buen sistema generador.

- Neógeno (Mioceno-Plioceno): En este subsistema predominan las rocas con intercalaciones de arenas de grano fino y conglomerados con cementante calcáreo y matriz arcillosa; las unidades se depositaron en un ambiente de plataforma clástica. Con base en análisis geoquímicos se sabe que el kerógeno tipo III es el que predomina, generando gas, además que el contenido de COT es de 0.7%, con un IH de 150 a 200 y el valor de S_2 es de 1 mgHc/g de roca.



(!) Sistema conocido (.) Sistema hipotético

Figura 4. 45. Sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Hidalgo, 2006).

Gracias a estos horizontes generadores se cargaron los Plays Cenozoicos, pertenecientes a la Cuenca de Veracruz: secuencias arcillosas del Eoceno Medio, Mioceno y Plioceno Inferior.

Los gradientes geotérmicos que se presentan al centro de la cuenca, en donde predominan los sedimentos terrígenos del Cenozoico varían de 20 a 24°C/km, mientras que en la Plataforma de

Córdoba, el desarrollo de carbonatos y evaporitas provoca gradientes de 16 a 20°C/km (Corona, 2010).

4.1.2.7.2 Migración

La migración para las rocas generadoras del Mesozoico ocurrió entre el Cretácico Superior y el Mioceno Superior, siendo principalmente vertical, transportándose por fallas inversas, discordancias y fracturas; sin embargo, para las rocas del Cenozoico, la migración se desarrolló durante el Mioceno-Reciente, utilizando como vías de migración fallas normales profundas, superficies discordantes formadas durante el Mioceno y fallas laterales originadas por la Orogenia Chiapaneca.

Los gases termogénicos han migrado desde hace 10 M.a. al presente de manera lateral echado hacia arriba de los intervalos generadores del Cenozoico temprano y Mesozoico, coincidiendo con fallas profundas, siendo buenas rutas de migración vertical a cualquier nivel estratigráfico. La existencia de superficies discordantes y fracturas fueron de gran utilidad para la migración del gas a grandes distancias (más de 100 km).

4.1.2.7.3 Rocas Almacenadoras y Sello

Un play constituye un componente indispensable para el sistema petrolero, correspondiente con la roca almacenadora, la cual se diferencia y describe por su tipo de facies sedimentarias, y se origina por su ambiente de depósito.

Los horizontes estratigráficos productores principales son del Neógeno, pero la mayor parte del gas de las reservas y de lo que se ha extraído pertenece a rocas generadoras del Jurásico, por lo que puede haber yacimientos a mayor profundidad. Los plays Cenozoicos se observan en la Tabla 6, mostrando su edad.

Play	Tipo	Edad
Flujos de clastos de Talud y Pie de Talud	Probado	Eoceno
Oligoceno	Probado	Oligoceno
Abanicos y Canales de Pie de Talud	Probado	Mioceno Inferior
Abanico de Piso de Cuenca	Probado	Mioceno Inferior

Tabla 6. Plays cenozoicos de la Cuenca de Veracruz de acuerdo a su tipo y edad

Los Plays Cenozoicos se conforman por sistemas deltaicos, abanicos submarinos y depósitos turbidíticos, y a lo largo de toda su extensión se encuentran alineamientos estructurales regionales con orientación NW-SE, sobre los cuales se localizan los campos de gas seco. La roca almacén son secuencias de areniscas y conglomerados, con facies de canal y abanicos submarinos. Los cuerpos de areniscas tienen una permeabilidad media a alta por la buena selección de los granos. Estos plays almacenan gas que se generó en secuencias del Jurásico Superior, Cretácico Inferior o Paleógeno. La roca sello son lutitas del Cenozoico.

4.1.2.7.4 Trampas

La formación de las trampas en la zona posterior al Frente Tectónico Sepultado se produjo por procesos de sedimentación originados en la cuenca al ocurrir la Orogenia Laramide, formando un Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras con una antefosa, rellena por sedimentos siliciclásticos durante el Eoceno tardío-Mioceno temprano. Por otra parte, durante el Mioceno Medio, la Cuenca de Veracruz se vio afectada por un sistema de fallas laterales, lo que incrementó su complejidad tectónica formando trampas mixtas (Figura 4. 46). Los nuevos anticlinales formados causaron que se formaran acuíferos de areniscas y lutitas en sus flancos durante su desarrollo, los cuales posteriormente constituyeron trampas combinadas.

Las trampas estratigráficas en esta cuenca se deben a los cambios de facies, pues las areniscas y conglomerados que pertenecen al Mioceno constituyen varios sistemas depositacionales entre los que destacan los abanicos submarinos con facies canalizadas. Por su parte, estas secuencias sufrieron eventos tectónicos compresivos durante el Mioceno Medio, lo que favoreció la formación de trampas mixtas, así mismo, las areniscas del Plioceno Medio tienen características de facies profundas de canal sinuoso.

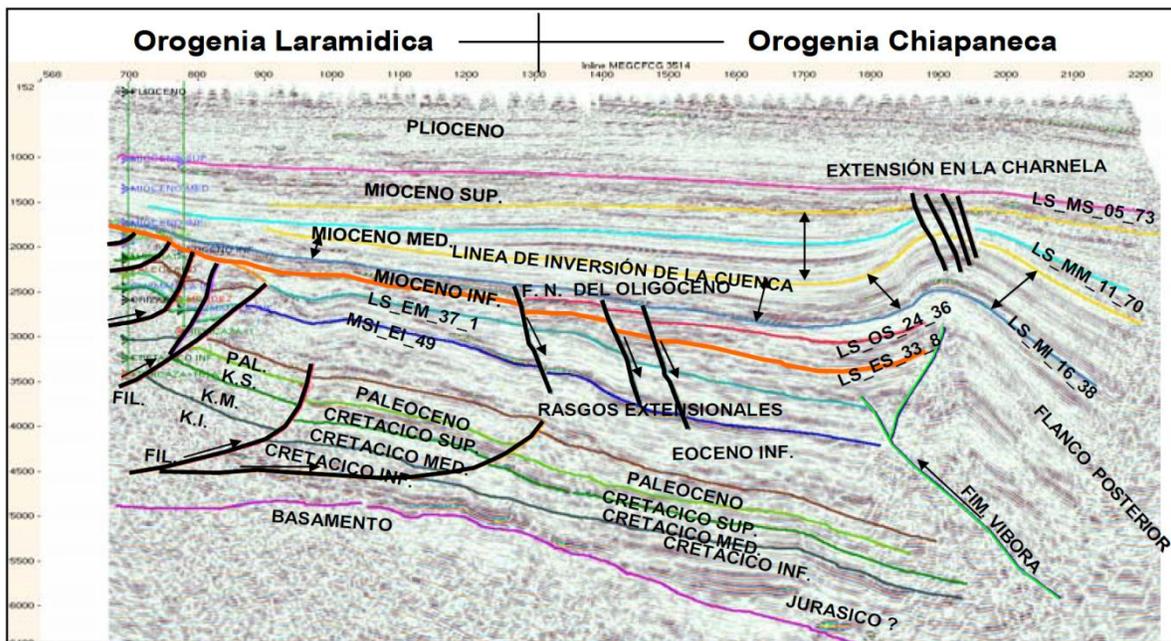


Figura 4. 46. Sección sísmica mostrando los rasgos estructurales y los límites entre el Frente Tectónico Sepultado y la Cuenca de Veracruz (Tomado de Vázquez, E., 2010).

4.1.2.7.5 Sincronía

En la Cuenca de Veracruz, se consideran actualmente tres sistemas petroleros conocidos o probados, que se definen por la buena correlación que existe entre la roca generadora y los hidrocarburos que han generado; estos sistemas se integran por tres rocas generadoras: Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Mioceno. Se tiene producción de hidrocarburos en tres rocas almacenadoras o plays pertenecientes al Cenozoico (Mioceno Medio, Superior y Plioceno Inferior);

cada play contiene sus respectivos sellos. Los eventos o procesos orogénicos formaron trampas estructurales durante el Eoceno, mientras que durante el Mioceno-Plioceno se originaron trampas mixtas y estratigráficas.

El tiempo de preservación de los hidrocarburos ocurrió a partir del Mioceno al Reciente, considerándose dos momentos críticos para el área (Figura 4. 47):

1. El primero se dio al culminar la generación-migración de los hidrocarburos en el Oligoceno-Mioceno
2. El segundo se dio para el tiempo actual de remigración por craqueo secundario del gas termogénico y generación del gas biogénico durante el Plioceno-Reciente.

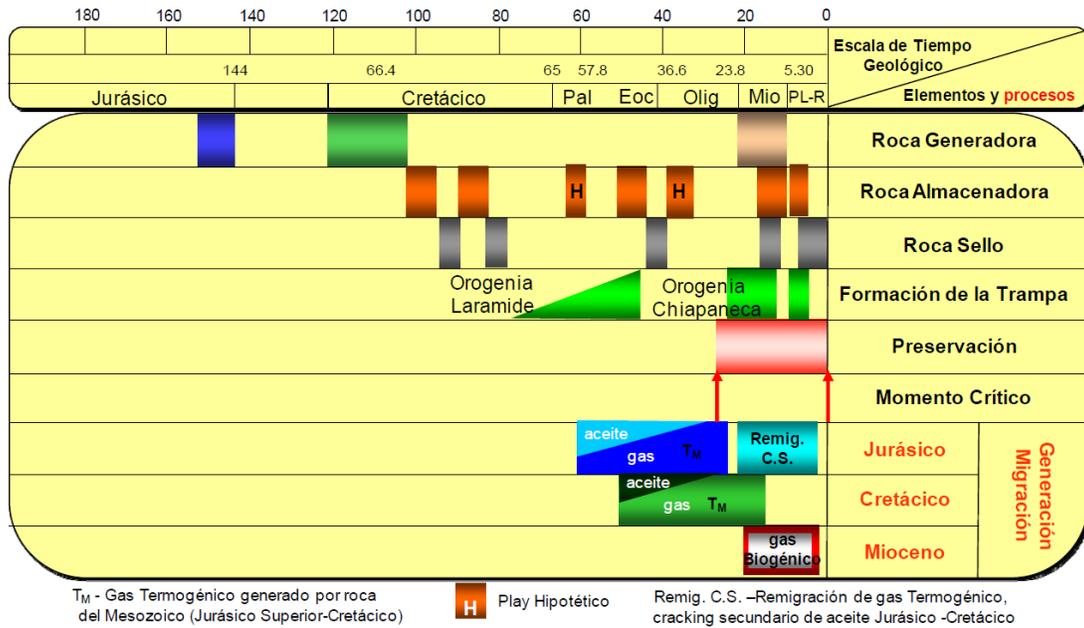


Figura 4. 47. Diagrama de sincronía de los elementos y procesos del sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Vázquez, E., 2010).

Gracias a estudios geoquímicos realizados en las diferentes familias de gases en la Cuenca de Veracruz (seco no asociado de baja y alta madurez, asociado a condensados y asociado a aceite), se sabe que los eventos que ocurrieron después de la migración, como la segregación y difusión, afectaron a los gases, provocando que yacimientos de gas seco se encuentren en la parte más somera y su grado de humedad aumente con la profundidad. Además, se interpreta que existió un buen entrampamiento, lo cual indica que hay grandes probabilidades de descubrir nuevos yacimientos a mayor profundidad.

4.1.2.8 Aspectos económicos

En esta cuenca se tiene que los campos de gas más importantes son: Playuela, Lizamba, Vistoso, Apertura, Arquimia y Papán (Figura 4. 36). La producción histórica máxima que se ha tenido en esta provincia es de 1010 millones de pies cúbicos diarios (Figura 4. 48). La producción acumulada total al 1 de enero de 2013 es de 3 424.9 MMMpc de gas y 81.9 millones de barriles de

aceite. Las reservas remanentes al 1 de enero de 2009 son de 1.2 MMMMpc y 28.5 millones de barriles de aceite, y se estima un recurso prospectivo de 4 MMMMpc de gas.

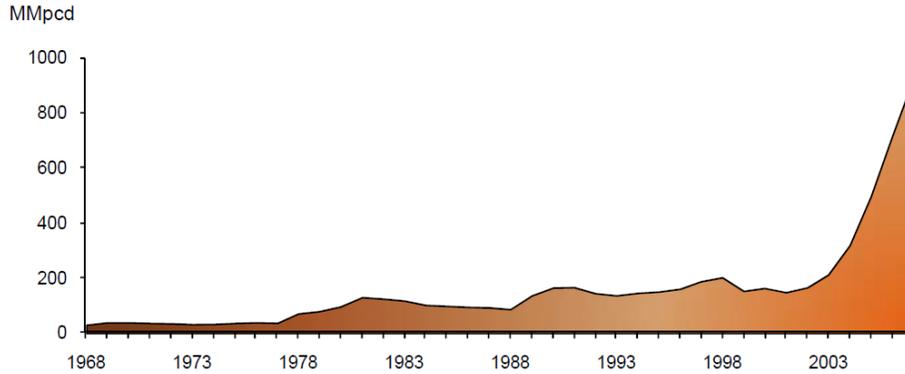


Figura 4. 48. Historia de la producción de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Escalera, 2010).

Como ejemplo más reciente en esta cuenca, se tienen los yacimientos descubiertos por el pozo Bedel-1, ubicado al sur de la cuenca (Figura 4. 49). Este yacimiento representa muy bien a la cuenca, pues la roca almacén es del Mioceno Medio, correspondiendo con cuerpos de areniscas de grano fino a medio, con clasificación que va de regular a buena.

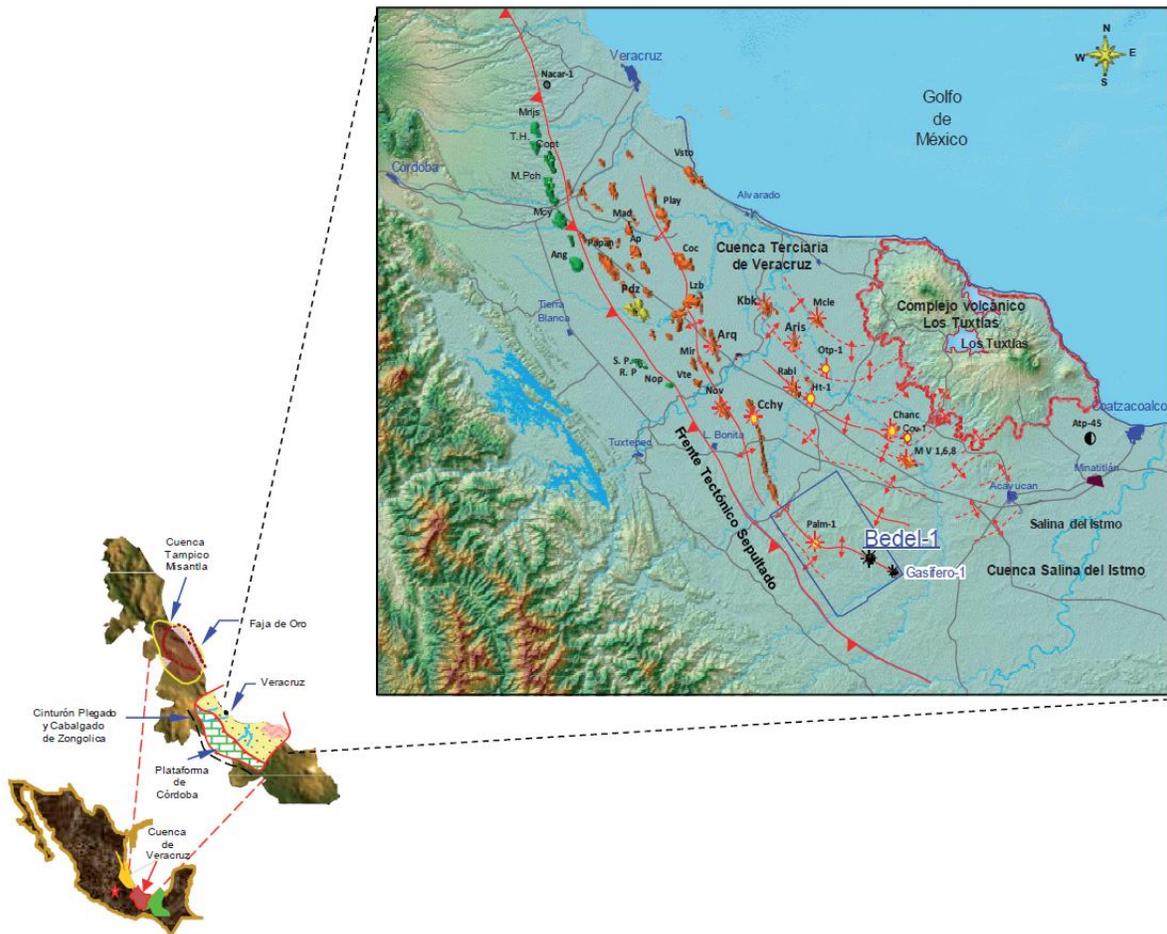


Figura 4. 49. Mapa de ubicación del pozo Bedel-1 (Tomado de Pemex, 2013).

Su sistema de depósito es un complejo de canales dentro de un abanico submarino. La composición de estas rocas es principalmente de granos de cuarzo y en menor proporción fragmentos terrígenos (limolitas, lutitas), feldespatos, plagioclasas y fragmentos carbonatados (mudstone). En cuanto a su petrografía, presenta porosidad secundaria por disolución de fragmentos líticos y texturalmente va de submadura a inmadura, pues los granos son subangulosos a subredondeados, indicando un transporte moderado (Pemex, 2013).

Como se observa en la Figura 4. 50, el pozo Bedel-1 atraviesa cuatro yacimientos productores importantes, el primero a nivel Plioceno Inferior, recuperando gas en el intervalo 1 082-1 107 metros, el segundo yacimiento (MM40) tiene potencial de recuperar aceite con 29 grados API en el intervalo de 2 257-2 290 metros; por su parte, dentro del Mioceno Medio se tienen dos intervalos productores, el MM20 dentro del intervalo 2 546-2 606 metros con aceite de 27 grados API, y el yacimiento MM30 en el intervalo 2 415-2 485 metros.

En este pozo, en el intervalo PP1 (2 561-2 575 metros) resultó productor de aceite de 27 grados API y gas, con una presión en superficie de 56 libras por pulgada cuadrada, un gasto de aceite de 415 barriles por día y gasto de gas de 0.16 millones de pies cúbicos por día. Sus propiedades petrofísicas son: porosidad de 20%, saturación de agua de 41%, permeabilidad de 293 milidarcies y un espesor neto impregnado de 17 metros.

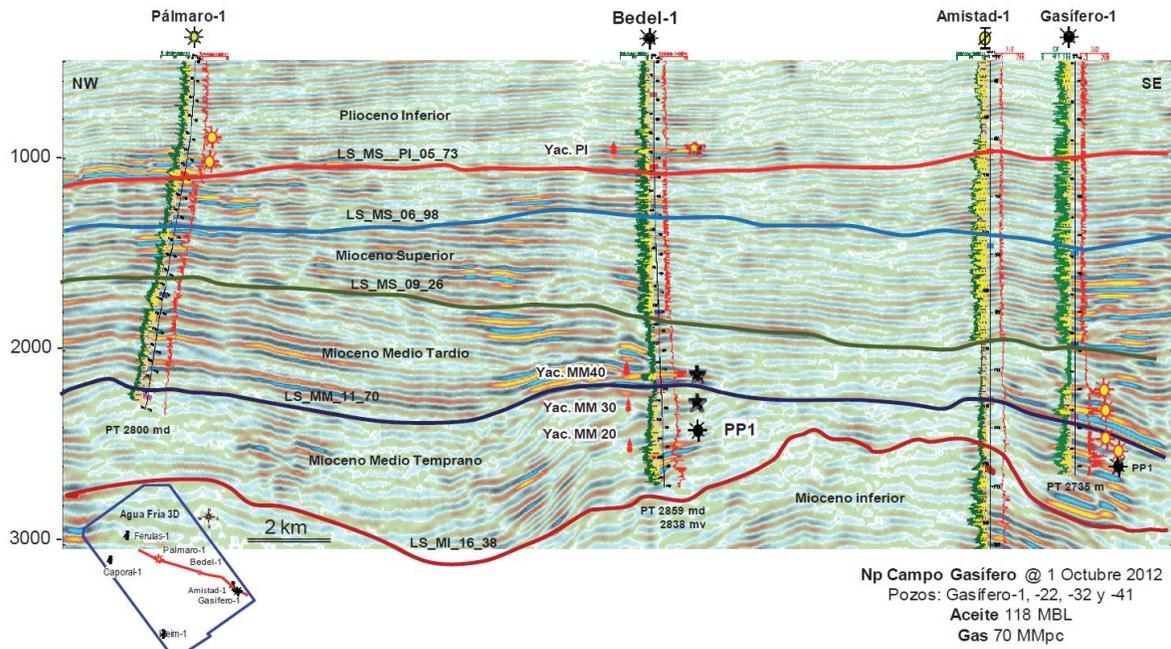


Figura 4. 50. Sección sísmica de correlación en profundidad, mostrándose los yacimientos productores de aceite y/o gas del pozo Bedel-1, así como de Pálmara-1, Amistad-1 y Gasífero-1 (Tomado de Pemex, 2013).

4.2 Ejemplos de China

4.2.1 Cuencas Foreland del oeste y centro de China

Las cuencas foreland contienen varios de los más importantes yacimientos de hidrocarburos en el centro y oeste de China. Para distinguir esas cuencas a nivel regional y de acuerdo a sus características petroleras, las cuencas se dividieron en tres tipos estructurales: cuenca foreland superpuesta, retrógrada y reformativa; cada una con características del sistema petrolero distintivas, como el tipo de roca generadora, almacenadora, sello, tiempo de acumulación de gas y aceite, entre otras.

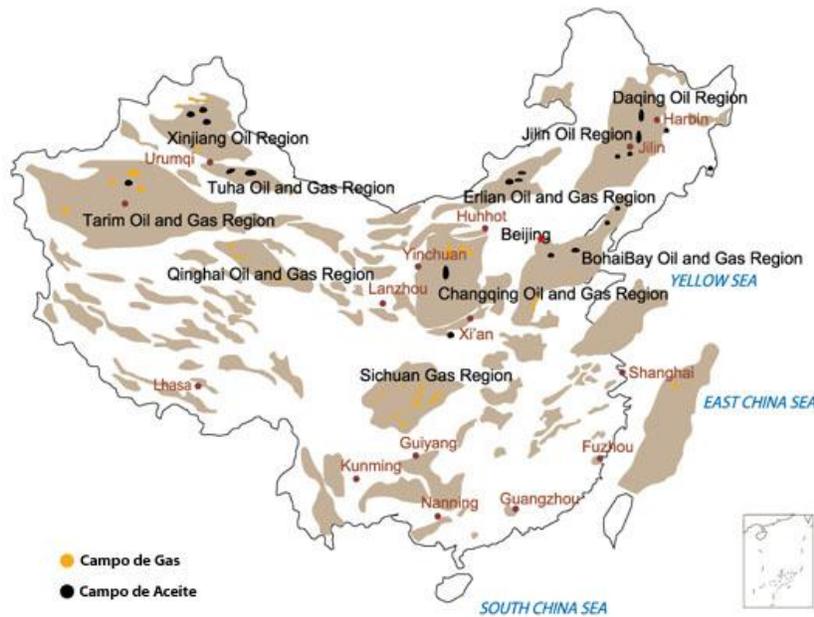


Figura 4. 51. Mapa de China mostrando las principales regiones petroleras (Tomado de PetroChina, 2013).

Las cuencas foreland superpuestas, como la Depresión Kuqa de la Cuenca Tarim, se caracterizan por dos etapas de desarrollo temprano y tardío de la cuenca foreland; típicamente contienen por lo menos dos unidades estratigráficas generadoras de hidrocarburos, una depositada en el desarrollo temprano del foreland y otra en la etapa tardía. Las acumulaciones de hidrocarburos en este tipo de cuencas casi siempre ocurren en etapas múltiples del desarrollo de la cuenca, aunque los yacimientos más productivos se formaron durante la etapa tardía de la migración y entrapamiento de los hidrocarburos (periodo Himalayo).

Por el contrario, las cuencas foreland retrógradas (sólo se desarrollaron durante el periodo Pérmico-Triásico), como la Cuenca Oeste Sichuan, donde las rocas generadoras principales se asocian con sedimentos depositados durante etapas tempranas del desarrollo de la cuenca. Como resultado, las acumulaciones de hidrocarburos en este tipo de cuencas ocurren principalmente en las etapas tempranas de la evolución de la cuenca.

Las cuencas foreland reformativas (sólo se desarrollan durante el periodo Himalayo), como la Cuenca Norte Qaidam, en contraste, contienen rocas generadoras ricas en materia orgánica lacustre depositadas durante el Cenozoico tardío.

4.2.1.1 Ubicación

Las cuencas foreland de China se encuentran en la parte central de Asia, siendo un mosaico de elementos tectónicos, incluyendo microcontinentes y prismas sedimentarios de margen pasivo, arcos magmáticos acrecionados y sus complejos de subducción, fragmentos de ofiolitas e intrusiones ígneas (Figura 4. 52) (Sengor, 1987).

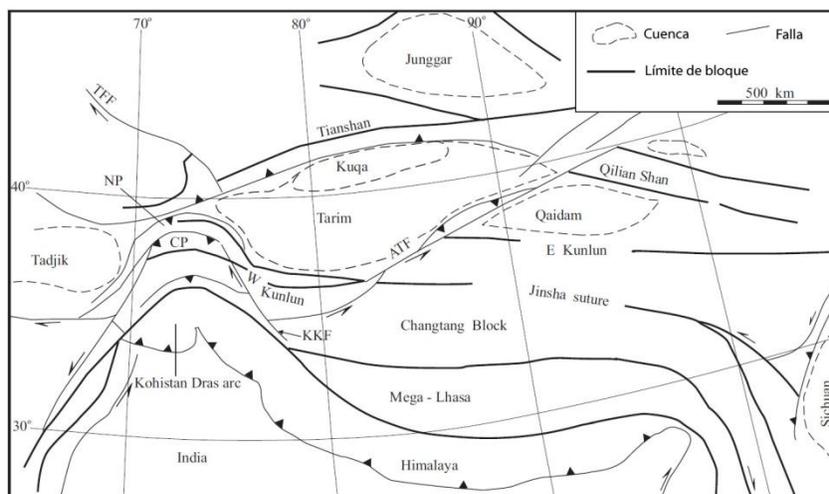


Figura 4. 52. Mapa esquemático del centro y oeste de China, mostrando las unidades tectónicas principales y la distribución de las cuencas foreland. TFF: Falla Tanas-Ferghana, KKF: Falla Karakorun, ATF: Falla Altyn Tagh, NP: Pamir Norte, CP: Pamir Central (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

4.2.1.2 Marco Geológico Regional

Las cuencas foreland clásicas se refieren a la flexura de la cuenca asimétrica que es paralela a un orógeno, localizadas en el área entre un orógeno contraccional y su cratón adyacente (Dickinson, 1974), incluyendo cuencas foreland periféricas, de retroarco y rotas. Sin embargo, las cuencas foreland formadas en la parte central y oeste de China fueron principalmente controladas por dos etapas: una temprana y otra tardía (Jia *et al.*, 2003).

Las cuencas foreland tempranas que se formaron durante el Pérmico-Triásico tienen características similares a las cuencas foreland clásicas (cuencas periféricas o de retroarco). Las cuencas foreland Kuqa, norte de Junggar y sur de Junggar pertenecen a cuencas foreland periféricas, mientras que la cuenca foreland Chuxiong pertenece a las cuencas foreland de trasarco (Jia *et al.*, 2003).

Las cuencas foreland tardías formadas durante el Cenozoico tardío (Neógeno-Cuaternario) son atípicas, con muchas características que las hacen diferentes de las cuencas foreland clásicas (Jia *et al.*, 2003). Este tipo de cuencas formadas debido al efecto distal de la colisión India-Asia en el

margen sur del bloque de Eurasia (Jia *et al.*, 2003) no están asociadas con la colisión y subducción entre dos bloques.

4.2.1.3 *Contraste de la acumulación de gas y aceite de tres tipos de cuencas foreland en China*

4.2.1.3.1 Rocas generadoras y su evolución

Las rocas generadoras múltiples en la parte central y oeste de China incluyen las que se desarrollaron en la margen continental pasiva, cuenca foreland temprana y depresión afallada de cuenca lacustre. Los tipos de rocas generadoras son diferentes en cada tipo de cuenca foreland:

1. Roca generadora húmica de capas carbonosas, como las que se tienen en Kuqa.
2. Roca generadora sapropelica de lutitas lacustres, como las que se tienen en la cuenca Jiuquan.
3. Rocas sapropelicas de calizas marinas, como las que se tienen al oeste de Sichuan

4.2.1.4 *Cuenca Kuqa como ejemplo de cuencas foreland superpuestas*

4.2.1.4.1 Evolución Geológica

La cuenca foreland Kuqa del Mesozoico-Cenozoico ha experimentado tres etapas de evolución: formación de la cuenca foreland durante el Triásico, una depresión afallada durante el Jurásico-Eoceno y un rejuvenecimiento de cuenca foreland durante el Neógeno-Cuaternario (Figura 4. 53).

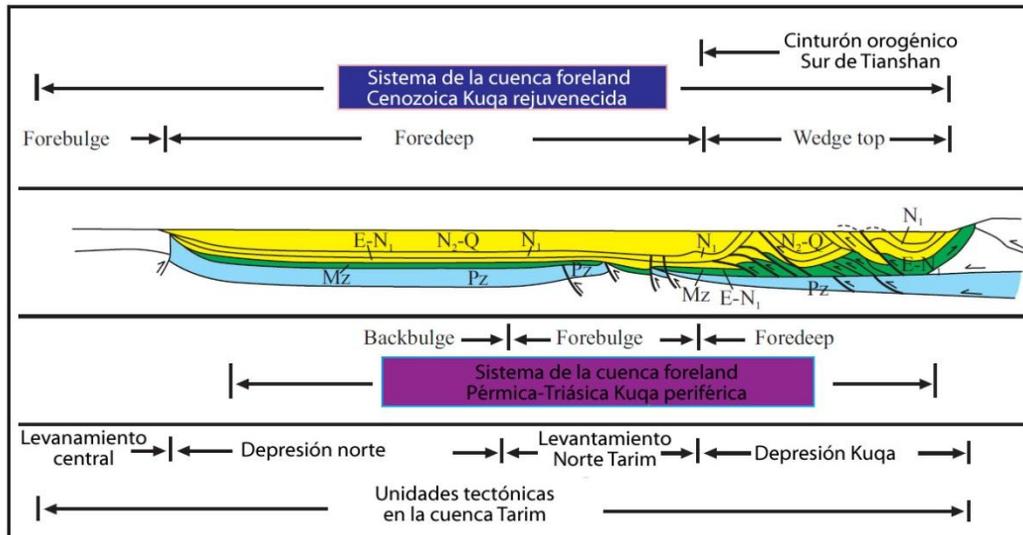


Figura 4. 53. Etapas de desarrollo de la cuenca foreland Kuqa (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

En el borde sur de la placa Tarim, la subducción intensa al norte del Paleo-océano de Tethys durante el Triásico, originó las características tectónicas compresionales y la iniciación de la cuenca foreland en su ubicación actual (Jia *et al.*, 2003). El Triásico en la cuenca foreland Kuqa

tiene un espesor de 1 000-2 300 m, con una tasa de sedimentación de 29 a 65.7 m/Ma. La cuenca Kuqa se transformó en una cuenca afallada bajo marcos tectónicos extensionales durante el Jurásico, y después en una depresión durante el Cretácico-Eoceno con una baja tasa sedimentaria (12.5-25 Ma).

Posteriormente en el Neógeno-Cuaternario, una colisión intensa entre las placas de India y Asia remodelaron significativamente gran parte del centro de Asia (Guo *et al.*, 2003), convirtiendo a Kuqa en una cuenca foreland rejuvenecida. Con la depositación de más de 6 000 m de sedimentos del Neógeno-Cuaternario, la cuenca Kuqa tiene una forma asimétrica con plegamiento desde el norte.

4.2.1.4.2 Roca generadora-almacén-sello

Existen dos secuencias sedimentarias con rocas generadoras en la cuenca foreland superpuesta Kuqa, dentro de formaciones del Triásico Medio-Superior y Jurásico Medio-Inferior. Las rocas del Jurásico tienen un espesor de 300 a 700 m, mientras que las del Triásico van de 200 a 600 m de espesor. Las rocas generadoras del Jurásico contienen cerca de 0.4-37.36 wt% de carbono orgánico total (COT) en secciones de campo, y 1.88-4.31 wt% en muestras de pozos, caracterizándose por tener kerógeno tipo III (Qin *et al.*, 2006). Las rocas generadoras del Triásico contienen cerca de 0.4-10.1 wt% de COT en secciones de campo y 1.07-2.91 wt% en muestras de pozo, caracterizándose por tener kerógeno tipo III y II.

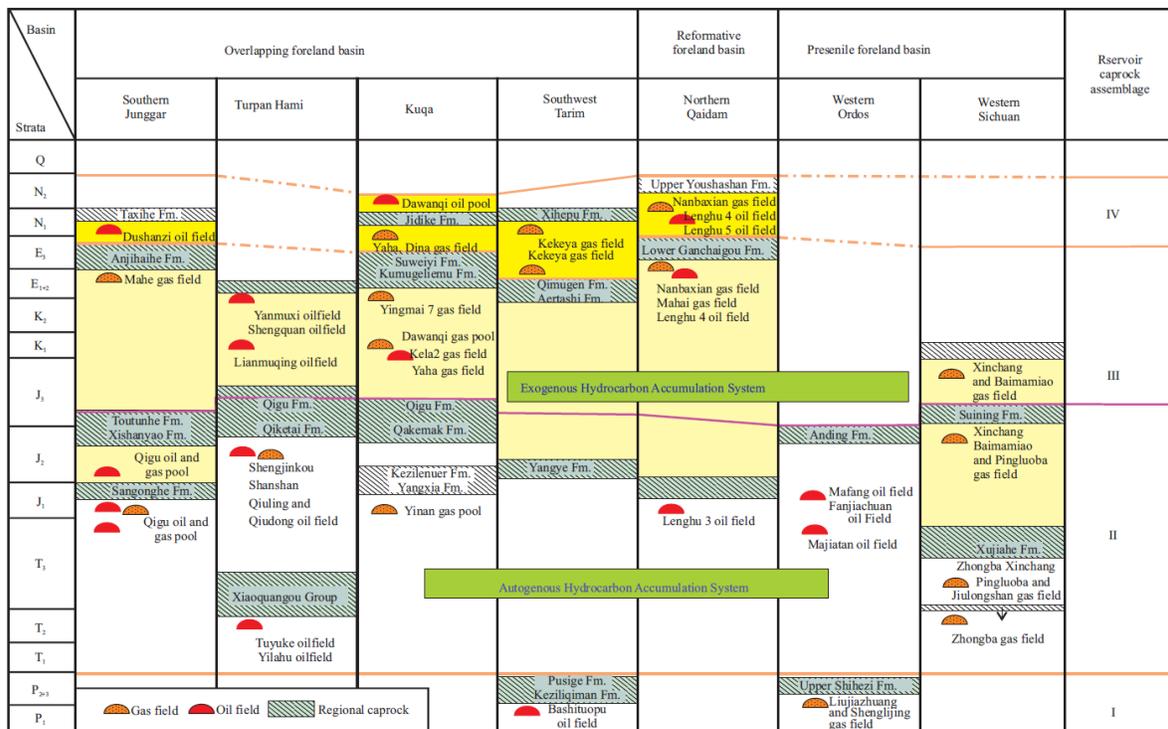


Figura 4. 54. Sistema de acumulación de hidrocarburo (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Esta cuenca presenta cuatro tipos de roca almacén-sello (Figura 4. 54):

1. Grupo I: pre-Pérmico-Pérmico
2. Grupo II: Triásico-Jurásico Medio-Inferior
3. Grupo III: Jurásico Superior-Cretácico-Eoceno
4. Grupo IV: Neógeno

Entre los cuatro tipos de roca generadora-sello, el grupo III es el más importante para la acumulación de gas y aceite, seguido por el grupo II y el IV. La roca sello principal en la cuenca es yeso, sal y lutitas del Eoceno. Las rocas almacén principales son las areniscas del Eoceno y las areniscas cretácicas Bashijiqiq, las cuales se encuentran distribuidas extensamente en la cuenca (Jia *et al.*, 2002).

El grupo III es el objetivo principal de exploración en los cinturones estructurales de Kelasu y Qiulitage, siendo los campos de gas principales para el grupo III: Kela 2, Kela 3, Dabei 1, Dina 2, mientras que para aceite es el campo Quele 1.

El grupo II, formado por las formaciones Kezilenuer y Yangxia tiene importantes yacimientos de gas en el cinturón estructural de Yiqikelik; el campo de gas Yinan 2 es un buen ejemplo (Song *et al.*, 2006).

4.2.1.4.3 Características de la acumulación de aceite y gas

La cuenca foreland superpuesta se caracteriza por los múltiples periodos de acumulación de gas y aceite y su acumulación de gas durante el desarrollo tardío de la cuenca foreland (Figura 4.55). El gas en la cuenca foreland Kuqa se derivó principalmente de las capas del Jurásico Medio-temprano, por su parte, el aceite se derivó de las lutitas lacustres del Triásico, mezcladas por algunas capas de aceite del Jurásico.

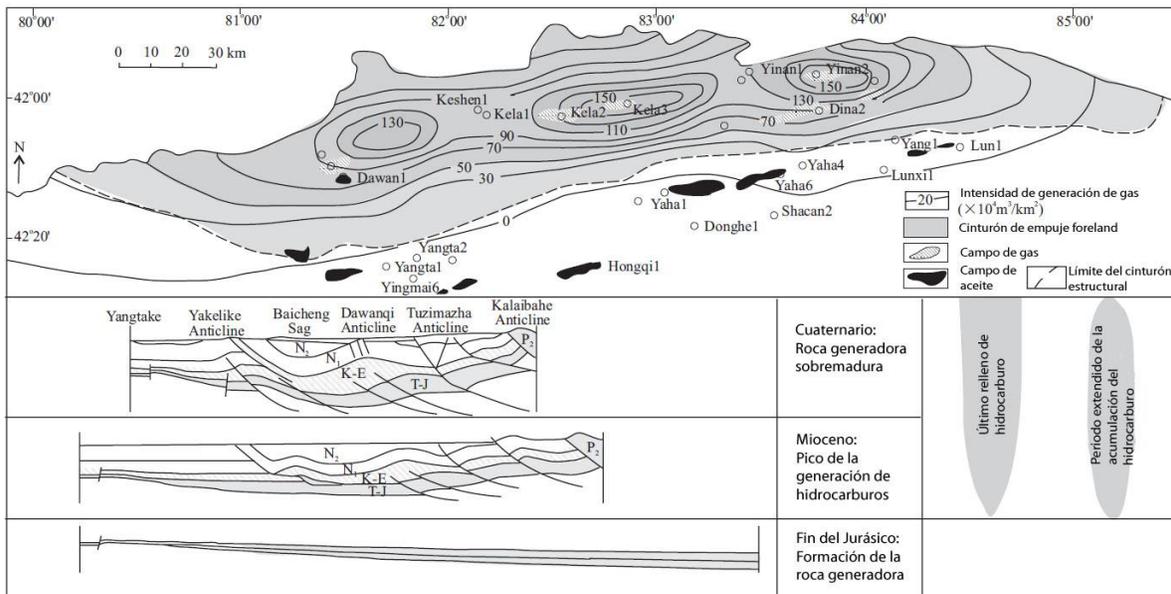


Figura 4.55. Distribución de los hidrocarburos en la cuenca foreland Kuqa (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

La evolución de las dos etapas de la cuenca foreland controlaron los periodos múltiples de acumulación de hidrocarburo; el intenso tectonismo de la cuenca foreland rejuvenecida permitió la acumulación enriquecida de gas durante el Cenozoico tardío. La siguiente figura muestra la distribución de gas y aceite en la cuenca foreland Kuqa y los periodos principales de acumulación de hidrocarburos.

Las trampas estructurales en el margen de la cuenca durante el Cretácico tardío, hasta el Eoceno tardío atraparon el gas y aceite derivado de la roca generadora del Triásico. La reformación tectónica intensa al sur desde el Mioceno permitió la formación de múltiples tipos de estructuras de empuje y pliegues relacionados con fallas.

4.2.1.5 Oeste de Sichuan como ejemplo de cuenca foreland retrógrada

4.2.1.5.1 Evolución Geológica

La cuenca oeste de Sichuan es una cuenca foreland de empuje durante el Mesozoico, que se superpuso en la cuenca extensional del Paleozoico tardío (Li, 1998). La evolución de esta cuenca, involucra a las cuencas de rift del margen continental durante el Pérmico tardío al Triásico medio, la cuenca foreland durante el Triásico tardío, la depresión de la cuenca durante el Jurásico medio-temprano, la compresión continua y las características de empuje suave desde el Jurásico tardío (Li, 1998).

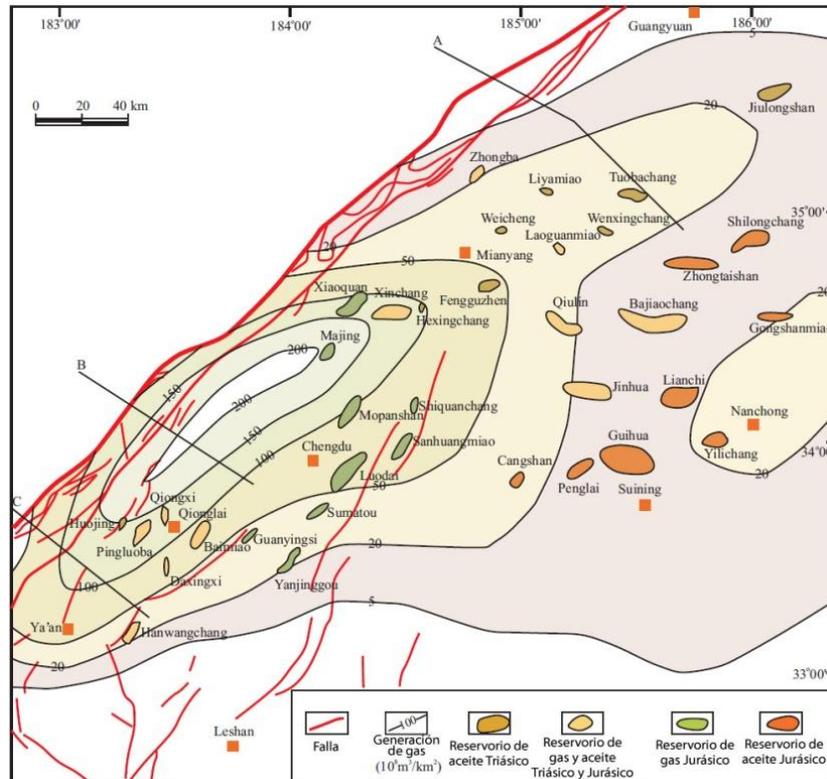


Figura 4. 56. Distribución de las rocas generadoras de aceite y gas del Triásico en la cuenca oeste de Sichuan (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Las fases múltiples de la evolución de la cuenca dan lugar a las secuencias de relleno y las rocas generadoras, rocas almacén y rocas sello correspondientes (Figura 4. 54). La cuenca foreland oeste de Sichuan se ligó por la falla Longmenshan en el oeste (Figura 4. 56), y se puede dividir en cinturón de empuje, depresión y cinturón levantado (Figura 4. 57). El estilo estructural es diferente en los segmentos sur, medio y norte del cinturón de empuje del oeste de Sichuan, por la superposición diferencial del tectonismo Cenozoico tardío (Figura 4. 58), sugiriendo un remodelamiento relativamente intenso en el sur. Las capas del Triásico Superior, como las rocas generadoras principales en el “foredeep”, fueron el resultado de una rápida tasa sedimentaria durante el desarrollo de la cuenca foreland periférica en el Triásico tardío (Wu *et al.*, 2008).

La compresión continuó y el empuje desde el Jurásico tardío dio lugar a la formación de cinturones plegados de empuje durante el Cretácico y Cenozoico, lo que explica la geometría de la cuenca foreland al día de hoy (Figura 4. 58).

4.2.1.5.2 Roca generadora-almacén-sello

Las rocas generadoras, almacenadoras y sello en la cuenca foreland al oeste de Sichuan se desarrollaron principalmente durante el periodo Paleozoico del margen continental pasivo y el Triásico tardío de la cuenca foreland, controlado por la evolución de la cuenca oeste Sichuan (Figura 4. 54 y Figura 4. 57). Entre este grupo de rocas generadoras-almacén-sello, la secuencia que se desarrolló durante la cuenca foreland Triásica tardía, es la principal para la acumulación de hidrocarburos (Figura 4. 54).

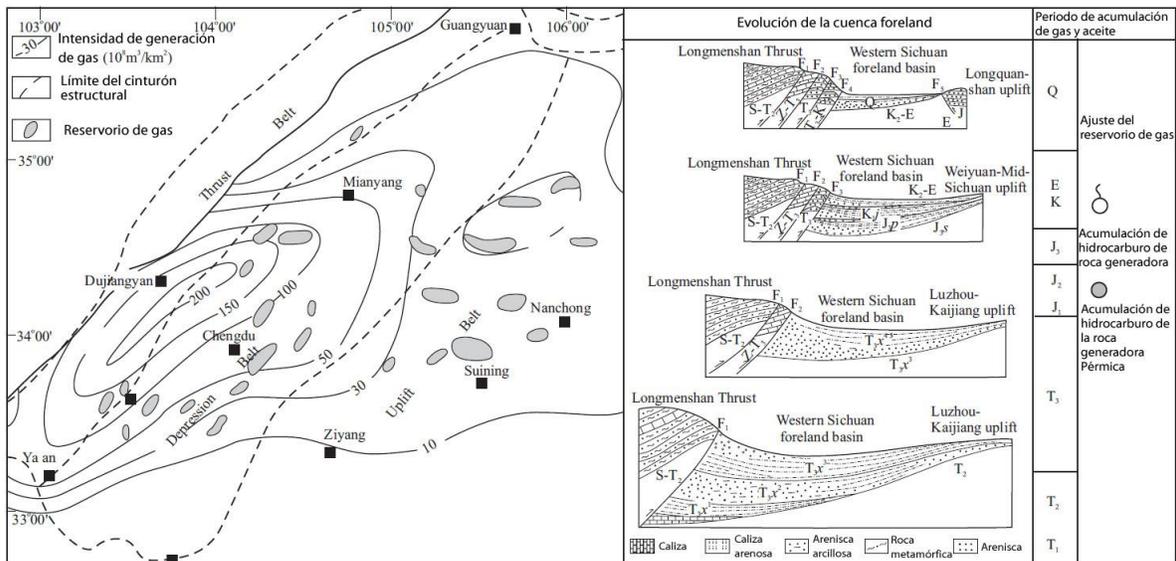


Figura 4. 57. Mapas mostrando la evolución de la cuenca oeste de Sichuan y los periodos de acumulación de hidrocarburos (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Las rocas generadoras en la cuenca foreland oeste de Sichuan incluyen rocas marinas del margen continental pasivo (Paleozoico-Triásico temprano) y las capas de carbón se desarrollaron en la cuenca foreland del Triásico tardío. La primera se desarrolló en facies marinas o marinas-terrestres alternadas con buen contenido orgánico, incluyendo a las secuencias del Cámbrico

temprano, Silúrico temprano, Pérmico Superior y las formaciones Leikoupo del Triásico medio. Sin embargo, las rocas generadoras del margen continental pasivo no contribuyeron mucho a la acumulación de aceite y gas; el gas relacionado se encontró en el cinturón de acreción y cinturón levantado de la Cuenca Central Sichuan; el único ejemplo actual es el yacimiento de gas de la Formación Leikoupo en el campo de gas Zhongba (Figura 4. 54 y Figura 4. 56). La roca generadora principal en la cuenca foreland oeste de Sichuan pertenece a la Formación Xujiahe del Triásico Superior (Qin *et al.*, 2005), caracterizada por lutitas oscuras, carbonosas.

Generalmente la lutita generadora tiene un espesor de 300-1 000 m, con un espesor máximo de 1 400 m en el depocentro (Figura 4. 56), con un promedio de carbono orgánico de 1.95-65 wt% y una intensidad alta de generación de gas (Figura 4. 56 y Figura 4. 57). Las capas de carbono en la roca generadora tienen un espesor aproximado de 2-10 m, el máximo es de 28 m. La mayoría de las rocas generadoras efectivas son altamente maduras, con una reflectancia de vitrinita (R_o) alta de >1.7% (Qin *et al.*, 2005). La roca generadora altamente madura del Triásico Superior es ventajosa para la generación de gas en masa, y la intensidad de generación de gas máxima es equivalente a $200 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{km}^2$ (Figura 4. 56 y Figura 4. 57).

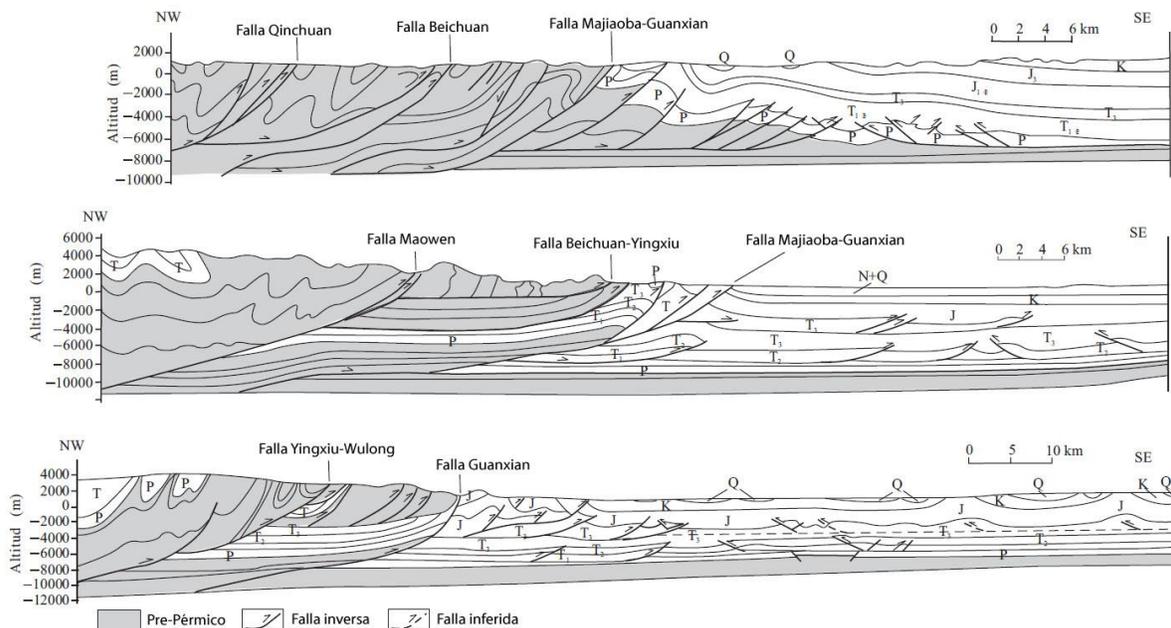


Figura 4. 58. Secciones transversales del segmento norte (a), segmento medio (b) y segmento sur (c) en la cuenca foreland oeste Sichuan (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Los yacimientos del margen continental pasivo son un conjunto de rocas carbonatadas de facies de plataforma, distribuidas en el cinturón de acreción y el cinturón levantado, con rocas de baja porosidad y permeabilidad. La porosidad promedio de la Formación Leikoupo del Triásico es cerca del 5%.

Las rocas almacén, están compuestas de areniscas de facies fluviales-lacustres se formaron durante el desarrollo de la cuenca foreland en el Triásico tardío. Debido a una tasa de depositación rápida, las rocas almacenadoras del Triásico Superior son más compactas que las del Jurásico. Las

rocas almacén del Triásico Superior tienen una porosidad promedio de 3-8% y una permeabilidad promedio de $10 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$, mientras que la porosidad promedio del yacimiento Jurásico es de 5-13%. La capacidad de la roca almacenadora en la cuenca foreland oeste de Sichuan se mejoró de manera importante por las microfracturas.

Las dos rocas sello más importantes son las lutitas de la Formación Xujiahe del Triásico Superior y la Formación Suining del Jurásico (Figura 4. 54). Las lutitas de la Formación Xujiahe son las más importantes, pues forman la roca sello a nivel regional, con un espesor consistente de una sola unidad estratigráfica de más de 100 m. Estas lutitas se caracterizan por una baja porosidad y permeabilidad. Las lutitas de la Formación Suining actúan como roca sello en la depresión, con un espesor de más de 200 m en el sur, adelgazando hacia el norte. Estas dos formaciones son buenos horizontes para la acumulación de hidrocarburos en la cuenca foreland Sichuan.

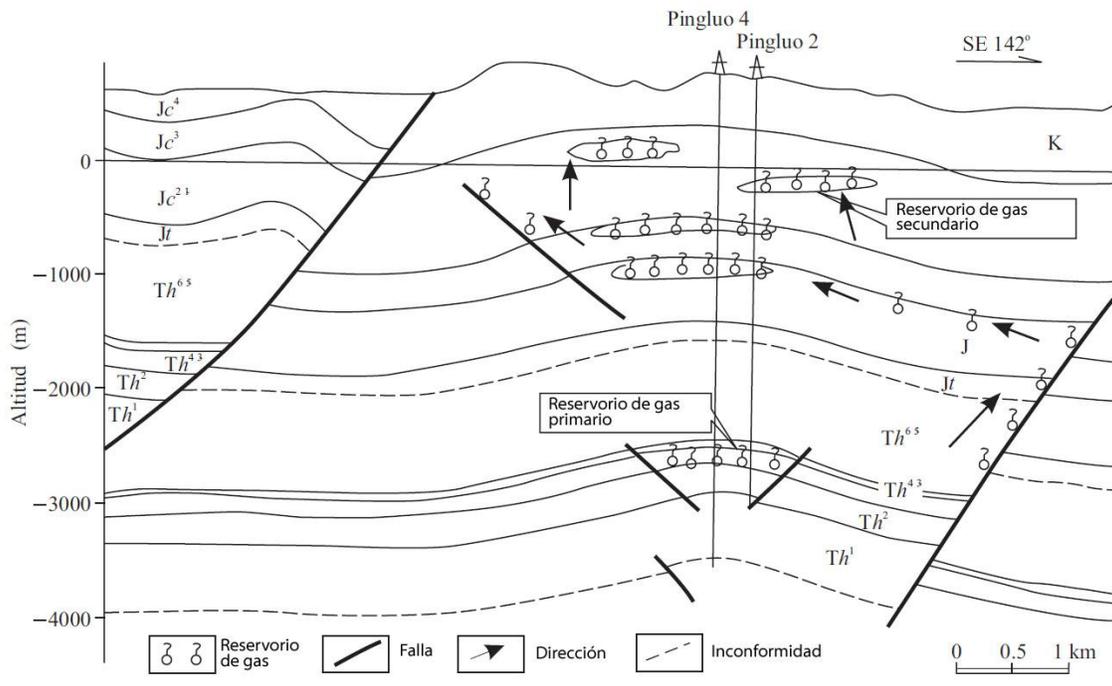


Figura 4. 59. Modelo de formación para los reservorios de aceite y gas en la cuenca oeste Sichuan (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Existen tres grupos donde se reparte la acumulación de hidrocarburos (Figura 4. 54), los cuales son:

1. Grupo de margen continental pasivo: las rocas carbonatadas de las facies de plataforma Pérmica y las capas de carbón de las facies alternadas marina-terrestre actúan como rocas generadoras; las rocas carbonatadas del Triásico Medio-Inferior actúan como rocas almacenadoras; las lutitas del Pérmico Medio y Triásico Superior actúan como rocas sello. Un yacimiento de gas en este grupo se encontró en el campo de gas Moxi en la Formación Sinian Dengying a lo largo del cinturón levantado (Zhang *et al.*, 2004).

2. El grupo Triásico Superior generó hidrocarburo gaseoso en el segundo miembro de la Formación Xujiahe, en los campos de gas Tuobachang, Weicheng, Laogunmiao, entre otros.
3. El grupo Jurásico se desarrolló en la depresión jurásica, teniendo como roca generadora las capas de carbón del Jurásico Superior, como roca almacén las areniscas lacustres jurásicas, y como roca sello las lutitas jurásicas. Para la evolución de las rocas generadoras, los reservorios de gas principales para la exploración petrolera en el oeste de Sichuan son los campos Baimamiao, Xinchang y Pingluoba (Figura 4. 56 y Figura 4. 59).

4.2.1.5.3 Características de la acumulación de aceite y gas

La roca generadora en la cuenca foreland retrógrada maduró antes del periodo Himalayo, por lo que la acumulación de hidrocarburos ocurrió de forma relativamente temprana (Song *et al.*, 2006). La cuenca foreland retrógrada desarrolló estratos gruesos del Triásico tardío con tasas de sedimentación largas, pero sin desarrollo de cuencas foreland rejuvenecidas durante el Cenozoico tardío. Para la gran mayoría de las rocas generadoras maduras en diferentes tiempos, la acumulación de hidrocarburo en la cuenca foreland retrógrada ocurrió en múltiples fases (Song *et al.*, 2006), (Figura 4. 57). El hidrocarburo en la cuenca foreland oeste Sichuan se acumuló durante cuatro etapas:

1. El hidrocarburo se derivó desde las rocas generadoras antes que la cuenca foreland se desarrollara, siendo entrampado en las paleoestructuras a lo largo del paleocinturón levantado durante el periodo Indosinio (Figura 4. 57).
2. Durante la etapa temprana del periodo Yanshan (Jurásico-Cretácico), las rocas generadoras Pérmicas y Triásicas maduraron y liberaron aceite y gas para los segmentos norte y sur de la cuenca foreland oeste Sichuan (Figura 4. 57), hidrocarburos altamente maduros y postmaduros se acumularon en el segmento norte, mientras que en el segmento sur se acumuló gas y aceite condensado en la Formación Xujiahe.
3. Durante la edad tardía del periodo Yanshan, la Formación Penglaizhen atrapó el gas húmedo altamente maduro del quinto miembro de la Formación Xujiahe en el segmento sur.
4. Los reservorios de gas principales se ajustaron o remodelaron por el nuevo tectonismo durante el periodo Himalayo (Paleógeno). Las fallas ligan los reservorios profundos del gas Triásico y las trampas someras jurásicas, conduciendo a la formación de un segundo reservorio de gas en el Jurásico (Figura 4. 59), los campos de gas jurásicos principalmente distribuidos en el segmento sur (Figura 4. 56), deben ser resultado de

un evento tectónico más fuerte en el segmento sur. De esa manera, existen dos periodos de acumulación de hidrocarburos: uno es del tiempo tardío del periodo Indosiano de la roca generadora Pérmica y el otro es del periodo Yanshan de la roca generadora del Triásico Superior (Figura 4. 57).

4.2.1.6 Norte de Qaidam como ejemplo de la cuenca foreland reformativa

4.2.1.6.1 Evolución Geológica

Las etapas múltiples de la evolución de la cuenca norte Qaidam incluyen la cuenca afallada extensional durante el Jurásico medio-temprano, el levantamiento compresional durante el Jurásico tardío al Cretácico y la cuenca extensional restringida durante el Cenozoico temprano; que fue seguida por un intenso empuje del periodo Cenozoico tardío-Cuaternario debido a la colisión de India-Asia. Estas múltiples etapas dieron lugar a la formación de los cinturones de empuje rejuvenecidos y las estructuras de empuje transformante. Debido al movimiento izquierdo transforme de la Falla Altyn, las estructuras del norte de Qaidam muestran un contacto angular con la Falla Altyn (Figura 4. 52 y Figura 4. 60). Especialmente, durante el Cenozoico tardío, los cinturones de empuje rejuvenecidos fueron acompañados por fallas transformes en las juntas de la cuenca y orógeno.

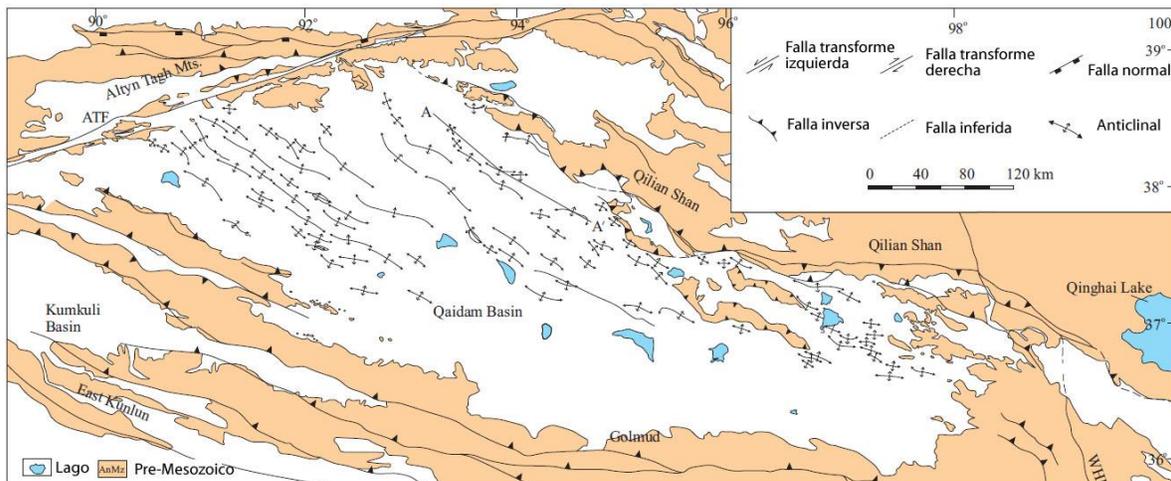


Figura 4. 60. Mapa geológico esquemático de las unidades tectónicas y estructuras compresionales transformes de la cuenca Qaidam (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

4.2.1.6.2 Roca generadora-almacén-sello

Las rocas generadoras primarias de la Cuenca Norte Qaidam son las capas de lutitas carbonosas y lacustres del Jurásico medio-temprano, desarrolladas en una cuenca afallada extensional. Hay tres tipos de materia orgánica (I, II y III) en las rocas generadoras. La mayoría de las rocas generadoras del Jurásico medio-temprano se encuentran sobremaduradas; estas rocas tienen una intensidad de generación acumulativa máxima de 10 000 kg/m² y una intensidad de expulsión de 4 000 kg/m² en la etapa de la Formación Ganchaigou Superior a la Formación

Youshashan Inferior. El Jurásico Inferior se distribuyó principalmente, considerando los siguientes aspectos:

1. A lo largo del cinturón estructural Lenghu y el oeste de esta área (depresión Kuntzey), con espesor de 500-1 200 m.
2. En el área Nanbaxian y el sur de la séptima estructura Lenghu, con espesor 500-1 200 m (Figura 4. 61). El Jurásico Medio se distribuye principalmente al este del cinturón estructural Lenghu y el área norte de la estructura Nanbaxian, con un espesor de 250-500 m, especialmente en el área del campo de aceite Yuqa (Figura 4. 62).

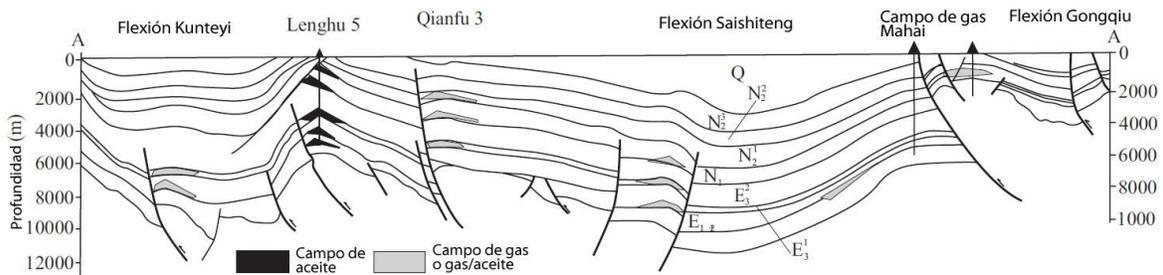


Figura 4. 61. Sección este-oeste del norte de la cuenca Qaidam, mostrando el modelo de la acumulación de hidrocarburo (E: Eoceno, N: Neógeno, Q: Cuaternario), (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

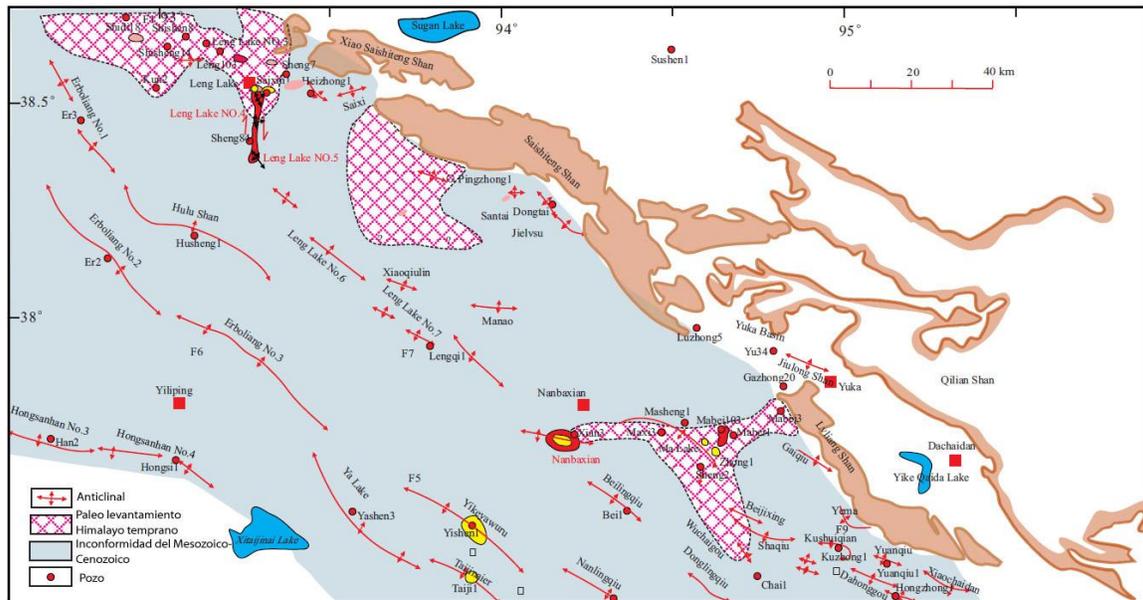


Figura 4. 62. Mapa mostrando la distribución del paleolevantamiento y el gas y aceite del norte de la cuenca Qaidam (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Las areniscas del Jurásico y Cenozoico son las rocas almacenadoras principales de aceite y gas. Los tipos de areniscas del Jurásico incluyen arenisca lítica, arenisca lítica feldespática, arenisca feldespática y arenisca cuarcítica. Los tipos de arenisca del Cenozoico incluyen arenisca feldespática, arenisca feldespática lítica y arenisca lítica, caracterizadas por tener una porosidad y permeabilidad media.

4.2.1.6.3 Características de la acumulación de aceite y gas

La acumulación de aceite y gas en la cuenca foreland reformativa ocurrió principalmente en el Cenozoico tardío. La distribución de hidrocarburo del norte de la cuenca Qaidam se muestra en la Figura 4. 61 y la Figura 4. 62; el aceite y gas se distribuyen a lo largo del centro de generación de aceite y gas, y las acumulaciones de hidrocarburo fueron controladas por las estructuras compresionales con componente transforme formadas en el Cenozoico tardío. Las estructuras formadas antes del pico de aceite fueron ventajosas para la acumulación de hidrocarburos, formando una relación entre la evolución de las rocas generadoras y la formación estructural en el norte de la cuenca Qaidam (Figura 4. 63), estructuras formadas antes del Neógeno.

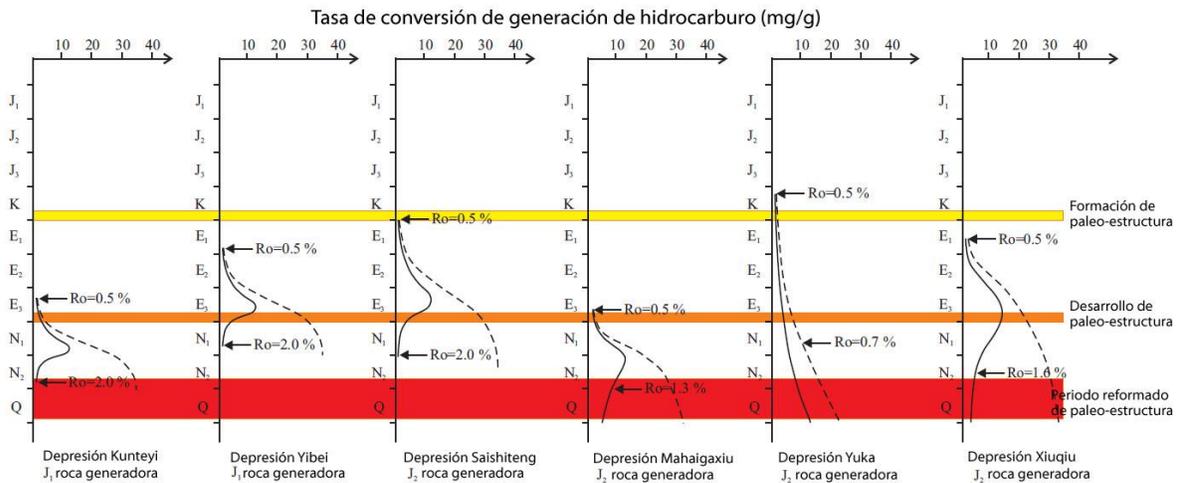


Figura 4. 63. Evolución de las rocas generadoras jurásicas en la cuenca Qaidam (Tomado de Song Yan, *et al.*, 2010).

Las rocas generadoras del Jurásico tuvieron su etapa de madurez durante el Cenozoico tardío y cantidades abundantes de aceite y gas de tipo condensado migraron verticalmente a las rocas almacén disponibles. El tectonismo intenso de la edad final del periodo Himalayo llevó a la formación de los yacimientos secundarios de aceite y gas en estratos del Neógeno.

Capítulo 5. Conclusiones

- El interior de la Tierra se divide en varias zonas composicionales y reológicas, en donde las primeras corresponden con la corteza, el manto y el núcleo; y las segundas son la litósfera, astenósfera, mesósfera y endósfera.
- La zonación composicional de la Tierra, como su nombre lo indica se divide con base en la composición de los materiales, mientras que la zonación reológica se define por la relación que se tiene con la presión, temperatura, densidad y estado en que se encuentre el material.
- El movimiento relativo de las placas produce deformación, vulcanismo y sismicidad concentrada a lo largo de sus límites, los cuales se clasifican como límites divergentes, como la expansión de las dorsales oceánicas; límites convergentes, asociados a zonas de acortamiento, como en zonas de colisión continental; y límites transformes, caracterizados por la deformación con fallas laterales.
- Desde el punto de vista de procesos litosféricos hay dos grupos principales de cuencas: cuencas debidas a la extensión litosférica y cuencas formadas por la flexión de la litósfera continental y oceánica.
- Una cuenca sedimentaria se define como una región de topografía negativa o una depresión en la parte externa de la corteza terrestre donde ocurrió subsidencia en la superficie de la Tierra y se acumulan los sedimentos, que posteriormente forman sucesiones estratigráficas.
- Los modelos conceptuales de tectónica de placas son el mejor sistema con los que se puede entender el origen y características de las cuencas sedimentarias, tomando en consideración que las cuencas sedimentarias se desarrollan en diversos marcos tectónicos, como son el divergente, intraplaca, convergente, transforme, híbrido y mixto.
- La subsidencia de las cuencas sedimentarias se debe a uno o varios factores, como: adelgazamiento de la corteza, engrosamiento del manto litosférico, carga volcánica y sedimentaria, carga tectónica, carga subcortical, flujo astenosférico y densificación de la corteza; lo cual condiciona las dimensiones de la cuenca, el acomodo de los sedimentos y su distribución.
- Las cuencas sedimentarias tienen una gran variación en cuanto a su tamaño, tiempo de vida y potencial de preservación. Las cuencas de vida corta son formadas en marcos tectónicos activos, especialmente en corteza oceánica; en cambio las cuencas de vida larga se forman en marcos de intraplaca.
- Las cuencas se pueden clasificar de acuerdo a varios criterios, como su forma o tipo de corteza, sin embargo, la mejor clasificación es por medio del análisis del límite tectónico al

que se asocia y la cercanía a dicho límite, basándose en las características de la cuenca al momento de la sedimentación.

- En un marco tectónico divergente se tienen las cuencas de rift continental y cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales.
- En un marco tectónico intraplaca se tienen las cuencas intracratónicas, plataformas continentales, cuencas oceánicas, cuencas asociadas a islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas, además cuencas oceánicas pasivas o estables. En márgenes continentales se tienen la configuración plataforma-talud-cuenca, configuración transforme y configuración de zonas marginales.
- En un marco tectónico convergente se tiene la mayor cantidad de tipos de cuencas, como son las trincheras, cuencas por trincheras y taludes, cuenca de antearco, cuencas de intraarco oceánico o continental, cuencas de trasarco oceánico o continental, cuencas foreland periféricas, cuencas foreland de retro arco, cuencas oceánicas remanentes, cuencas “wedgetop” y cuencas “hinterland”.
- En un marco tectónico transformante se tienen cuencas transtensivas pull-apart, cuencas transpresivas y cuencas transrotacionales.
- En un sistema híbrido se pueden presentar las cuencas de aulacógenos, impactógenos, foreland roto colisional, cuencas halocinéticas, cuencas de impacto por meteoritos y cuencas consecuentes.
- La flexura es la deflexión larga de una longitud de onda en la litósfera, causada por la aplicación de un sistema de esfuerzos. La flexura general se puede desarrollar en una placa elástica sometida a un conjunto de fuerzas: verticales, horizontales y torques o momentos de flexión.
- Las cuencas foreland se definen como cuencas sedimentarias que se forman entre el frente de una cadena montañosa y un cratón adyacente. Su formación y evolución se relaciona con los procesos de acortamiento, exhumación y colapso extensional en la cuña orogénica adyacente.
- Las cuencas foreland son cuencas sedimentarias ubicadas en la litósfera continental en el margen externo de las cadenas montañosas y son formadas por compensación isostática regional por flexura litosférica impulsada, tanto por la topografía, como por las variaciones de densidad internas de las cordilleras.
- La dimensión de las cuencas foreland de forma perpendicular al frente de la montaña, varía de entre 100 a 300 km, dependiendo de la longitud de onda de la compensación isostática, que es función de la rigidez flexural de la litósfera.
- Los principales tipos de cuencas foreland son las de retro-arco y las periféricas; las primeras se desarrollan durante la colisión océano-continente en un margen de tipo Andino, asociado al crecimiento del arco magmático, la cuenca en la placa inferior es la trinchera, mientras que en la placa superior es la cuenca retro-foreland. Por el contrario,

las cuencas foreland periféricas se desarrollan en ambos lados de las cadenas montañosas, resultando de una colisión continente-continente en un margen tipo Himalayo o Alpino, donde la cuenca en la placa inferior se le llama pro-foreland y a la cuenca en la placa superior se le llama retro-foreland.

- Las cuencas retroforeland tienden a tener historias más largas que las cuencas proforeland debido a que la primera comúnmente inicia durante la subducción de la litósfera oceánica, mientras que las cuencas proforeland no existen hasta que la corteza continental superior entra en contacto en las zonas de subducción.
- Las cuencas pro-foreland se caracterizan por: subsidencia tectónica acelerada, impulsada principalmente por la translación del relleno de la cuenca hasta la cadena montañosa y por la tasa de convergencia; por el onlap estratigráfico en el margen cratónico y por un relleno de la cuenca que se relaciona a la erosión de la cadena montañosa.
- Las cuencas retro-foreland son relativamente más estables, no son trasladadas a la cadena montañosa cuando se logra el estado estacionario y se caracteriza por: una tasa de subsidencia tectónica constante durante el crecimiento de la cuña de empuje, con subsidencia tectónica nula durante la fase de estado estacionario; un onlap estratigráfico relativamente pequeño impulsado solo por el crecimiento del “retro-wedge”; y por un relleno de la cuenca que registra la fase de crecimiento completa de la cadena montañosa.
- Las cuencas foreland son sinorogénicas, donde el volumen de sedimentos se deposita en una depresión de la cuenca en la antifosa (“foredeep”), extendiendo desde la cabalgadura frontal a lo largo de la placa foreland.
- La sedimentación en este tipo de cuencas está dominada por el aporte de sedimentos del cinturón orogénico, sin embargo, también hay sedimentación que proviene del lado opuesto de la cuenca, particularmente al inicio, en el desarrollo de la cuenca.
- El relleno temprano de las cuencas foreland es rico en cuarzo y pobre en feldespato, originado esencialmente de fuentes cratónicas, mientras que después los depósitos son más ricos en fragmentos de roca derivados de las fuentes orogénicas.
- Las cuencas foreland presentan una evolución estratigráfica que está relacionada con los controles geodinámicos en la subsidencia y el aporte de sedimento. Los depósitos más antiguos de cuencas foreland son predominantemente de grano fino, usualmente sedimentos turbidíticos que se acumularon en profundidades de aguas de ambiente de talud y cuenca, que pasan en algunos casos a carbonatos de aguas someras depositados cerca del “forebulge” flexural.
- Los depósitos tardíos de cuencas foreland son predominantemente de agua somera o continentales y tipificados con el término post-orogénico.
- El sistema de cuenca foreland contiene principalmente cuatro zonas depositacionales siendo a partir del frente topográfico en adelante: el “wedgetop”, “foredeep”, “forebulge”

y “backbulge”, sin embargo, no siempre se presentan las cuatro depozonas en una cuenca, siendo el “foredeep” el más común.

- La cuenca pro-foreland registra subsidencia acelerada sobre un intervalo relativamente corto de la orogénesis. En contraste, la cuenca retro-foreland registra la historia completa de la cuenca con una subsidencia uniforme inicial durante el crecimiento de la cadena montañosa, y por lo tanto del “retro-wedge” de empuje, seguido de subsidencia nula durante el estado estacionario cuando el “retro-wedge” no acreciona material nuevo.
- Las cuencas foreland con secuencias que contienen yacimientos de hidrocarburos son objetivos muy importantes para la exploración petrolera en todo el mundo. Con base en estadísticas, las cuencas foreland tienen la tasa de éxito más grande en la exploración petrolera, cerca del 62.6% de las cuencas foreland producen gas y aceite comercial, y el 29 de entre las 136 cuencas foreland tienen los campos más grandes de aceite y gas.
- Para México, a partir del Cretácico Superior comenzó un periodo de esfuerzos compresionales, conocido como Orogenia Laramide, originando la formación del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, compuesto de rocas mesozoicas; como resultado, después del frente deformado se originaron importantes cuencas foreland, tales como la Cuenca de Chicontepec y Veracruz.
- Durante el Paleoceno-Eoceno se produjo una subsidencia por flexura de la corteza al oriente del cinturón, formando la antefosa (foredeep) de la cuenca foreland de Chicontepec, actuando como contrafuerte la Plataforma de Tuxpan.
- Grandes eventos erosivos después de la formación de la Cuenca de Chicontepec y las características ambientales originaron corrientes de turbidez submarinas, debido a la fuerte pendiente originada por el basculamiento Laramídico, dando lugar al Paleocanal de Chicontepec, desarrollándose canales y lóbulos, así como depósitos de gravedad en abanicos submarinos.
- La erosión del Orógeno de la Sierra Madre Oriental durante el Cenozoico Inferior, aportó sedimentos siliciclásticos y calcáreos de la parte noroccidente y occidente de la cuenca, mientras que del oriente, la Paleo-plataforma de Tuxpan aportó sedimentos calcáreo-arcillosos; y al sur del paleo-cañón, el Macizo de Teziutlán aportó sedimentos derivados de rocas metamórficas; estos sobreyacen discordantemente al paleo-relieve laramídico del Mesozoico.
- El Grupo Chicontepec del Paleoceno-Eoceno Inferior, dentro del Paleocañón de Chicontepec presenta diversos atributos estratigráficos y paleo-sedimentarios, los cuales se dividen en tres megasecuencias litoestratigráficas: Inferior, Medio y Superior, correspondiendo con las unidades 1, 2 y 3 respectivamente.
- Las megasecuencias se limitan por cuatro superficies discordantes respectivamente: la discontinuidad basal del límite Cretácico-Cenozoico y las Discordancias A, B y C, las cuales

indican periodos intermitentes de sedimentación, con progración y tendencia a acuñarse hacia el noreste y sureste.

- El Paleocañón de Chicontepec se asocia con dos eventos de deformación principales, los cuales dieron lugar a estructuras secundarias, siendo el plegamiento de la Orogenia Laramide y un sistema de fallas laterales con desarrollo de fracturas.
- La Cuenca de Chicontepec se clasifica como cuenca foreland de retro-arco, asociado a un margen tipo Andino, pues se sitúa detrás del arco magmático, vinculándose con la subducción de la placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica.
- La evolución stratigráfica de la Cuenca de Chicontepec, de acuerdo a las tres megasecuencias (Inferior, Media y Superior) que se tienen presentes, es semejante a los modelos de foreland de la megasecuencia vertical de la Cuenca Foreland Alpina Norte de Suiza, pues los depósitos más antiguos de Chicontepec, correspondiendo a la Megasecuencia Inferior son predominantemente de grano fino debido a depósitos turbidíticos que se acumularon en ambientes de aguas profundas y los depósitos posteriores, como los de la Megasecuencia Media, aunque son turbidíticos, son más arenosos, formando lóbulos y canales, los cuales tienen buen potencial almacenador.
- La Unidad 1 se compone de depósitos intercalados de areniscas arcillosas, siliciclásticas y calcáreas; la Unidad 2 presenta estratos tabulares y lateralmente continuos formados por cuerpos lenticulares dispersos areno-arcillosos formando lóbulos canalizados, provenientes de los flujos de turbiditas de la parte norte del paleo-cañón de Chicontepec, los cuales están intercalados entre flujos de calcarenitas arcillosas y cementadas; finalmente, en la Unidad 3 existen deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros masivos y con alta arcillosidad.
- Debido a que en esta cuenca, la Plataforma de Tuxpan sirvió como contrafuerte, deteniendo la litosfera; la longitud perpendicular de la cuenca al frente de la SMO es más corta (de 40 a 80 km) que la anchura promedio de las cuencas foreland (100 a 300 km), por lo que no se desarrollaron todas las zonas de depocentros en la cuenca, como el “forebulge” y el “backbulge”, sino únicamente el foredeep o antefosa, en donde se ubican las tres megasecuencias.
- El “wedgetop” tampoco se formó, puesto que la interacción que tiene la cuenca con el cinturón de la SMO es del tipo simple, tal como en la Cuenca Foreland Alpina Norte.
- El sistema petrolero en la Cuenca de Chicontepec se clasifica como un sistema híbrido, presentando una significativa deformación estructural (fallas laterales) que afectan a las turbiditas, principalmente asociadas con abanicos submarinos, superficies de erosión y rellenos de paleocanal.
- Los yacimientos de la Cuenca de Chicontepec se ubican en cuerpos lenticulares independientes de arenas a profundidades variables de 800 a 2 400 m, en donde la

presión original en la mayoría de los yacimientos se encuentra en el orden de 220 kg/cm^2 , con temperatura de fondo de $65\text{-}75^\circ\text{C}$.

- Para la cuenca de Chicontepec, las formaciones generadoras son jurásicas y cenozoicas, en donde las primeras tienen un potencial generador de hidrocarburos líquidos con menor volumen de gases, mientras que las formaciones del Grupo Chicontepec tienen principalmente potencial generador de gas con volúmenes menores de aceite.
- La migración de este sistema se dio principalmente en sentido vertical ascendente, siendo las fallas laterales, las que constituyen las principales rutas de migración.
- El mayor interés que se tiene como rocas almacenadoras se encuentra en la Megasecuencia Media (Unidad 2) entre las discontinuidades A y B, pues presenta gran cantidad de depósitos sedimentarios con geometría de lóbulos, barras de desborde y canales distributarios con espesores de 2 a 30 m.
- La Megasecuencia Superior (Unidad 3) se considera regionalmente como roca sello de la cuenca, pues tiene una porosidad muy baja, debido a que se compone principalmente de una mezcla de materiales gruesos y finos. Esta megasecuencia no presenta potencial de almacenamiento de hidrocarburos, únicamente algunos cuerpos aislados de areniscas ubicados en su base.
- Principalmente se tienen trampas estratigráficas por la geometría de los depósitos, así como trampas estructurales debidas a fallas laterales.
- La sincronía que ocurrió en el sistema petrolero de Chicontepec se debió a que diversos elementos y procesos ocurrieron en el momento preciso, como el origen del Paleocanal debido a la erosión durante el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, que las secuencias clásticas que se depositaron no sufrieron deformación significativa por la Orogenia Laramide y el tiempo de maduración para la generación de hidrocarburos en capas inferiores dentro de la zona (Jurásico), proporcionaron una sincronía excelente.
- Administrativamente, para PEMEX Exploración y Producción (PEP), la Cuenca de Chicontepec forma parte del activo Aceite Terciario del Golfo, el cual se conforma de 29 campos divididos en 8 sectores.
- La Cuenca de Chicontepec es económicamente estratégica para la industria petrolera, pues posee gran volumen de hidrocarburos; al 1 de enero de 2012 se estimó una reserva 3P de 17 036,6 MMbpce, reflejando el gran potencial de producir hidrocarburos y la necesidad de exploración e inversión en esta cuenca.
- Una característica de los campos en esta cuenca es el decaimiento de su producción debido a la disminución rápida en la presión de los yacimientos; los factores de recuperación de hidrocarburos son muy bajos (1-2% para aceite y 5% en gas natural), por eso es necesario la implementación de nuevas tecnologías para incrementar los factores.
- A pesar de que esta cuenca se conoce desde hace más de 70 años, no se ha tenido el éxito esperado, por lo que es necesario realizar una gran inversión con nuevas tecnologías que

permitan desarrollar los campos de manera eficiente, considerando la complejidad geológica de la cuenca.

- La Cuenca de Veracruz tiene un origen relacionado con procesos de flexura litosférica gracias a los esfuerzos laramídicos compresionales del Cretácico tardío-Cenozoico temprano, lo cual causó el levantamiento de la sierra de Zongolica y la subsidencia en el límite este, la cual forma la Cuenca Foreland de Veracruz.
- La Cuenca de Veracruz es una cuenca foreland de retro-arco, asociada a un margen de tipo Andino, pues se ubica detrás del arco magmático, junto frente a la SMO y el Frente Tectónico Sepultado, relacionándose con la subducción de la Placa Farallón.
- La Cuenca de Veracruz, así como se presenta de manera general en las cuencas foreland, es sinorogénica, formándose al mismo tiempo que el levantamiento de la SMO y la formación del Frente Tectónico Sepultado.
- La fuente de aporte sedimentario de esta cuenca, como lo dicta el modelo genérico, proviene principalmente del orógeno adyacente, siendo la Sierra de Zongolica (SMO), acumulándose estos en el “wedgetop” y “foredeep” o antefosa.
- La evolución estratigráfica de la Cuenca de Veracruz es característica de las cuencas foreland, pues los depósitos más antiguos son predominantemente de grano fino, depositados en ambientes turbidíticos de aguas profundas, pasando a ser depósitos de grano más grueso para los sedimentos más recientes.
- Se definen dos secciones de zonación en esta cuenca: el “wedgetop” sobre el Frente Tectónico Sepultado y el “foredeep”, donde presenta el máximo depocentro.
- Debido a que la Cuenca Retro-Foreland de Veracruz se relaciona con el Frente Tectónico Sepultado se dice que es compleja, tal como ocurre en la Cuenca Adriática.
- Se reconocen cinco subsistemas generadores en la Cuenca de Veracruz: Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Superior, Paleógeno y Neógeno; los cuales cargaron de hidrocarburo a los Plays Cenozoicos de la Cuenca de Veracruz: Secuencias arcillosas del Eoceno Medio, Mioceno y Plioceno Inferior.
- La migración de hidrocarburos que se dio en la Cuenca de Veracruz se dio principalmente por las fallas laterales originadas por la Orogenia Chiapaneca y superficies discordantes.
- Los Plays Cenozoicos principales de la Cuenca de Veracruz son: Flujos de clastos de Talud y Pie de Talud, Oligoceno, Abanicos y Canales de Pie de Talud y Abanico de Piso de Cuenca.
- La roca almacén de esta cuenca son principalmente secuencias de areniscas y conglomerados con facies de canal y lóbulos, dentro de los abanicos submarinos.
- La Cuenca de Veracruz se conforma principalmente de trampas mixtas con una combinación estructural y estratigráfica, debido al cambio de facies y la gran cantidad de fallas que presenta por los esfuerzos de deformación de la Orogenia Laramide y la Orogenia Chiapaneca.

- De acuerdo a PEP, los campos más importantes de gas para la Cuenca de Veracruz son: Playuela, Lizamba, Vistoso, Apertura, Arquimia y Papán, cuyas secuencias almacenadoras se relacionan con el proceso de formación de la Cuenca Retro-Foreland.
- La producción histórica máxima que se ha tenido en esta provincia es de 1 010 millones de pies cúbicos diarios. La producción acumulada total al 1 de enero de 2013 es de 3 424.9 MMMpc de gas y 81.9 millones de barriles de aceite.
- En el centro y oeste de China, las cuencas foreland representan uno de los más importantes yacimientos de hidrocarburos, y para distinguirlas a nivel regional se dividieron en tres tipos estructurales: cuenca foreland superpuesta, retrógrada y reformativa, cada una con características del sistema petrolero distintas.
- Las cuencas foreland superpuestas, como la Depresión Kuqa de la Cuenca Tarim, se caracterizan por dos etapas de desarrollo temprano y tardío de la cuenca foreland; típicamente contienen por lo menos dos capas generadoras de hidrocarburos, una depositada en el desarrollo temprano del foreland y otra en la etapa tardía.
- Las cuencas foreland retrógradas, como la Cuenca Oeste Sichuan, se caracterizan por tener rocas generadoras asociadas con sedimentos depositados durante etapas tempranas del desarrollo de la cuenca.
- Las cuencas foreland reformativas, como la Cuenca Norte Qaidam, contienen rocas generadoras ricas en materia orgánica lacustre, depositadas durante el Cenozoico tardío.
- Las cuencas foreland superpuestas se caracterizan por formarse gracias a los esfuerzos compresionales originados por la intensa subducción del Paleo-océano de Tethys debajo de la placa Tarim durante el Triásico, y posteriormente un moldeamiento por la colisión intensa entre las placas de India y Asia, convirtiendo las cuencas en cuencas foreland rejuvenecidas.
- El rejuvenecimiento de las cuencas foreland Chinas, permitió la acumulación enriquecida de gas durante el Cenozoico tardío.
- Las cuencas foreland retrógradas en China se caracterizan por tener un conjunto de rocas carbonatadas de facies de plataforma, distribuidas en el cinturón de empuje y el cinturón levantado, así como no presentar cuencas foreland rejuvenecidas, pero sí yacimientos de gas ajustados por el tectonismo del periodo Himalayo (Paleógeno).
- Las cuencas foreland reformativas se caracterizan por presentar etapas múltiples de tectonismo, dando lugar a los cinturones de empuje rejuvenecidos y las estructuras de empuje transformante, debido al movimiento izquierdo transformante de la Falla Altyn.

Bibliografía

A

- Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005). *Basin Analysis. Principles and Applications*. 2da edición. Blackwell Publishing, Oxford.
- Allen, P.A., Burgess, P.M., Galewsky, J. y Sinclair, H.D. (2001). *Flexural-eustatic numerical model for drowning of the Eocene perialpine carbonate ramp and implications for Alpine geodynamics*. Bulletin Geological Society of America, 113, 1052-1066.
- Allen, P.A.; Homewood, P. y Williams, G.D. (1986). *Foreland Basins: An Introduction*. Foreland Basins. International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Allen, P.A., Crampton, S. y Sinclair, H.D. (1991). *Inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland*. Basin Research, 3, 143-163.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H.V. (1980). *Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction*. Science, 208, 1095-1108.
- Arellano Gil, Javier (2013). *Geología Petrolera de Sistemas Depositacionales Clásicos de Aguas Profundas (Turbiditas)*. Apuntes de la asignatura Geología del Petróleo. Facultad de Ingeniería (FI), UNAM. Inédito.
- Atwater, T. (1970). *Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America*. Geological Society of America Bulletin, 81, 3513-3535.
- Atwater, T. (1989). *Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America*, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*. The geology of North America, vol. N. Boulder, CO, Geological Society of America, 21-72.

B

- Bally, A.W. y Snelson, S. (1980). *Realms of subsidence*. En: *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence* (Ed. Por A.D. Miall). Canadian Society Petroleum Geologists Memoir. 6, 9-75.
- Barazangi, M. y Dorman, J. (1969). *World seismicity map compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data, 1961-1967*. Bulletin Seismology Society America, 59, 369-380.
- Beaubouef, R.T., and Friedmann, S.J. (2000). *High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intraslope basins, western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs*, en Weimer P., Slatt R.M., Coleman J., Rossen N.C., Nelson H., Bouma A.H., Styzen M.J., Lawrence D.T., eds., *Deepwater reservoirs of the world*, 20th Annual Research Conference Proceedings. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, Houston, TX, 40-60.
- Beaumont, C. (1981). *Foreland basins*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65, 291-329.
- Beck, R.A., Vondra, C.G., Filkins, J.E. y Olander, J.D. (1988). *Syntectonic sedimentation and Laramide basement thrusting, Cordilleran foreland: Timing of deformation*. En: *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt* (ed. C.A. Schmidt y W.J. Jr. Perry), Memoir Geological Society of America, 171, 465-487.
- Berger, W.H. (1973). *Cenozoic sedimentation in the eastern tropical Pacific*. Geological Society of America Bulletin, 84, 1941-1954.
- Bertotti, G., Picotti, V., and Cloetingh, S. (1998). *Lithospheric weakening during "retroforeland" basin formation: tectonic evolution of the central South Alpine foredeep*. Tectonics, 17, 131-142.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M. Jr, Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C. (1986). *The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America*. En: *Foreland Basins* (ed. P.A. Allen y P. Homewood), Special Publication International Association of Sedimentology, 8, 41-61.

- Bitter Mark, R. (1993). *Sedimentation and Provenance of Chicontepec Sandstones with Implications for Uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlán Massif East Central Mexico*. Gcssepm Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings.
- Bohannon, R.G., and Parsons, T. (1995). *Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions*. Geological Society of America Bulletin, 107, 937–959.
- Bond, G.C., Kominz, M.A., and Sheridan, R.E. (1995). *Continental terraces and rises*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 149–178.
- Bosworth, W., Huchon, P., and McClay, K. (2005). *The Red Sea and Gulf of Aden basins*. Journal of African Earth Sciences, 43, 324–378.
- Bradley, D.C., and Kidd, W.S.F. (1991). *Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps*. Geological Society of America Bulletin, 103, 1416–1438.
- Burg, J.P., Guiraud, M., Chen, G.M. y Li, G.C. (1984). *Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China)*. Earth and Planetary Science Letters, 69, 391–400.
- Burke, K, y Dewey, J. K. (1973). *Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks*. Journal of Geology, 81, 406–433.
- Burke, K. (1972). *Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger delta*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 56, 1975–1983.
- Busby-Spera, C.J. (1988a). *Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California: evidence from a marine volcanoclastic apron*. Geological Society of America Bulletin, 100, 218–233.
- Busby-Spera, C.J. (1988b). *Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States*. Geology, 16, 1121–1125.
- Busby-Spera, C.J., Mattinson, J.M., Riggs, N.R., and Schermer, E.R. (1990). *The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran Deserts and the Sierran-Klamath region: similarities and differences in paleogeographic evolution*. Geological Society of America Special Paper, 255, 325–338.

C

- Cameron, T.D.J., Crosby, A., Balson, P.S., Jeffrey, D.H., Lott, G.K., Bulat, J., and Harrison, D.J. (1992). *United Kingdom offshore regional report: the geology of the southern North Sea*. HMSO for the British Geological Survey, Londres, 152 p.
- Cardozo, N. y Jordan, T. (2001). *Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina*. Basin Research, 13, 335–358.
- Carrapa, B. (2009). *Tracing exhumation and orogenic wedge dynamics in the European Alps with detrital thermochronology*. Geology, 37, 1127–1130.
- Carrapa, B., and Garcia-Castellanos, D. (2005). *Western Alpine back-thrusting as subsidence mechanism in the Tertiary Piedmont basin (western Po Plain, NW Italy)*. Tectonophysics, 406, 197–212.
- Centeno García, Elena (2012). *Interior de la Tierra*. Apuntes de la asignatura de Tectónica. Facultad de Ingeniería (FI), UNAM. Inédito.
- Chiang, C-S., Yu, H-S., and Chou, Y-W. (2004). *Characteristics of the wedge-top depozone of the southern Taiwan foreland basin system*. Basin Research, 16, 65–78.
- Christie-Blick, N., and Biddle, K.T. (1985). *Deformation and basin formation along strike-slip faults*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 1–34.
- Clague, D.A. (1981). *Linear island and seamount chains, aseismic ridges and intraplate volcanism: results from DSDP*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 32, 7–22.
- Cloos, M. (1993). *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. Geological Society of America Bulletin, 105, 715–737.
- CNH-UNAM (2012). *Apoyo técnico especializado para el Modelo Geológico, Estructural, Sedimentario y de Yacimientos de los campos del Paleocanal de Chicontepec denominados: Furbero,*

Coyotes, Palo Blanco, Humapa, Miquetla, Aragón, así como de la actualización de los modelos en función de la nueva información respecto a los campos Tajín y Agua Fría. UNAM, Facultad de Ingeniería, noviembre 2012 (Inédito).

- Condie, Kent C. (2003). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, 4ta edición. Ed. Butterworth Heinemann, Gran Bretaña.
- Cooper, M.A., and Williams, G.D., eds. (1989). *Inversion tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 44, 375 p.
- Corona Baca, Martin Alfonso. (2010). *Estratigrafía de Secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Cox, A. (1973). *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*. W.H. Freeman, San Francisco.
- Crampton, S.L. y Allen, P.A. (1995). *Recognition of forebulge unconformities associated with early-stage Foreland Basin development – example from the North Alpine Foreland Basin*. Boletín de la AAPG, 79, 1495-1514.
- Critelli, S., and Le Pera, E. (1994). *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. Journal of Sedimentary Research, A64, 824–835.
- Crouch, J.K., and Suppe, J. (1993). *Late Cenozoic tectonic evolution of the Los Angeles basin and inner California borderland: a model for core complex-like crustal extension*. Geological Society of America Bulletin, 105, 1415–1434.
- Crowell, J.C. (1974a). *Sedimentation along the San Andreas fault, California*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 19, 292–303.
- Crowell, J.C. (1974b). *Origin of late Cenozoic basins in southern California*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 22, 190–204.
- Crowell, J.C. (2003a). *Evolution of Ridge basin, southern California: an interplay of sedimentation and tectonics*. Geological Society of America Special Paper, 367, 247 p.
- Crowell, J.C. (2003b). *Tectonics of Ridge basin, southern California*. En Crowell, J.C., ed., *Evolution of Ridge basin, southern California: an interplay of sedimentation and tectonics*. Geological Society of America Special Paper, 367, 157–203.
- Crowell, J.C. and Link, M.H., eds. (1982). *Geologic history of Ridge basin southern California*. Libro 22. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, 304 p.

D

- DeCelles, P.G. y Giles, K.A. (1996). *Foreland Basin systems*. Basin Research, 8, 105-123.
- DeRito, R.F., Cozzarelli, F.A. and Hodge, D.S. (1983). *Mechanism of subsidence of ancient cratonic rift basins*. Tectonophysics, 94, 141–168.
- Dewey, J.F. (1980). *Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries*. Geological Association of Canada Special Paper, 20, 553–573.
- Dewey, J.F., and Burke, K. (1974). *Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny*. Geology, 2, 57–60.
- Dickinson, W.R. (1974). *Plate tectonics and sedimentation*. En: *Tectonics and Sedimentation* (Ed. Por W.R. Dickinson), Pub. Esp. 22, 1-27. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Ángeles.
- Dickinson, W.R. (1974a). *Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 19, 230–239.
- Dickinson, W.R. (1976a). *Plate tectonic evolution of sedimentary basins*. American Association of Petroleum Geologists. Continuing Education Course Notes Series. 1, 62 p.
- Dickinson, W.R. (1976b). *Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in western North America*. Canadian Journal of Earth Sciences, 13, 1268–1287.
- Dickinson, W.R. (1981a). *Plate tectonic evolution of the southern Cordillera*. Arizona Geological Society Digest, 14, 113–135.
- Dickinson, W.R. (1981b). *Plate tectonics and the continental margin of California*. En Ernst, W.G., ed., *The geotectonic development of California*. Rubey, vol. 1. Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall, 1–28.

- Dickinson, W.R. (1995). *Forearc basins*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 221–261.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T.F. (2001). *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*. Geological Society of America Bulletin, 113, 1142–1160.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T.F. (2003). *Sequential intercontinental suturing as the ultimate control for Pennsylvanian Ancestral Rocky Mountains deformation*. *Geology*, 31, 609–612.
- Dickinson, W.R., and Seely, D.R. (1979). *Structure and stratigraphy of forearc regions*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 2–31.
- Dickinson, W.R., and Snyder, W.S. (1978). *Plate tectonics of the Laramide orogeny*. Geological Society of America Memoir, 151, 355–366.
- Doglioni, C., Mongelli, F. y Pialli, G. (1998). *Boudinage of the Alpine Belt in the Apenninic back-arc*. En: *Results of the CROP03 Deep Seismic Reflection Profile* (ed. G. Pialli, M. Barchi y G. Minelli), Memorie della Societa Geologica Italiana, 52, 457-468.
- Dorobek, S.L. (1995). *Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins: Controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology*. En: *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins* (ed. S.L. Dorobek y G.M. Ross), SEPM (Society for Sedimentary Geology) Publicación especial, 52, 127-147.
- Dypvik, H., Sandbakken, P.T., Postma, G., and Mork, A. (2004). *Early post-impact sedimentation around the central high of the Mjolnir impact crater (Barents Sea, Late Jurassic)*. *Sedimentary Geology*, 168, 227–247.

E

- Einsele, G. (1985). *Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: genesis and significance*. *Geology*, 13, 249–252.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins. Evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag. Alemania.
- Escalera Alcocer, José Antonio (2010). *Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México*. Trabajo de ingreso a la Academia de Ingeniería.

F

- Ford, M. (2004). *Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external Orogenic wedges and flexural foreland basins*. *Basin Research*, 16, 361-375.

G

- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P.E., Li, X., and Buffler, R.T. (2000). *Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 84, 1743–1774.
- Gawthorpe, R.L., and Leeder, M.R. (2000). *Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins*. *Basin Research*, 12, 195–218.
- Graham, S.A., Dickinson, W.R., and Ingersoll, R.V. (1975). *Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in Appalachian-Ouachita system*. Geological Society of America Bulletin, 86, 273–286.
- Guo Lingzhi, Zhu Wenbin, Ma Ruishi, Sun Yan y Wang Feng (2003). *Discussion on the structural coupling*. *Geotectonica et Metallogenia*, 27(3): 197-205.
- Gurnis, M., Eloy, C. y Zhong, S. (1996). *Free-surface formulation of mantle convection; II, Implication for subduction-zone observables*. *Geophysical Journal International*, 127, 719-727.
- Gutierrez Paredes, Hilda Clarisa (2005). *Áreas de proveniencia de los clásticos del Mioceno Medio y Superior de la Cuenca de Veracruz*. Tesis de Maestría. UNAM, FI.

H

- Hamilton, W. (1979). *Tectonics of the Indonesian region*. United States Geological Survey Professional Paper 1078, 345 p.
- Hidalgo Caraveo, Faviola Margarita (2006). *El sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Hoffman, P.F., Dewey, J.F., and Burke, K. (1974). *Aulacogens and their genetic relation to geosynclines with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 19, 38–55.

- Horton, B.K. (2012). *Cenozoic evolution of hinterland basins in the Andes and Tibet*. University of Texas, Austin, EUA. En: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. (eds. Cathy Busby, Antonio Azor). Blackwell Publishing Ltd. 30 Jan 2012.
- Horton, B.K. y DeCelles, P.G. (1997). *The modern foreland basin system adjacent to the central Andes*. *Geology*, 25, 895-898.
- Horton, B.K., Hampton, B.A., LaReau, B.N., and Baldell on, E. (2002). *Tertiary provenance history of the northern and central Altiplano (central Andes, Bolivia): A detrital record of plateau-margin tectonics*. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 711–726.
- Howell, P.D., and van der Pluijm, B.A. (1999). *Structural sequences and styles of subsidence in the Michigan basin*. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 974–991.
- Hubbert, M.K. y Rubey, W.W. (1959). *Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting*. *Bulletin Geological Society of America*, 70, 115-166.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., and Schultz-Ela, D.D. (2009). *The paradox of minibasin subsidence into salt: Clues to the evolution of crustal basins*. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 201–221.

I

- Ingersoll, R.V. (1988). *Tectonics of sedimentary basins*. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1704–1719.
- Ingersoll, R.V. (1997). *Phanerozoic tectonic evolution of central California and environs*. *International Geology Review*, 39, 957–972.
- Ingersoll, R.V. (2008a). *Subduction-related sedimentary basins of the U.S.A. Cordillera*. En Miall, A.D., ed., *The sedimentary basins of the United States and Canada. Sedimentary Basins of the World*, vol. 5. Amsterdam, Elsevier, 395–428.
- Ingersoll, R.V. (2008b). *Reconstructing southern California*. En Spencer, J.E., and Titley, S.R., eds., *Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits*. Arizona Geological Society Digest 22, 409–417.
- Ingersoll, R.V., and Busby, C.J. (1995). *Tectonics of sedimentary basins*. En Busby, C.J., y Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 1–51.
- Ingersoll, R.V., and Rumelhart, P.E. (1999). *Three-stage evolution of the Los Angeles basin, southern California*. *Geology*, 27, 593–596 (Corrección, 27, 864).
- Ingersoll, R.V., Dickinson, W.R., and Graham, S.A. (2003). *Remnant-ocean submarine fans: largest sedimentary systems on Earth*. En Chan, M.A., and Archer, A.W., eds., *Extreme depositional environments: mega end members in geologic time*. *Geological Society of America Special Paper*, 370, 191–208.
- Ingersoll, Raymond V. (2012). *Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature*. Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Ángeles, California. En: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. (eds. Cathy Busby, Antonio Azor). Blackwell Publishing Ltd. 30 Jan 2012. pp. 2-43.

J

- Jia Chengzao, Gu Jiayu y Zhang Guangya (2002). *Geological constraints of giant and medium-sized fields in Kuqa depression*. *Chinese Science Bulletin*, 47: 49-55.
- Jia Chengzao, Wei Guoqi, Li Benliang, Xiao Ancheng y Ran Qigui (2003). *Tectonic Evolution of Two Epochs Foreland Basin and its control for natural gas accumulation in Middle-Western China*. *Acta Petrolei Sinica*, 24(2): 13-17.
- Johnson, D.D. y Beaumont, C. (1995). *Preliminary results from a planform kinematic model of Orogen evolution, surface processes and the development of Clastic Foreland Basin Stratigraphy*. En: *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins* (Ed. Por S.L. Dorobek y G.M. Ross), Pub. Esp. 52, 3-24. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Ángeles.
- Jordan, T.A. (1995). *Retro-arc foreland and related basins*. En: *Tectonics of Sedimentary Basins* (Ed. Por C.J. Busby y R.V. Ingersoll), 331-363. Blackwell Science, Oxford.
- Jordan, T.E. (1981). *Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 2506–2520.

- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. (1986). *The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation*. American Journal of Science, 286, 737-764.

K

- Kanamori, H. (1986). *Rupture process of subduction-zone earthquakes*. Annual Reviews of Earth and Planetary Science, 14, 293-322.
- Karig, D.E. (1970). *Kermadec arc-New Zealand tectonic confluence*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13, 21-29.
- Karig, D.E., and Moore, G.F. (1975). *Tectonically controlled sedimentation in marginal basins*. Earth and Planetary Science Letters, 26, 233-238.
- Karner, G.D. y Watts, A.B. (1983). *Gravity-anomalies and flexure of lithosphere at mountains ranges*. Journal of Geophysics Research, 88, 449-477.
- Kinsman, D.J.J. (1975). *Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins*. En Fischer, A.G. and Judson, S., eds., *Petroleum and global tectonics*. Princeton, NJ, Princeton University Press, 83-126.
- Kuszniir, N.J. y Park, R. G. (1987). *The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness*. En: *Continental Extensional Tectonics* (eds. M.P. Coward, J.F. Dewey y P.L. Hancock), Special Publication Geological Society of London, 28, 35-52.

L

- Labaume, P., Séguret, M, y Seyve, C. (1985). *Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South Pyrenean basin*. Tectonics, 4, 661-686.
- Lawton, T.F. (1994). *Tectonic setting of Mesozoic sedimentary basins, Rocky Mountain region, United States*. En Caputo, M.V., Peterson, J.A., and Franczyk, K.J., eds., *Mesozoic systems of the Rocky Mountain region, USA. Rocky Mountain Section, Society for Sedimentary Geology, Denver, 1-25*.
- Leeder, M.R. (1995). *Continental rifts and proto-oceanic rift troughs*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 119-148.
- Leeder, M.R., and Gawthorpe, R.L. (1987). *Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins*. Geological Society of London Special Publication, 28, 139-152.
- Li Yong (1998). *On coupling relationships between Longmenshan foreland basin and Longmenshan orogenic belt*. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 17(2): 77-81.
- Lonsdale, P. (1975). *Sedimentation and tectonic modification of the Samoan archipelagic apron*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59, 780-798.
- López Aguirre, Daniel. (2008). *Origen, evolución e importancia económica petrolera de la Cuenca de Chicontepec*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- López Beltrán, Osvaldo Joaquín (2013). *Evaluación Petrolera y Métodos de Explotación del Campo Agua Fría en la Cuenca de Chicontepec*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Loza Espejel, Roberto. (2014). *Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos*. Tesis de Licenciatura (Ingeniero Geólogo). México, D.F., UNAM, FI.

M

- Malinverno, A. y Ryan, W.B.F. (1986). *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, 227-245.
- Mancktelow, N.S. (1985). *The Simplon Line: A major displacement zone in the western Lepontine Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 78, 73-96.
- Marsaglia, K.M. (1995). *Interarc and backarc basins*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 299-329.
- Martínez M. et al. (2005). *Modelo sismoestratigráfico de la porción norte de la Cuenca Terciaria de Veracruz, México*. Inédito.

- Matter, A., Homewood, P., Caron, C., van Stuijvenberg, J., Weidmann, M. y Winkler, W. (1980). *Flysch and Molasse of western and central Switzerland*. En: *Geology of Switzerland, a Guide Book* (ed. por R. Trumphy). Swiss Geological Commission, 261-293.
- Matthews, Wendy et. al. (2007). *Controls on fluviolacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: Insights from outcrop analogs*. AAPG Bulletin. V. 91, no. 10, pp. 1367-1403.
- Meneses Rocha, J.J. (2001). *Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems*. En: C. Bartolini, T. Buffler, y A. Cantu-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, p. 271-291.
- Mervine, Evelyn (2011). *Why are there Earthquakes and Volcanoes in Japan? In Response to: Magnitude 8.9 Earthquake & Tsunami in Japan*. AGU Blogosphere.
- Miall, A.D. (1995). *Collision-related foreland basins*. En: Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 393–424.
- Miall, A.D. (2008). *The southern midcontinent, Permian basin, and Ouachitas*. En Miall, A.D., ed., *The sedimentary basins of the United States and Canada Sedimentary Basins of the World*, vol. 5. Amsterdam, Elsevier, 297–327.
- Minster, J.B. y Jordan, T.H. (1978). *Present-day plate motions*. Journal of Geophysical Research, 83, 5331-5354.
- Molnar, and Atwater, T. (1978). *Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to age of subducted oceanic lithosphere*. Earth and Planetary Science Letters, 41, 330–340.
- Moore, G.F., and Karig, D.E. (1976). *Development of sedimentary basins on the lower trench slope*. Geology, 4, 693–697.

N

- Naylor, M. y Sinclair, H.D. (2007). *Punctuated thrust deformation in the context of doubly Vergent Thrust Wedges: implications for the localization of uplift and exhumation*. Geology, 35, 559-562.
- Naylor, M. y Sinclair, H.D. (2008). *Pro- vs. retro-foreland basins*. Basin Research, 1-19.
- Nicholson, C., Sorlien, C.C., Atwater, T., Crowell, J.C., and Luyendyk, B.P. (1994). *Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system*. Geology, 22, 491–495.
- Nicolas, A. (1985). *Novel type of crust produced during continental rifting*. Nature, 315, 112–115.
- Nilsen, T.H., and Sylvester, A.G. (1995). *Strike-slip basins*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 425–457.
- NOAA (2009). Recuperado el 6 de septiembre de 2013. Página web: www.noaa.gov

O

- O’Dale, C. (2010). *Impact Crater Explorations*.
- Obispo González, Dacia (2013). *Estudio diagenético de los estratos del Mioceno Superior en el subsuelo del campo petrolero Papan en la Cuenca Terciaria de Veracruz, México*. Tesis de Maestría. México, UNAM, FI.
- Ori, G.G. y Friend, P.F. (1984). *Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, 12, 475-478.

P

- Padilla y Sánchez, R.J. (1985). *Las Estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí*. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, vol. 6, núm. 1, p.1-20.
- Parsons, B. y Sclater, J.G. (1977). *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry with heat flow and age*. Journal of Geophysical Research, 82, 803-827.
- Pemex Exploración y Producción (PEP), (2005). *Proyecto Chicontepec. Región Norte*.
- Pemex Exploración y Producción (PEP), (2009). *Digitalización y Actualización de la Cartografía Geológica de una Porción de la Cuenca de Chicontepec. Tomo I, Informe*.

- Pemex Exploración y Producción (PEP), (2011). *Bloque Altamira*. Resumen Ejecutivo, Activo Integral Poza Rica-Altamira.
- Pemex, (2013). *Las reservas de hidrocarburos de México*. Publicación anual al 1 de enero de 2013.
- PetroChina (2013). Recuperado el 13 de noviembre de 2013. Página web: [http://www.petrochina.com.cn/Ptr/About PetroChina/Core Business/Exploration and production /](http://www.petrochina.com.cn/Ptr/About/PetroChina/Core_Business/Exploration_and_production/)
- Petróleos Mexicanos (Pemex), (2008). *Planeación de la Perforación en el Proyecto Aceite Terciario del Golfo Periodo 2008-2013*. Inédito.
- Petróleos Mexicanos (Pemex), (2010). *Programa de Perforación del Pozo Tlacolula-19*. Información de carácter confidencial.
- Petróleos Mexicanos (Pemex), (2012). *Las Reservas de Hidrocarburos de México*. Publicación anual.
- Pindel, J.L. (1994). *Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean*. En: S.K. Donovan, y T.A. Jackson, eds., *Caribbean geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, UWI Publishers, p. 12-39.
- Pollack, H.N. y Chapman, D.S. (1977). *On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness*. *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- Price, R.A. (1973). *Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies*. En DeJong, K.A., and Scholten, R., eds., *Gravity and tectonics*. New York, John Wiley and Sons, 491–502.
- Purser, B.H., and Bosence, D.W.J., eds. (1998). *Sedimentation and tectonics in rift basins: Red Sea: Gulf of Aden*. New York, Chapman and Hall, 663 p.

Q

- Qin Shengfei, Zhao Mengjun, Song Yan, Liu Shaobo, Hong Feng y Zhang Chaojun (2005). *The gas accumulation process in Western Sichuan Foreland Basin*. *Earth Science Frontiers*, 12(4): 517-524.

R

- Raisz, Erwin. (1964). *Landforms of Mexico*. Cambridge, Mass., EUA. Office of Naval Research, Geography Branch.
- Reading, H.G. (1980). *Characteristics and recognition of strike-slip fault systems*. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 4, 7–26.
- Ricci Lucchi, F. (1986). *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. En: *Foreland Basins* (ed. P.A. Allen y P. Homewood), Special Publication International Association of Sedimentologists, 8, 105-140. Blackwell Scientific, Oxford.
- Ritts, B.D., Weislogel, A., Graham, S.A., and Darby, B.J. (2009). *Mesozoic tectonics and sedimentation of the giant polyphase nonmarine intraplate Ordos basin, western North China block*. *International Geology Review*, 51, 95–115.
- Romero, Marcos (2013). *Geología de Exploración*. Diplomado en Geociencias. Halliburton, México, D.F. Inédito.
- Royden, L. (1993). *The tectonic expression of slab pull at convergent plate boundaries*. *Tectonics*, 12, 303-325.

S

- Salvador, A. (1991). *Triassic-Jurassic*. En: Salvador, A. (ed.). *The Gulf of Mexico Basin*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. J., p. 131-180.
- Sánchez Guzmán, Luis Daniel. (2013). *Evaluación Geológico-Económica de un Sector de Chicontepec*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Santillán Piña, Noé y Aguayo, C.J.E. (2011). *Facies sedimentarias turbidíticas del Terciario Inferior en la Cuenca de Chicontepec, Centro-Oriente de México*. *Ingeniería Investigación y Tecnología*. Vol. XII, Num. 3, p. 337-352.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E. y Klaper, E.M. (1997a). *Controls of erosional denudation in the orógeno on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example*. *Tectonics*, 16, 823-840.

- Schlunegger, F., Leu, W. y Matter, A. (1997b). *Sedimentary sequences, seismofacies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group (OMM) of central Switzerland*. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, 81, 1185-1207.
- Schneider, C.L., Hummon, C., Yeats, R.S., and Huftile, G.L. (1996). *Structural evolution of the northern Los Angeles basin, California, based on growth strata*. Tectonics, 15, 341–355.
- Schwab, F.L. (1986). *Sedimentary “signatures” of foreland basin assemblages: real or counterfeit?* En: Allen, P.A., Homewood, P. (eds). *Foreland basins*. Int. Assoc. Sedimentol Spec. Publ. 8, Blackwell, Oxford, p. 395-410.
- Sclater, J.G., Anderson, R.N., and Bell, M.L. (1971). *Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific*. Journal of Geophysical Research, 76, 7888–7915.
- Sengor, A.M.C. (1976). *Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens*. Geology, 4, 779–782.
- Sengor, A.M.C. (1987). *East Asia tectonic collage*. Nature, 318, 16-17.
- Sengor, A.M.C. (1995). *Sedimentation and tectonics of fossil rifts*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 53–117.
- Sengor, A.M.C. and Burke, K. (1978). *Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications*. Geophysical Research Letters, 5, 419–421.
- Sengor, A.M.C., Burke, K., and Dewey, J.F. (1978). *Rifts at high angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine graben as an example*. American Journal of Science, 278, 24–40.
- Shah, A.K., Brozena, J., Vogt, P., Daniels, D., and Plescia, J. (2005). *New surveys of the Chesapeake Bay impact structure suggest melt pockets and target-structure effect*. Geology, 33, 417–420.
- Shimamoto, T. (1985). *The origin of large or great thrust-type earthquakes along subducting plate boundaries*. Tectonophysics, 119, 37-65 .
- Simpson, G.H.D. (2006). *Modelling interactions between Fold Thrust Belt deformation, Foreland flexure and surface mass transport*. Basin Research, 18, 125-143.
- Sinclair, H.D. (1997). *Tectono-stratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective*. Geological Society of America Bulletin. 109, 324-346.
- Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. y Watts, A.B. (1991). *Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: An example from the central Alps, Switzerland*. Tectonics, 10, 599-620.
- Sitian, L., Shigong, Y., and Jerzykiewicz, T. (1995). *Upper Triassic-Jurassic foreland sequences of the Ordos basin in China*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 52, 233–241.
- Smith, G.A., and Landis, C.A. (1995). *Intra-arc basins*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 263–298.
- Song Yan, Zhao Mengjun, Liu Shaobo, Hong Feng y Qin Shengfei (2006). *Oil and gas accumulation of foreland basin in China*. Geological Review, 52(1): 85-92.
- Song Yan, Zhao Menjun, et al. (2010). *Oil and Gas Accumulation in the Foreland Basins, Central and Western China*. Acta Geologica Sinica (English Edition), Vol. 84, No. 2, pp. 382-405, Abril 2010.
- Stein, C.A. and Stein, S. (1992). *A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age*. Nature, 359, 123–129.
- Stewart, S.A. y Allen, P.J. (2002). *A 20-km-diameter multi-ringed impact structure in the North Sea*. Nature, 418, 520–523. (Also see Discussion and Reply, 428.)
- Stewart, S.A. y Allen, P.J. (2005). *3D seismic reflection mapping of the Silverpit multi-ringed crater, North Sea*. Geological Society of America Bulletin, 117, 354–368.

T

- Taylor, B., and Karner, G.D. (1983). *On the evolution of marginal basins*. Reviews of Geophysics and Space Physics, 21, 1727–1741.
- tenBrink, U.S., Marshak, S., and Bruna, J-L. G. (2009). *Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: insight from observations and sandbox models of northeastern Caribbean plate*. Geological Society of America Bulletin, 121, 1522–1536.

- Trop, J.M., and Ridgway, K.D. (1997). *Petrofacies and provenance of a Late Cretaceous suture zone thrust-top basin, Cantwell basin, central Alaska Range*. Journal of Sedimentary Research, 67, 469–485.

U

- Underwood, M.B., and Moore, G.F. (1995). *Trenches and trench-slope basins*. En Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell Science, 179–219.

V

- Varilla Abad, Sergio (2009). *Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Veracruz*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Vázquez Covarrubias, Emilio (2010). *Los gases de la Cuenca de Veracruz: origen, distribución y perspectivas exploratorias*. Tesis de Maestría. IPN, ESIA.
- Vázquez Morín, Ángel. (2008). *Evaluación Petrolera y Métodos de Exploración en la Cuenca de Chicontepec*. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Vine, F. y Matthews, D.H. (1963). *Magnetic anomalies over ocean ridges*. Nature, 199, 947-949
- Viniegra O., Francisco (1965). *Geología del Macizo de Teziutlán y de la Cuenca Cenozoica de Veracruz*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vo. XVII, Números 7-12, p. 101-163.

W

- Wernicke, B.P. (1992). *Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera*. En Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., and Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran orogen: conterminous U.S.* The Geology of North America, G-3. Boulder, CO, Geological Society of America, 553–581.
- Wheeler, H.E. (1964). *Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy*. Geological Society of America Bulletin, 75, 599-610.
- Willett, S.D. y Brandon, M.T. (2002). *On steady states in Mountain Belts*. Geology, 30, 175-178.
- Willett, S.D.; Beaumont, C. y Fullsack, P. (1993). *Mechanical model for the tectonics of doubly Vergent Compressional Orogens*. Geology, 21, 371-374.
- Wilson, J. T. (1965). *Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies SW of Vancouver Island*. Science, 150, 482-485.
- Worrall, D.M., and Snelson, S. (1989). *Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt*. En Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., *The geology of North America: an overview*. The Geology of North America, A. Boulder, CO, Geological Society of America, 91–138.
- Wu Shixiang, Jin Zhijun, Tang Liangjie y Bai Zhenrui (2008). *Characteristics of Triassic Petroleum Systems in the Longmenshan Foreland Basin, Sichuan Province, China*. Acta Geologica Sinica, 82(3): 554-561.

Z

- Zhang Lin, Wei Guoqi, Wang Zecheng, Wu Shixiang y Shen Yuhong (2004). *Analysis of formation mechanism of Sinian Dengying Formation in Gaoshiti-Moxi structure belt in Sichuan basin*. Natural Gas Geoscience, 15(6): 584-589.