



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**DESARROLLO DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN
CUENCAS TIPO FORELAND CON EJEMPLOS DE MÉXICO Y EL
MUNDO**

TESIS

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

**PRESENTA
GÓMEZ ISLAS CARLOS ADRÍAN**

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



MÉXICO, D.F.

ENERO DE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DESARROLLO DE YACIMIENTOS PETROLEROS EN CUENCAS TIPO FORELAND CON EJEMPLOS DE MÉXICO Y EL MUNDO

Carlos Adrian Gómez Islas

Director: Ing. Javier Arellano Gil



Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Enero 2015

Agradecimientos.

La elaboración de este trabajo marca el término de una de las etapas más importantes de mi vida donde años de esfuerzo, dedicación y estudio han hecho de mí un profesional comprometido con su país y con un profundo sentido de honestidad, responsabilidad y amor por el conocimiento.

Es para mí un inmenso orgullo iniciar mi vida profesional como Ingeniero Petrolero egresado de la máxima casa de estudios, la Facultad de Ingeniería de la UNAM y por ello quiero agradecer a:

A mis padres Elvia y Javier, que siempre me apoyaron y jamás dejaron de creer en mí, en especial por su amor y comprensión. Este triunfo es de ustedes.

A mi hermana Mariel, que es mi más grande motivo para ser siempre el mejor. Espero estés orgullosa de mí.

A Jose Alfredo, Arqui, Paco Jons, Pedrito, Patricio, Erick, Latin, Blanca, Angel, Misa, Hugo, Goyo, Chava, Muffin, Oscar, Vic, Cristino, Patito, Ximenita y todos mis amigos de la facultad por todos los increíbles momentos que vivimos durante nuestra etapa universitaria, siempre los llevare en mi corazón.

A mi hermano Francisco quien siempre ha sido mi fuente de inspiración para lograr lo increíble.

A mi novia Geraldine que con su amor, apoyo y motivación ha sido parte fundamental de este logro y de muchos más que vendrán. "A tu lado el mundo ya está a nuestros pies, for ever and ever babe..."

A mis amigos Grande, Shiovas, Vargas, Karla, Tania, Jonas, Cuco, Polilla, Erick, Chanwis, Viry, Miguel, Cynthia, Massiel, Diana, Alanis y todos los amigos que la vida me dio pues cada aventura y momento vivido es una historia que me llena de alegría recordar.

A Dogoweb Networks que me permitio
soñar y alcanzar éxitos increíbles.

A mis tios y mis primos, en especial
Karen, Tito y Mario que son como
hermanos para mí.

A Ángel, el Ingeniero, Mike, Adrian,
Alex, Sandrita y demás amigos de
NeoRed que han sido una fuente de
admiración e inspiración por su gran
profesionalismo.

A mi director de tesis, el Ing. Javier
Arellano Gil por brindarme su
amistad, tiempo y esfuerzo para la
realización de este trabajo.

A mis sinodales Ing. Jose Bernardo
Martell Andrade, Ing. Javier Arellano
Gil, Ing. Hector Erick Gallardo
Ferrera, M.C. Iza Canales Garcia e
Ing. Jose Juventino Sanchez Vela
por su tiempo y dedicación en la
revisión de este trabajo.

A Dios, que me puso en este camino
y me dio la oportunidad de cumplir
el sueño de ser un Ingeniero
Petrolero.

A la Facultad de Ingenieria pues en
sus aulas he logrado mi formación
profesional.

A la UNAM por darme el privilegio y orgullo
de estudiar en la máxima casa de estudios.

Carlos Gómez
Por mi raza hablará el espíritu.

Índice

Índice	I
Resumen	VI
Abstract.....	X
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos.....	1
1.1.1 Generales.....	1
1.1.2 Específicos.....	1
1.2 Metas	2
1.3 Definición de Cuenca Foreland.....	3
1.4 Distribución de Cuencas tipo foreland.....	4
1.4.1 Características generales	4
1.4.2 Cuencas Foreland en el Mundo.....	5
1.4.3 Cuencas Foreland en Norteamérica.....	8
1.4.4 Cuencas Foreland en México.....	9
1.5 Importancia Económica de las Cuencas tipo Foreland.....	9
Capítulo 2. Las Cuencas Sedimentarias y su Ambiente Tectónico	12
2.1 Introducción.....	12
2.2 Estructura de la Tierra.....	13
2.2.1 Discontinuidades	13
2.3 Capas Composicionales.....	15
2.3.1 Corteza.....	15
2.3.1.1 Corteza Oceánica	15
2.3.1.2 Corteza Continental.....	16
2.3.2 Manto.....	16
2.3.2.1 Manto Superior.....	17
2.3.2.2 Manto Inferior.....	17
2.3.3 Núcleo	17

2.3.3.1 Limite Manto-Núcleo.....	17
2.3.3.2 Composición del Núcleo.....	19
2.4 Zonación Reológica de la Tierra.....	19
2.4.1 Litosfera.....	21
2.4.2 Astenósfera.....	22
2.4.3 Mesosfera.....	22
2.4.4 Núcleo Externo.....	23
2.4.5 Núcleo Interno.....	23
2.4.6 Capa "D".....	24
2.4.7 Endosfera.....	24
2.5 Movimiento de Placas.....	25
2.5.1 Límites de Placas.....	26
2.5.2 Límites Divergentes.....	26
2.5.3 Límites Convergentes.....	27
2.5.4 Fallas Transformantes y zonas de Fractura.....	28
Capítulo 3. Clasificación de las Cuencas Sedimentarias	29
3.1 Introducción.....	29
3.2 Mecanismos Generadores, de Subsistencia y potencial de preservación.....	29
3.3 Criterios de clasificación.....	32
3.4 Clasificación de Cuencas según su Marco Tectónico.....	32
3.4.1 Marco Tectónico Divergente.....	40
3.4.1.1 Rifts Continentales.....	41
3.4.1.1.1 Mecanismos de Rifts Continentales.....	43
3.4.1.2 Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales.....	43
3.4.2 Marco Tectónico Intraplaca.....	44
3.4.2.1 Márgenes continentales intraplaca.....	44
3.4.2.1.1 Configuración plataforma-talud-cuenca.....	44
3.4.2.1.2 Configuración transformante.....	45
3.4.2.1.3 Zonas marginales continentales progradantes.....	46
3.4.2.2 Cuencas Intracratónicas.....	46
3.4.2.3 Plataformas Continentales.....	47
3.4.2.4 Cuencas oceánicas activas.....	47
3.4.2.5 Islas Oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas.....	48
3.4.2.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables.....	48
3.4.3 Marcos Tectónicos Convergentes.....	50
3.4.3.1 Estructuras de la zona de subducción.....	50
3.4.3.2 Sistemas arco-trincheras.....	52
3.4.3.2.1 Trincheras.....	53
3.4.3.2.2 Cuencas por trincheras y taludes.....	53
3.4.3.2.3 Cuencas de antearco.....	54
3.4.3.2.4 Cuencas de intraarco.....	55
3.4.3.3 Cuencas de trasarco.....	56
3.4.3.3.1 Cuencas oceánicas de trasarco.....	57
3.4.3.3.2 Cuencas continentales de trasarco.....	58
3.4.3.4 Cuencas Foreland.....	58

3.4.3.4.1 Cuencas Retroforeland	59
3.4.3.4.1.1 Cuencas foreland de retroarco	59
3.4.3.4.1.2 Cuencas retroforeland colisionales	60
3.4.3.4.1.3 Cuencas retroforeland rotas	61
3.4.3.4.2 Cuencas proforeland	62
3.4.3.5 Cuencas oceánicas remanentes	63
3.4.3.6 Cuencas wedgetop	64
3.4.3.7 Cuencas hinterland	64
3.4.4 Marcos Tectónicos Transformantes	65
3.4.4.1 Marcos asociados a fallas de rumbo	65
3.4.4.1.2 Cuencas Transpresionales	67
3.4.4.1.3 Cuencas Transrotacionales	68
3.4.5 Marco Tectónico Híbrido y Mixto	69
3.4.5.1 Cuencas en Regiones Híbridadas	69
3.4.5.1.1 Aulacógenos	69
3.4.5.1.1.1 Impactógenos	70
3.4.5.1.1.2 Cuencas de antepaís roto colisional	71
3.4.5.1.1.3 Cuencas Halocinéticas	71
3.4.5.1.1.4 Cuencas por impacto de meteoritos	72
3.4.5.1.1.5 Cuencas subsecuentes	73
Capítulo 4. Cuencas Tipo Foreland	74
4.1 Definición de Cuenca Foreland	74
4.2 Clasificación de Cuencas Foreland	75
4.2.1 Cuencas Retro-Foreland	77
4.2.2 Cuencas Pro-Foreland	77
4.3 Petrografía de los depósitos de las Cuencas Foreland	78
4.4 Evolución de una cuenca foreland	79
4.5 Zonas de Depósito del Sistema de Cuencas Foreland	79
4.5.1 Wedge-top	79
4.5.2 Foredeep	80
4.5.3 Forebulge	81
4.5.4 Back-bulge	81
4.6 Dinámica de las cuñas orogénicas	81
4.7 Modelo de cuencas foreland	82
4.7.1 Modelo de carga final	82
4.7.1.1 Evolución estratigráfica	82
4.7.1.2 Historias de subsidencia total	83
4.7.2 Modelo de Distribución de Carga	85
4.7.2.1 Onlap de márgenes cratónicos	87
4.7.2.2 Frentes de deformación	88
4.7.2.3 Espesor y profundidad de la cuenca	88
4.7.2.4 Cronoestratigrafía del relleno de cuenca	89

Capítulo 5. Ejemplos de Cuencas Tipo Foreland en México y el Mundo. 93

5.1 Introducción.	93
5.2 Ejemplos de México.	93
5.2.1 Cuenca de Chicontepec.	93
5.2.1.1 Aspectos Generales.	93
5.2.2 Ubicación.	94
5.2.3. Fisiografía.	95
5.2.4. Marco Geológico Regional.	96
5.2.4.1. Evolución Geológica.	96
5.2.4.2. Estratigrafía de la Provincia Tampico-Misantla.	100
5.2.4.3. Marco Tectónico-Estructural.	101
5.2.4.4. Aspectos Sedimentológicos-Estratigráficos.	103
5.2.1.5 Sistema Petrolero.	110
5.2.1.5.1 Roca Generadora.	111
5.2.1.5.2 Migración.	111
5.2.1.5.3 Roca Almacenadora.	111
5.2.1.5.4 Roca Sello.	113
5.2.1.5.5 Trampas.	113
5.2.1.5.5.1 Trampas por Variación de la Permeabilidad.	113
5.2.1.5.5.2 Trampas Combinadas.	115
5.2.2 Cuenca de Veracruz.	115
5.2.2.1 Aspectos Generales.	115
5.3.2 Ubicación.	116
5.2.2.3 Fisiografía.	117
5.2.2.4 Marco Geológico.	118
5.2.2.4.1 Evolución Geológica.	118
5.2.2.4.2 Estratigrafía de la Cuenca de Veracruz.	120
5.2.2.4.3 Modelo Sedimentario.	123
5.2.2.4.4 Marco Tectónico Estructural.	124
5.2.2.5 Sistema Petrolero.	125
5.2.2.5.1 Roca Generadora.	125
6.3.1.4.2 Migración.	126
6.3.1.4.3 Roca Almacenadora y Sello.	126
6.3.1.4.4 Trampas.	127
5.3. Ejemplos en el Mundo.	128
5.3.1 Cuencas tipo Foreland en China.	128
5.3.2 Cuencas tipo Foreland en Rusia.	132
5.3.3 Cuencas tipo Foreland en Italia.	133

Capítulo 6. Desarrollo de Yacimientos en Cuencas Tipo Foreland en México y el Mundo. 136

6.1 Consideraciones Generales.	136
6.2 Desarrollo de Yacimientos en Cuencas Tipo Foreland.	138
6.2.1 Perforación de Pozos.	138

6.2.2 Perforación Direccional.....	138
6.2.3 Perforación de Pozos de Alcance Extendido.	140
6.2.4 Perforación de Pozos No Convencionales.....	141
6.2.5 Mantenimiento de Pozos.....	143
6.2.6 Fracturamiento.	144
6.2.6.1 Proyecto Piloto Hectárea Fracturada.	146
6.2.7 Sistemas Artificiales de Producción (SAP).....	150
6.2.7.1 Bombeo Mecánico.	151
6.2.7.2 Bombeo Neumático.	152
6.2.8 Métodos de Recuperación Mejorada.	155
6.2.8.1. Inyección de Agua.	155
6.2.8.2 Prueba de Inyección Continua de CO ₂	157
6.3 Ejemplo Proyecto Agua Fría – Coapechaca en México.....	159
6.3.1 Modelo Geológico, Geofísico y Petrofísico.	160
6.3.2 Estrategia de Explotación.....	163
6.3.3 Volumen Original y Reservas.	165
6.3.4 Pozo Agua Fría 811.....	166
6.4. Ejemplo Campo Spraberry en Estados Unidos de América.....	168
6.4.1 Aspectos Generales.....	168
6.4.2 Descripción Geológica.	168
6.4.3 Historial de Producción.....	170
6.4.4. Mantenimiento de Pozos y Fracturamiento.	172
Conclusiones.	173
Bibliografía.	177

Resumen

Una cuenca sedimentaria se puede definir como una depresión topográfica en la corteza terrestre correspondiente a una región donde se acumulan sedimentos, en estas, su espesor puede ir desde cientos hasta miles de metros y con extensiones de hasta millones de km². Se forman como resultado de la subsidencia de la Corteza Terrestre producida principalmente por eventos tectónicos de diversa naturaleza con variaciones en el nivel del mar. En función de sus relaciones tectónicas, las cuencas sedimentarias tienen una gran variación en cuanto a su tamaño, tiempo de vida y potencial de preservación.

El criterio de clasificación mejor aceptado para las cuencas sedimentarias es de acuerdo al tipo de escenario o límite de placas más cercano (divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes, híbridos o mixtos), la proximidad a los límites de placas, y al tipo y características de las secuencias estratigráficas.

Las cuencas Foreland o también llamadas Foredeep, se ubican en el margen externo del cinturón orogénico en dirección a la corteza continental sin deformar, este levantamiento topográfico es generalmente lo suficientemente amplio para causar un flexionamiento del cratón continental, el que ocurre como respuesta a un proceso geodinámico relacionado con el cinturón orogénico y asociado a un sistema de subducción, crea una depresión que se extiende más allá de donde ocurrió el engrosamiento de la corteza sobre el cratón continental. La cuenca creada recibe el material sedimentario producto de la erosión proveniente de las montañas generadas donde ocurrió el cinturón de deformación. Se caracterizan por ser largas y elongadas con un perfil asimétrico, además de tener altos índices de aporte de sedimentos y múltiples variaciones de facies.

A nivel mundial existe gran cantidad de cuencas tipo foreland, las más importantes para la industria petrolera se encuentran en China, Rusia, Estados Unidos y México.

En México se tienen dos importantes cuencas tipo foreland productoras de hidrocarburos, la Cuenca de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz, juntas representan más del 30% de las reservas totales del país. Debido a que el frente de la Sierra Madre Oriental es muy amplio existen otras Cuencas Foreland en la zona pero no se han evaluado con detalle para conocer su potencial petrolero.

La Cuenca de Chicontepec se ubica dentro de la Provincia Tampico-Misantla, desde el punto de vista geológico comprende una historia que comienza en el Triásico, sin embargo, la Cuenca de Chicontepec abarca el Paleoceno y Eoceno únicamente. Las trampas más comunes en Chicontepec son formadas por cuerpos lenticulares, en la mayoría son areniscas intercaladas con lutitas de origen turbidítico por lo que la producción es en lóbulos y rellenos de canal.

La Cuenca de Veracruz se formó sobre un cinturón de pliegues y fallas inversas del mesozoico, cuyo relleno se alterna entre lutitas, areniscas y conglomerados, con una amplia distribución y gran variación litológica. Las secuencias turbidíticas se formaron a partir 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.

La perforación de pozos en yacimientos en cuencas tipo foreland no se realiza en la mayoría de los casos de forma convencional, ya que una trayectoria vertical no es la más adecuada considerando los espesores de los yacimientos, que son especialmente delgados, en cambio, se realiza mediante la perforación direccional, una técnica clave en la explotación de este tipo de yacimientos pues permite desviar el agujero a lo largo de una trayectoria horizontal donde con el mismo pozo se pueden extraer los hidrocarburos acumulados en diferentes zonas simultáneamente.

Al ser más rentable la explotación de hidrocarburos ubicados en diferentes zonas con el mismo pozo, la perforación de pozos de alcance extendido es una práctica muy común y recomendada para este tipo de yacimientos. En este tipo de pozos la relación del desplazamiento horizontal es al menos dos veces mayor que la profundidad vertical, por lo que existe una mayor sección en contacto con el yacimiento y por lo tanto un drenado más eficiente de las zonas almacenadoras de hidrocarburos.

Otras prácticas utilizadas para conseguir la mayor recuperación del volumen original es perforar pozos; altamente desviados, multilaterales e hidráulicamente fracturados, además de la instalación desde un inicio de sistemas artificiales adecuados para evitar las rápidas caídas de presión; a este tipo de pozos se les conoce como pozos no convencionales.

Debido a que las caídas de presión en este tipo de yacimientos son en muchos casos especialmente rápidas, es importante mantener los pozos en condiciones de producción favorables. El mantenimiento preventivo y correctivo debe proporcionarse puntualmente para no elevar los costos de producción.

El fracturamiento hidráulico permite mejorar las condiciones de flujo mediante la apertura de canales generados por la inyección de un fluido al vencer la resistencia de la roca, estos canales se mantienen abiertos al introducir un apuntalante que mantiene la fractura abierta. En este tipo de yacimientos el mantener las condiciones de los yacimientos en óptimas condiciones para su explotación depende en gran parte a las tareas de fracturamiento hidráulico realizadas.

Desde que la explotación de hidrocarburos en la Cuenca de Chicontepec fue retomada como Proyecto Aceite Terciario del Golfo (ATG), se han aplicado de forma regular estas técnicas de desarrollo de yacimientos. En 2013 se perforaron 23 pozos no convencionales, los cuales fueron de costo y riesgo operacional mayor, pero para yacimientos de poco espesor se demostró que la eficiencia de explotación es considerablemente mayor y debe ser una práctica utilizada siempre para aumentar la recuperación del volumen original de hidrocarburos en la cuenca.

La producción en la Cuenca de Chicontepec ha dependido principalmente de las tareas de fracturamiento que se realizan. En 2012, durante pruebas piloto de fracturamiento hidráulico, campos que contaban con producciones del orden de 100 barriles diarios o menos, tuvieron aumentos en su producción de hasta un 549% mayor después de cambiar a una configuración de terminación con multifractura utilizando un fluido viscoelástico libre de polímeros y con esferas biodegradables divergentes como apuntalante.

Debido al éxito obtenido con las tareas de fracturamiento hidráulico realizadas en los campos de la Cuenca de Chicontepec, se han realizado proyectos importantes para el desarrollo de nueva tecnología. Un ejemplo de ello es el Proyecto Piloto Hectárea Fracturada, donde mediante la perforación de varios pozos horizontales paralelos desde una Macropera y con varias etapas de fracturamiento transversal por pozo, se obtuvo un aumento de producción importante, como en el caso del Pozo Escobal 197 que aumentó su producción de 1000 bpd hasta 4800 bpd de gasto inicial.

En la Cuenca de Veracruz los proyectos actuales de explotación tienen como objetivos el asegurar la continuidad de producción de aceite y gas. Actualmente el desarrollo de yacimientos también se realiza desde Macroperas a fin de optimizar el desarrollo de yacimientos, disminuir costos de perforación y minimizar el impacto al medio ambiente y afectación a las comunidades cercanas.

Para aumentar la producción se cuenta con un programa operativo de reparaciones mayores y menores. Dentro de las técnicas utilizadas se encuentran cedazos expandibles, empaques expandibles combinados con camisas deslizables, tuberías de revestimiento ranuradas, tubing less y empacamientos de arenas para mejorar la productividad.

Una de las prácticas que se han llevado a cabo recientemente, tanto en la Cuenca de Chicontepec como en la Cuenca de Veracruz, es la instalación de Sistemas Artificiales de Producción desde un inicio, como el Bombeo Neumático y Bombeo Mecánico, para aumentar los porcentajes de recuperación. Ha resultado importante implementar métodos de recuperación secundaria como la Inyección de Agua o la Inyección Continua de CO₂ para reducir las caídas de presión en los yacimientos aunque en varios casos la declinación de la producción persistió.

Abstract

A sedimentary basin can be defined as a topographic depression corresponding to a region where crustal sediments accumulate, in these, the thickness can range from hundreds to thousands of meters, and with extensions of up to million km².

They are formed as a result of subsidence of the Earth's crust caused mainly by tectonic events of various types with variations in sea level. Depending on their tectonic relationships, sedimentary basins have a wide variation in size, lifetime and potential preservation.

The best accepted classification criteria for sedimentary basins is according to the type of scene or nearest plate boundary (divergent, intraplate, convergent, transformants , hybrid or mixed); proximity to plate boundaries, type and characteristics of the stratigraphic sequences.

The Foreland Basins or also called Foredeep, are located in the outer margin of the orogenic belt toward the undeformed continental crust, this survey is generally large enough to cause flexing of the continental craton, which occurs in response to a process geodynamic related orogenic belt and associated with a subduction system, creates a depression that extends beyond where the crustal thickening occurred on the continental craton. The basin receives sediment material created due to erosion from the generated mountains where the belt deformation occurred. They are characterized by long and elongated with an asymmetrical profile, have high rates of sediment facies and multiple variations

Globally there are plenty kind of foreland basins, the most important for the oil industry are in China, Russia, United States and México

In Mexico there are two major hydrocarbon producing type of foreland basins, Chicontepec Basin and the Veracruz Basin, together have over 30 % of total reserves. Because the

front of the Sierra Madre Oriental is very wide there are other Foreland Basins in the area but have not been assessed in detail to know its oil potential.

The Chicontepec Basin is located in the Tampico- Misantla Province, from the geological point of view, it includes a story that begins in the Triassic, however, Chicontepec Basin covers only the Paleocene and Eocene. The most common oil traps in Chicontepec are formed by lenticular bodies in most sandstones interbedded with shales of turbiditic origin for the production is filled lobes and channel filling.

The Veracruz basin formed over a belt of folds and thrust faults of the Mesozoic, which alternates between filling shales, sandstones and conglomerates, with a wide distribution and wide lithological variation. The turbidite sequences are formed from terrigenous who crossed platform transported and sedimented by a system of submarine paleocanyon on the floor of the basin forming talus deposits and submarine delta.

Drilling wells in reservoirs of foreland basins is not performed, in the majority of cases, in a conventional way as a vertical path is not adequate considering the thickness of the deposits, especially thin, instead it is made by directional drilling, a key technique in the extraction of hydrocarbons in this type of reservoir because it lets divert the hole along a path where the same horizontal well can extract the hydrocarbons accumulated in different areas simultaneously.

Because it is more profitable the extract of hydrocarbons located in different areas with the same well, the drilling of extended-reach wells is a common and recommended practice in such fields. In a well of extended reach horizontal displacement ratio is at least twice than the vertical depth, so there is a greater section in contact with the reservoir and hence a more efficient drainage of the oil -storing areas.

Other practices applied to achieve the maximum recovery of the original volume is drilling wells; highly deviated, multilateral and hydraulically fractured, and the installation from the beginning of suitable artificial systems to avoid the rapid pressure drop; to such wells are known as unconventional wells.

Because the pressure drops too fast in this type of reservoirs, it is important to keep the wells in optimal conditions. The preventive and corrective maintenance should be provided adequately to does not raise the production costs.

Hydraulic fracturing can improve the flow conditions by opening channels generated by injection of a fluid to overcome the resistance of the rock, these channels are kept open by introducing a proppant to keep an open fracture. In this type of reservoir to maintain reservoir conditions in optimal conditions for their operation depends mostly on the tasks of fracking

Since the extraction of hydrocarbons in the Chicontepec Basin restarted as the “Proyecto Aceite Terciario del Golfo (ATG)”, have been applied in several times in this reservoir the development techniques mentioned. In 2013, 23 nonconventional wells were drilled, with higher operational cost and risk, but for this type of reservoir with such thickness, it was proved that it is the most efficiency way to extract hydrocarbons and it should be a practice used all the time to enhancing the recovery of the initial volume of hydrocarbons in the basin.

The production in the Chicontepec Basin has relied mainly on the tasks of fracturing. In 2012, during a pilot testing of hydraulic fracturing, some fields that had low productions, 100 barrels per day or less, had increases their production up to 549 % or more after the multi-fracturing settings, using a viscoelastic fluid free of Polymers and biodegradable spheres as proppant.

Due to the success of the hydraulic fracturing tasks performed in the oil fields of the Chicontepec Basin, there have been bigger projects for the development of new technology. An example of this is the pilot project of Fractured Hectare, where the drilling of several horizontal parallels wells from a Macopera and with multistage fracturing for cross well, it has an important increased of the production, as in the case of the Well Escobal 197 who increased his production from 1000 bpd to 4800 bpd of initial quota.

In the Veracruz Basin the current projects have the objective to ensure the continuity of the production of oil and gas. Currently the development of the reservoirs is made from

Macroperas in order to optimize the reservoir development, reduce drilling costs and minimize environmental impact and disruption to nearby communities

To increase production, there is an operating program of major and minor repairs. Among the techniques used are: expandable screens, expandable packers combined with sliding sleeves, slotted liner pipe, tubing and less sand packings are to improve productivity.

One of the practices that have taken place recently, in the Chicontepec Basin and in the Veracruz Basin, is the installation of “Artificial Production Systems” from the start, like Neumatic Pumping and Mechanical Pumping to increase rates recovery. It is important to implement secondary recovery methods such as water injection or continuous CO₂ injection to reduce pressure drops in the reservoir although in several cases the production decline persisted.

Capítulo 1. Introducción

1.1 Objetivos.

A continuación se describen los objetivos generales y específicos alcanzados en los 6 capítulos que comprende este trabajo.

1.1.1 Generales.

Describir las características geológicas más importantes de las cuencas tipo foreland considerando su relación e importancia con el sistema petrolero.

Presentar la forma en que se desarrollan los yacimientos petroleros en cuencas tipo foreland.

Documentar la importancia económica de los campos petroleros desarrollados en cuencas tipo foreland a nivel mundial con ejemplos representativos.

1.1.2 Específicos.

Analizar y describir las características principales de las cuencas foreland en México para tener un mejor entendimiento de ellas y así poder explotar y aprovechar sus recursos petroleros de una manera más eficiente.

Conocer las principales características de los campos petroleros desarrollados en cuencas tipo foreland en México, tomando como referencia las cuencas de Chicontepec y Veracruz.

Describir detalladamente las actividades de perforación de pozos y el desarrollo de los campos petroleros en cuencas tipo foreland.

Describir la importancia de los yacimientos que se encuentran en cuencas foreland y compararlos con otros a nivel mundial.

1.2 Metas

Elaborar un documento escrito actualizado donde se desarrolle detalladamente las principales características geológicas y petroleras de las cuencas tipo foreland.

Realizar un documento con información de actualidad para la industria petrolera en español acerca de las cuencas foreland ya que la mayoría de la información disponible está en inglés.

Presentar información actualizada acerca de la perforación y producción de campos petroleros en cuencas tipo foreland en México, que sirva como fuente de consulta para alumnos y profesionales interesados en el tema.

Con la recopilación, análisis y síntesis de toda la información disponible a nivel mundial, se busca conocer si las acciones tomadas para el desarrollo de campos petroleros en este tipo de cuencas sedimentarias son las adecuadas para la correcta explotación de sus yacimientos o que se debe realizar para mejorar los resultados.

Describir y documentar la importancia económica petrolera de las cuencas tipo foreland para la industria petrolera de México y del Mundo.

Como meta personal y profesional, profundizar y ampliar los conocimientos en tectónica de placas, geología estructural, análisis de cuencas, perforación y producción de pozos en yacimientos petroleros desarrollados sobre cuencas tipo foreland.

Con el desarrollo de este documento, el conocimiento y la experiencia adquirida, iniciar una nueva etapa profesional en la industria petrolera ejerciendo tanto para compañías nacionales como extranjeras buscando siempre la ampliación de los conocimientos adquiridos y crecer tanto personal como profesionalmente, mostrando siempre el orgullo ser egresado de la mejor universidad del país, la Universidad Nacional Autónoma de México, en la Facultad de Ingeniería.

1.3 Definición de Cuenca Foreland

Una cuenca foreland es una región con una depresión topográfica, donde ocurre la acumulación de sedimentos, formada en la corteza continental entre el cinturón orogénico y el cratón adyacente, generalmente como respuesta a un proceso geodinámico relacionado con el cinturón orogénico y asociado a un sistema de subducción que dan como resultado un cinturón de pliegues y cabalgamientos periférico o de retroarco (Decelles, 1996).

El sistema de cuencas foreland consiste en 4 zonas de depresión que podemos observar en la figura 1.1, estas se conocen como wedge-top, foredeep, forebulge y back-bulge, en las cuales el tipo de sedimento que las ocupa depende de la localización y el tiempo de depósito antes que su última relación geométrica con el cinturón de empuje (Decelles, 1996).

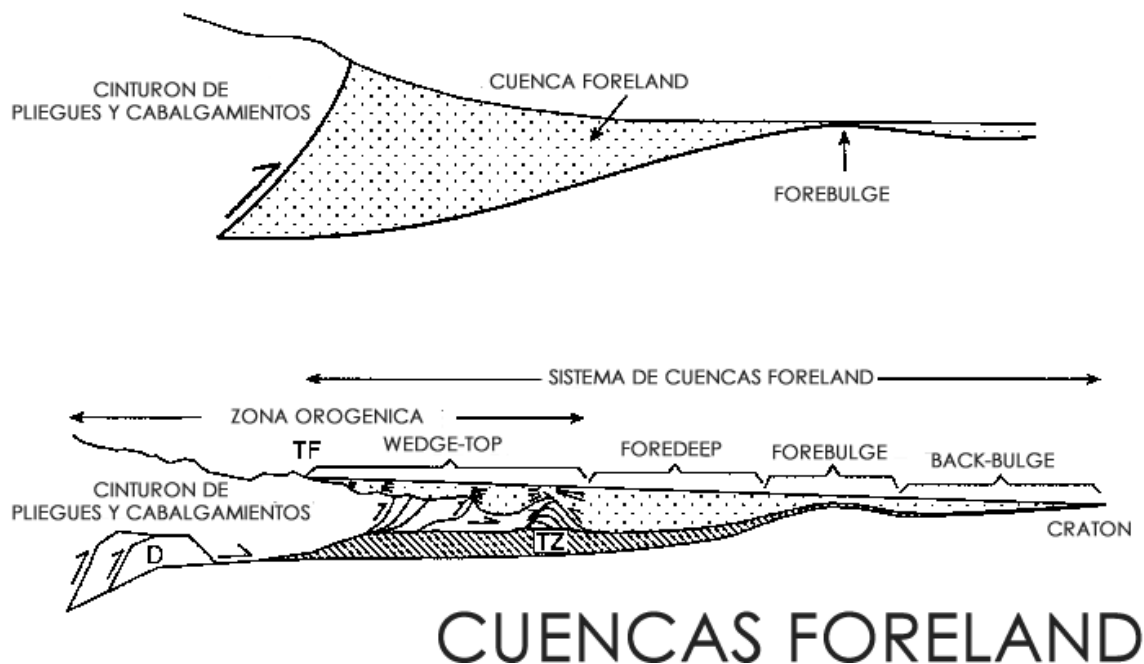


Figura 1.1 Vista en sección transversal de la geometría de una "típica" cuenca foreland y las zonas relacionadas (Modificada de Decelles, 1996)

1.4 Distribución de Cuencas tipo foreland

A nivel mundial existe una gran cantidad de campos petroleros que se encuentran produciendo en cuencas sedimentarias foreland. En la figura 1.2 se presenta su distribución mundial en el mapa.

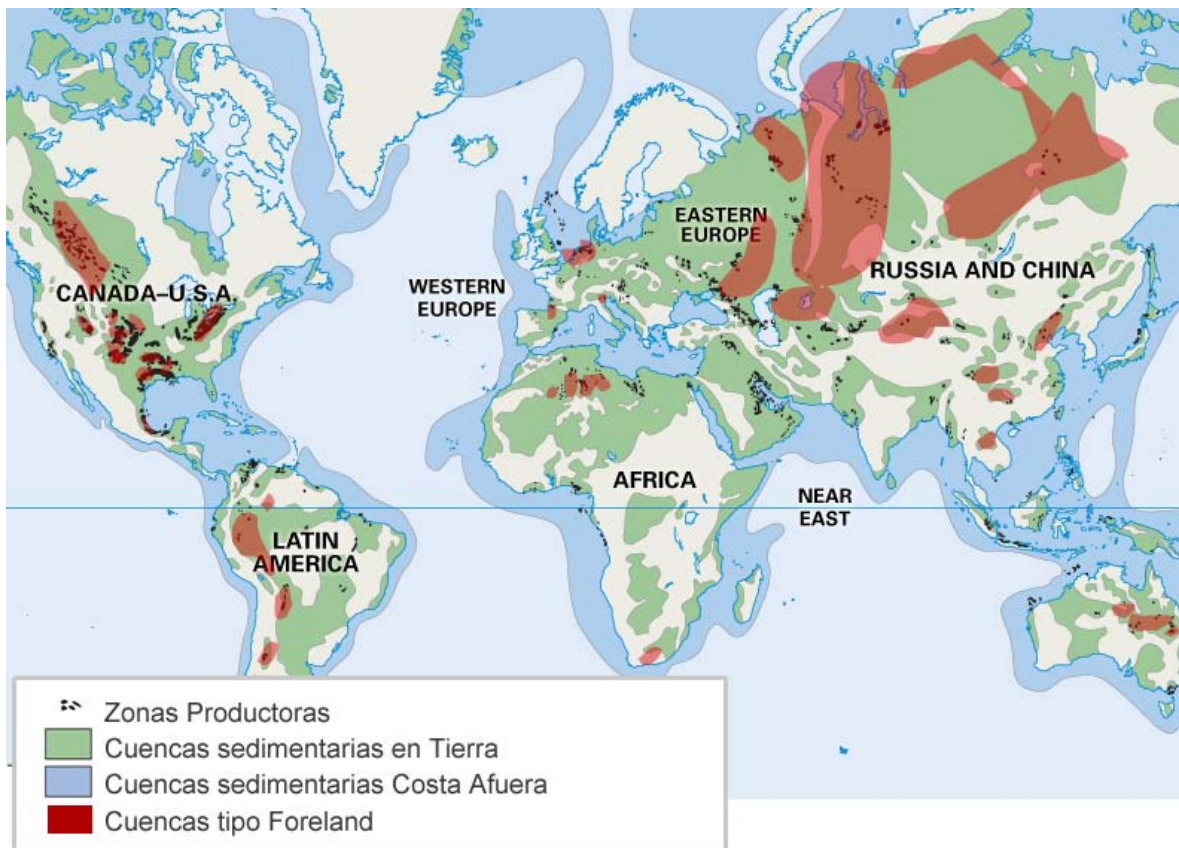


Figura 1.2. Distribución de las zonas productoras de hidrocarburos en cuencas sedimentarias en el continente, en la zona costa afuera y en cuencas tipo foreland a nivel mundial. (Modificado de Universidad Olmeca, 2012 y Encyclopedía Británica, 2010)

1.4.1 Características generales

- Largas y elongadas con un perfil asimétrico.
- Tienen altos índices de aporte de sedimentos
- Su edad ronda entre el paleozoico superior, el mesozoico y el cenozoico.
- Bajo porcentaje de recuperación de hidrocarburos.
- Trampas por levantamiento del basamento, con diferentes tipos de fallas.

- La litología de la cuenca es clástica un 75%-55% de los casos y de carbonatos en el 25%-50% de los casos

1.4.2 Cuencas Foreland en el Mundo

Existen un total de 214 cuencas o provincias geológicas productoras registradas a nivel mundial de las cuales 99 son cuencas tipo foreland. En la tabla 1.1 se presentan los nombres y ubicaciones en el mundo de cuencas foreland (Meyer, Attanasi, Freeman, 2007):

NOMBRE DE LA CUENCA	PAIS	NOMBRE ALTERNO COMO SE LE PUEDE IDENTIFICAR.
Anabar-Lena	RUSIA	
ANGARA-LENA	RUSIA	
BENI	BOLIVIA	FOOTHILL BELT
IRKUTSK	RUSIA	
KANSK	RUSIA	
NORESTE DE ARGENTINA	ARGENTINA	CUENCA CARANDATI DEL CRETACEO
ORDOS	CHINA	CINTURON DE PLIEGE SHANGANNING QUINLING DABIESHAM
ORIENTE	PERÚ	ACRE, MARANON, AMAZONAS SUPERIOR
PUTUMAYO	COLOMBIA, ECUADOR	MAPO, CUENCA ORIENTE ECUATORIANA
VERKHUYANSK	RUSIA	
VILYUY	RUSIA	
VOLGA-URAL	RUSIA	AKSUBAYEVO, ZONA ESTRUCTURAL DE NURLATY, BASHKIR ARCH, DEPRESION DE BELAYA, CUENCA DE MELEKES, ARCO DE TATAR, TERRAZA DE VISHNEVO POLYANA
YARI	COLOMBIA	YARI BASIN
YENISEY-KHATANGA	RUSIA	
BARINAS-APURE	VENEZUELA - COLOMBIA	LLANOS DE CASANARE
ANGLO-DUTCH	HOLANDA	TRINCHERA CENTRAL, MAR DEL NORTE

CUYO	ARGENTINA	SUB-CUENCA ALVEAR, CUENCA DE CUYO, CUYO- ATUEL
GUANGXI-GUIZOU	CHINA	CUENCA DE BOSE (BAISE), CINTURON DE PLIEGUES DEL SUR DE CHINA
KUZNETS	RUSIA	
LAPTEV	RUSIA	
MINUSINSK	RUSIA	MINISINSK
NEUQUEN	ARGENTINA	CINTURON DE PLIEGUE AGRIO, CUENCA DE NEUQUEN
PARIS	FRANCIA	CUENCA DE ANGLO-PARIS
SUR DEL MAR DEL NORTE	INGLATERRA	TRINCHERA CENTRAL, CUENCA DUTSH BANK
SURAT	AUSTRALIA	
TIMAN-PECHORA	RUSIA	DEPRESION BELAYA, DEPRESION BRYKALAN, MEGA ARCO PECHORA-KOZHVA, VARENDEY-ADZ'VA
TIMIMOUN	ALGERIA	SBAA
OESTE DE SIBERIA	RUSIA	
ASSAM	INDIA	
ATLAS	ALGERIA	MOROCCAN - ALGERIAN - TUNNISIAN ATLAS
BALUCHISTAN	PAKISTAN	SULAIMAN-KIRTHAR
CARPATHIAN	AUSTRIA, CZECH REPUBLIC, POLONIA, UCRANIA	CARPATHIAN FLYSCH, CARPATHIAN FOREDEEP, BOHEMIA, CARPATHIAN- BALKANIAN
DURRES	ALBANIA	CUENCA DE IONIAN, SUR DEL MAR ADRIATICO, PRE- ADRIATICO
INDUS	INDIA	PUNJAB, OESTE DE RAJASTHAN
IONIAN	GRECIA	EPIRUS PELOPONESUS
MOLASSE	AUSTRIA, ALEMANIA, ITALIA, SUIZA	CUENCA DE MOLASSE
PO	ITALIA	SUBCUENCA DE CREMA, CUENCA DE PO
POTWAR	PAKISTAN	BANNY TROUGH, CUENCA DE POTWAR
SUR ADRIATIC	ITALIA	ADRIATIC, CUENCA MARCHE-

		ABRUZZI
TARANTO	ITALIA	ZONA DE ABRUZZI, CUENCA MARCHE-ABRUZZI
BRUNEI-SABAH	MALASIA	DELTA DEL BARAM
PETEN-CHIAPAS	GUATEMALA	CUENCA DE CHAPAYAL, NORTE DE PETEN, SIERRA DE CHIAPAS-PETEN, PLATAFORMA DE YUCATAN
SARAWAK	MALASIA	PLATAFORMA CENTRAL DE LUCONIA
SVERDRUP	CANADA	MELLVILLE
AQUITAINE	FRANCIA	ALES, AQUITAINE, CUENCA DE LAC, PARENTIS, CUENCA DEL CENTRO DE MASSIF, PYRENEAN FOOTHILLS-EBRO
BAIKAL	RUSIA	LAGO BAIKAL
BELEARIC	ESPAÑA	WESTERN MEDITERRANEAN, GULF OF VALENCIA, BARCELONA TROUGH, IBERIC CORDILLERA
CELTIC	IRLANDA	SISTEMA DE TRINCHERAS DEL MAR CELTIC, PLATAFORMA DE IRLANDA-ESCOCIA
CHAO PHRAYA	TAILANDIA	PHITSANNULOK CUENCA DE, TAILANDIA CINTURON MESOZOICO DE CUENCAS
CUENCA DE TARIM	CHINA	
DNIEPER-DONETS	UKRANIA	TRINCHERAS DNEPR-DONETS
DOBA	CHAD	
GIPPSLAND	AUSTRALIA	CUENCA DE GIPPSLAND
GOLFO DE SUEZ	EGIPTO	CUENCA DEL GOLFO DE SUEZ, CUENCA DEL MAR ROJO
JIANHAN	CHINA	ANTICLINAL DE ZHUNGEER, ANJIHAI-QIGU-YAOMASHAN
JUNGGAR	CHINA	
MAE FANG	TAILANDIA	FANG, CUENCA DE MAE FANG, CARARUMBO
MAR DEL NORTE	NORUEGA, INGLATERRA	TRINCHERA DEL MAR DEL NORTE
NATUNA	INDONESIA	
POLISH	POLONIA	DANISH POLISH MARGINAL TROUGH GERMAN POLISH
PRIPYAT	BIELORUSIA	TRINCHERA PRIPYAT
RHINE	FRANCIA,	TRINCHERA DE RHINE

	ALEMANIA	SUPERIOR
SAN JORGE	ARGENTINA	CUENCA DE SAN JORGE
SIRTE	LIBIA	CUENCA DE SIRTE
SONGLIAO	CHINA	
SOUTH YELLOW SEA	CHINA	LA CUENCA HUANGHAI
SUDAN	SUDAN	KOSTI SUB-BASIN, CUENCA MUGLAND, SUDD BASIN
TURPAN	CHINA	TULUFAN
TYRRHENIAN	ITALIA	

Tabla 1.1 Distribución de cuencas foreland registradas en el mundo excepto Estados Unidos y México (Modificado de Meyer, Attanasi, Freeman, 2007).

1.4.3 Cuencas Foreland en Norteamérica

En Estados Unidos se encuentra un número importante de cuencas tipo foreland, de las 99 registradas hay 28 en Estados Unidos, las cuales se enlistan en la tabla 1.2:

NOMBRE DE LA CUENCA FORELAND	NOMBRE ALTERNO COMO SE LE PUEDE IDENTIFICAR.
ANADARKO	
APPALACHIAN	
ARKOMA	
BIG HORN	
BLACK WARRIOR	
CENTRAL KANSAS UPLIFT	ANADARKO
CENTRAL MONTANA UPLIFT	CRAZY MOUNTAINS
CHAUTAUQUA PLATAFORM	ANADARKO
FORT WORTH	BEND ARCH, FORT WORTH SYNCLINE, LLANO UPLIFT, OUACHITA OVERTHRUST
GREEN RIVER	
NEMAHA ANTICLINE CHEROKEE BASIN	ANADARKO
OUACHITA OVERTHRUST	
PALO DURO	TUCUMCARI
PERMIAN	CINTURON DE PLIEGUES DE OUACHITA, BEND ARCH, DELAWARE, MIDLAND
PICEANCE	
POWDER RIVER	
SEDGWICK	ANADARKO
SUR DEL CINTURON DE PLIEGUES DE	ANADARKO

OKLAHOMA	
UINTA	
WASHAKIE	
WIND RIVER	
BLACK MESA	DRY MESA, DINEH BI KEYAH
PARADOX	
SAN JUAN	
DOMO SALINO DEL MISSISSIPPI	
ESTE DE TEXAS	ESTE DEL DOMO SALINO DE TEXAS, CINTURON DE PLIEGUES DE OUACHITA
NORTH SLOPE DE ALASKA	
SUR DE LOS DOMOS DE SAL, TEXAS	

Tabla 1.2 Distribución de cuencas foreland registradas en Estados Unidos (Modificado de Meyer, Attanasi, Freeman, 2007).

1.4.4 Cuencas Foreland en México

En México contamos con dos importantes cuencas tipo foreland productoras de hidrocarburos, la cuenca de Chicontepec y la cuenca de Veracruz, sin embargo el frente de la Sierra Madre Oriental es muy amplio, por lo que existen otras cuencas foreland no productoras.

La cuenca de Veracruz se ubica después de un cabalgamiento de un cinturón de pliegues del mesozoico, los yacimientos producen gas húmedo no asociado de la Formación Guzmantla, gas condensado de la brecha San Felipe y por último de la Formación Orizaba produce aceite y gas asociado (SPE, 39839).

La cuenca de Chicontepec se encuentra en la planicie costera del Golfo de México en la zona centro-oriente del país abarcando los estados de Veracruz Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí.

1.5 Importancia Económica de las Cuencas tipo Foreland.

Se necesitan cantidades enormes de energía para satisfacer las necesidades energéticas de México y el mundo, estas necesidades han ido en incremento constante durante las

últimas décadas y la principal fuente de generación de energía es la que proporcionan los combustibles fósiles.

Según estudios de la International Energy Agency 2013, el descenso en los gastos de producción de 1600 pozos analizados mundialmente es de 6% anual una vez alcanzado su pico de producción, esto significa que, para 2035 la producción promedio habrá caído más de 40 millones de bpd (IEA, 2013).

A nivel mundial las cuencas tipo foreland son de suma importancia en la explotación de hidrocarburos ya que se encuentran en importantes zonas de producción alrededor de todo el mundo, en campos petroleros desarrollados en cuencas sedimentarias, ya sea en Tierra o costa afuera.

Según datos de la CIA (Central Intelligence Agency) en 2012, el primer lugar en producción de petróleo a nivel mundial fue Arabia Saudita con 11,730,000 BPD seguido de Estados Unidos con 11,110,000 BPD, Rusia con 10,440,000, China con 4,155,000 BPD, Canada con 3,856,000 BPD, Iran con 3,594,000 BPD, Emiratos Arabes con 3,213,000 BPD, Iraq con 2,987,000 BPD y México en la novena posición con 2,500,000 BPD. Es cierto que la producción de Arabia Saudita no es en cuencas foreland, pero también podemos observar que las posiciones 2, 3, 4, 5 y 9 a nivel mundial las ocupan Estados Unidos, Rusia, China, Canadá y México respectivamente, es decir 5 de los principales productores a nivel mundial tienen campos desarrollados en cuencas foreland (CIA, 2012).

Rusia es un buen ejemplo de la gran importancia de las cuencas foreland en la industria petrolera a nivel mundial. La mayor parte de su explotación de reservas (70%) se extrae de la cuenca foreland ubicada al oeste de Siberia, entre las montañas Ural y la Placa Central Siberiana. Según estudios de la U.S. Geological Survey, se estima que el volumen de hidrocarburos contenido es de 144 mil millones de barriles de aceite y más de 1,300 billones de pies cúbicos de gas. Esta cuenca produce en secuencias del Cretácico-Jurásico al oeste de la cuenca siberiana en una depresión superpuesta en varias estructuras del paleozoico y rifts del triásico (PETRONET RESOURCES PLC, 2014).

Otro ejemplo mundial de la importancia económica de las cuencas foreland es China, donde la CNPC obtiene su producción principalmente de la cuenca foreland de Tarim, la cual representa un gran valor económico ya que es donde se encuentran sus reservas más importantes junto con otras cuencas foreland como Ordos, Junggar, Jiaghan y Songliao.

Tan solo en la cuenca foreland de Tarim, se entranpan más de 8.062 mil millones de toneladas de aceite y 8.86 billones de metros cúbicos de gas, lo cual es una sexta parte de las reservas de aceite y una cuarta parte de las reservas totales de gas de china.

Esta región aun cuenta con un gran potencial como se demostró en 2010, cuando la perforación de nuevos pozos exploratorios permitió descubrir 26 nuevos yacimientos de gas y aceite con una reserva probada de 730 millones de toneladas de aceite y 1.21 trillones de metros cúbicos de gas natural. (CNPC, 2010)

En México contamos con dos importantes cuencas productoras tipo foreland, la cuenca de Veracruz que cuenta reservas 3P del orden de 1 201.9 MMB de aceite y 6 094 MMMPC de gas y la cuenca de Chicontepec, cuyo proyecto conocido como Aceite Terciario del Golfo cuenta con reservas 3P del orden de 81 492.4 MMB de aceite y 39 755 MMMPC de gas. Estos campos desarrollados en cuencas foreland en México representan más del 30% de las reservas totales del país (CNH, 2013).

Como podemos ver las cuencas tipo foreland son de suma importancia no solo para México sino también para otros países, conforme las reservas de hidrocarburos “fáciles de extraer” se agoten, estas reservas en cuencas tipo foreland con menor porcentaje de recuperación comenzaran a tomar mayor importancia en el mundo por lo que el enfocar nuestros esfuerzos en estudiar este tipo de cuencas es importante para nuestro futuro energético.

El tener una buena caracterización de yacimientos en cuencas foreland y ser más eficientes en la perforación y producción es parte fundamental para lograr crear una buena estrategia de explotación.

Capítulo 2. Las Cuencas Sedimentarias y su Ambiente Tectónico

2.1 Introducción.

Una cuenca sedimentaria es una depresión topográfica en la corteza terrestre que corresponde a una región donde se acumulan sedimentos con un espesor que puede ir desde cientos hasta miles de metros y con una extensión de hasta millones de km². En una cuenca sedimentaria el aporte de sedimentos y el área con topografía negativa permite la acumulación de sedimentos por largos periodos de tiempo. En una vista en planta, las cuencas sedimentarias pueden tener diferentes tipos de formas, pueden tener forma circular o pueden llegar a ser depresiones alargadas, valles amplios o estrechos aunque en la mayoría de los casos sus límites son de forma irregular (Einsele Gerhard, 1992).

Es importante entender que una “cuenca sedimentaria” es en esencia donde ocurre la acumulación de sedimentos variados (arcillas, limos, arenas, carbonatos, sulfatos, etc), que al litificarse conforman rocas sedimentarias y en algunos casos presentan influencia volcánica.

En general se forman como resultado del hundimiento o subsidencia de la Corteza Terrestre producida por tectonismo, aunque también pueden ser producto del desarrollo de una barrera natural en la ruta del transporte de sedimentos, el llenado de una depresión topográfica preexistente o el movimiento relativo de la fuente del aporte de sedimentos y el lugar del depósito.

Estas cuencas sedimentarias son de gran importancia en la industria petrolera, ya que son parte importante del sistema petrolero porque las que están preservadas y tienen

espesores mayores a 1km tienen el potencial de contener hidrocarburos convencionales y no convencionales.

2.2 Estructura de la Tierra.

Podemos conocer la estructura de la Tierra a partir del comportamiento de las ondas compresionales (p-wave) y de cizalla (s-wave) que la atraviesan (Figura 2.1) durante movimientos sísmicos. Las velocidades de las ondas sísmicas varían dependiendo de la profundidad, presión, mineralogía, composición química y grado de fluidez parcial (Condie Kent, 1997).

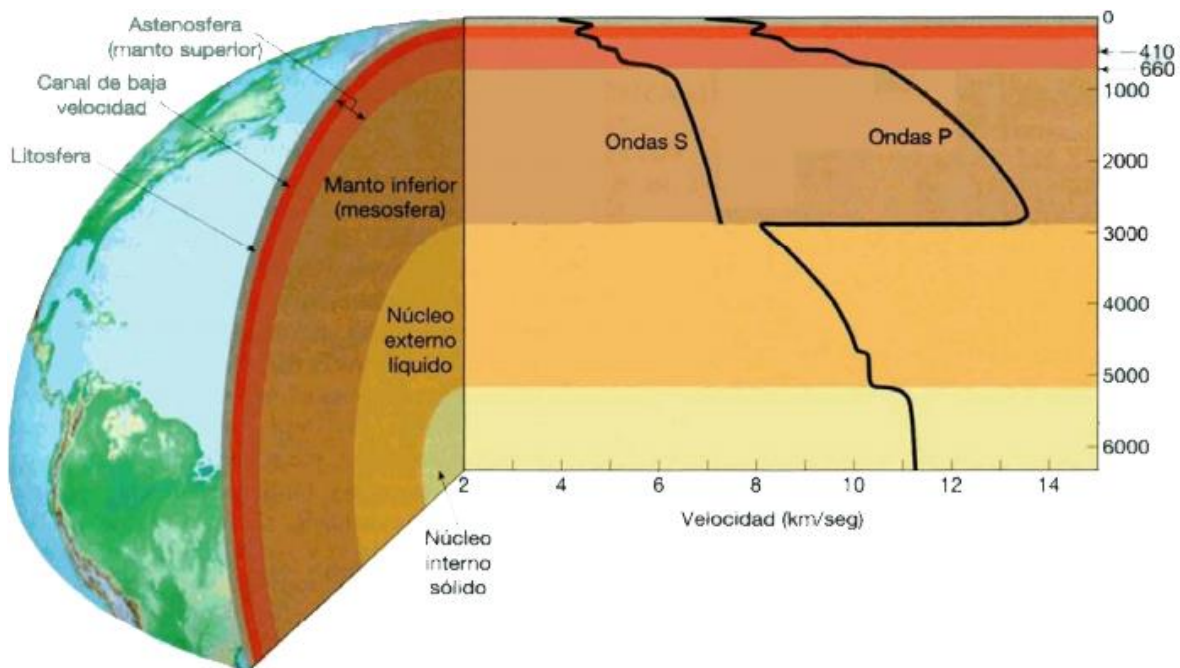


Figura 2.1. Variaciones de las velocidades de las ondas P y las ondas S con la profundidad (Tomada de Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.2.1 Discontinuidades

Al medir las velocidades de las ondas sísmicas se observan cambios en los patrones de velocidad, por ejemplo, en los primeros 200 km – 700 km de profundidad, la velocidad de las ondas sísmicas y la densidad se incrementan rápidamente.

En la estructura interna de la Tierra podemos observar tres discontinuidades importantes donde las velocidades de las ondas sísmicas presentan cambios delimitando zonas con diferentes características una de otra (Condie Kent, 1997).

La primera es la discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho, la cual delimita la base de la Corteza. La segunda discontinuidad es la de Wiechert-Gutenberg que define la interfaz Manto-Núcleo a 2900 km. La tercer discontinuidad es la Lehman, la cual ubica la transición Núcleo Interno – Núcleo Externo a 5,000 km de profundidad aproximadamente.

También existen otras discontinuidades que muestran cambios en los patrones de velocidad de las ondas menores en las zonas 50-200km, 410 km y 660 km que nos permite subdividir el manto en más zonas (Condie Kent, 1997).

De acuerdo con los cambios más contrastantes en las velocidades de las ondas sísmicas, es que dividimos la Tierra en 3 capas composicionales (Figura 2.2) que de acuerdo al modelo estático son: Corteza, Manto y Núcleo

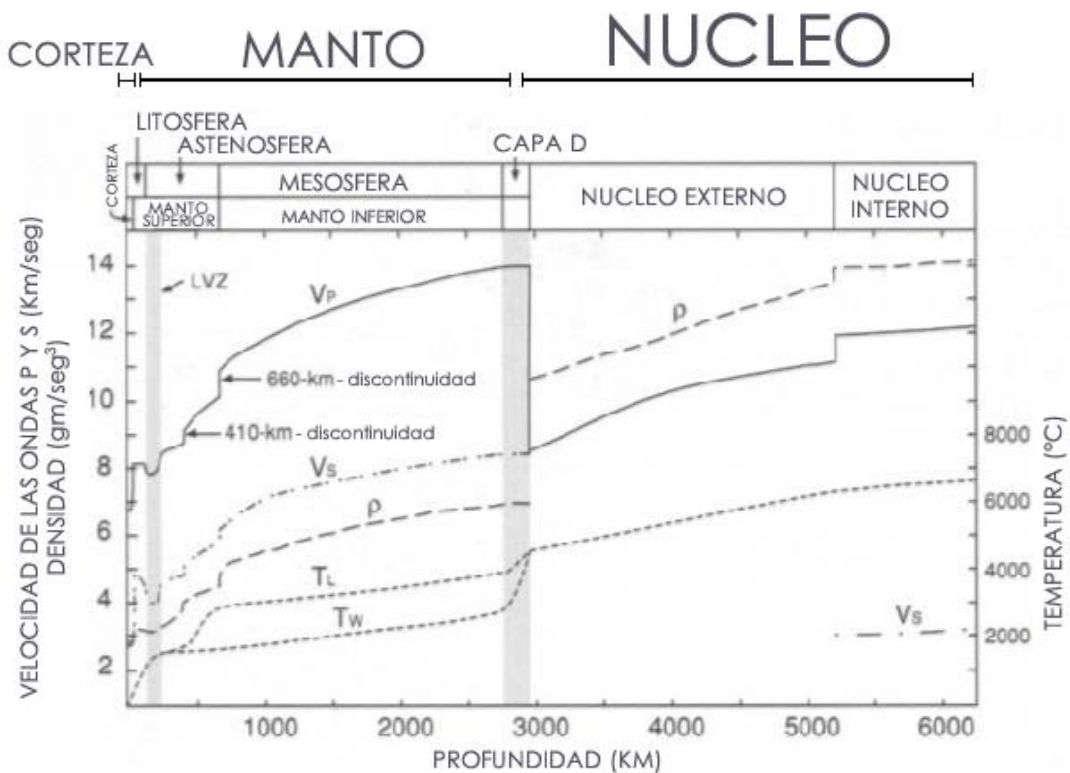


Figura 2.2. Modelo a escala de las capas composicionales de la tierra según el modelo estático (Modificado de Condie Kent, 1997).

2.3 Capas Composicionales.

Esta separación en capas de distinta composición se produjo por la estratificación por densidades que tuvo lugar durante el periodo de fusión parcial de las primeras etapas de la historia de la Tierra, cuando los elementos más pesados (hierro y níquel) se fueron hundiendo a medida que los componentes rocosos más ligeros flotaban hacia arriba. Debido a esta diferencia química de componentes, el interior de la Tierra no es homogéneo y consiste en tres regiones principales que tienen composiciones químicas notablemente diferentes: Corteza, Manto y Núcleo (Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.3.1 Corteza.

La corteza es la región que se encuentra sobre el moho o Mohorovicich, zona de discontinuidad sísmica, con rangos de espesor entre 3 km y hasta 70 km en zonas orogénicas colisionales (Condie Kent, 1997).

A lo largo de esta capa, la más externa de la Tierra, existen una gran variedad de grosores. Las rocas de la corteza en el interior estable de los continentes tienen un grosor de 35 a 40 kilómetros. Sin embargo, en ciertas regiones montañosas la corteza alcanza su mayor espesor superando los 70 kilómetros (Tarbuck, 2005).

2.3.1.1 Corteza Oceánica

Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes y densas (3.0 g/cm^3 aproximadamente), que las rocas continentales, las cuencas oceánicas profundas yacen debajo de más de 1 kilómetro de agua de mar, así como de decenas a centenares de metros de sedimento. Las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes que las rocas de la corteza continental, aproximadamente 180 millones de años o menos. Esta región es delgada (menor a 5 km) y más densa, está compuesta por rocas basálticas, principalmente Silicatos (SiO) de Mg, Fe y Ca (CABALLERO, 2012).

Hace no mucho los geólogos dependían de pruebas indirectas para calcular la composición de los sedimentos y rocas del fondo del mar pero con el desarrollo de barcos oceanográficos ahora es posible recuperar muestras de sondeos del suelo oceánico

profundo. Estas muestras obtenidas demuestran que el piso oceánico en algunos puntos está compuesto fundamentalmente por basalto, como se había pensado, ya que las erupciones volcánicas de lavas basálticas han sido las responsables de generar muchas islas como la cadena de islas ubicadas en Hawuai (Tarbuck, 2005).

2.3.1.2 Corteza Continental.

Es la región más gruesa de espesor pero también más variable (3 km – 70 km) y menos densa, compuesta principalmente por rocas graníticas: Silicatos (SiO) de Al, K, Na (Caballero, 2012).

Las rocas continentales tienen una densidad media de alrededor de unos $2,7 \text{ g/cm}^3$, y se han descubierto algunas que superan los 4000 millones de años de antigüedad. A partir de los estudios sísmicos y de las observaciones directas, se calcula que la composición media de las rocas continentales es comparable a la de las rocas ígneas félsicas de tipo granodiorita (Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.3.2 Manto.

Aproximadamente el 82% del volumen terrestre se encuentra en el Manto, esta capa gruesa de casi 2,900 km de espesor se extiende desde la base de la Corteza (Moho) hasta el Núcleo Externo Líquido. Dado que las ondas S viajan fácilmente a través del manto, sabemos que esta se comporta como un sólido elástico. Por lo tanto es una capa rocosa solida cuya porción superior tiene la composición de la roca ultramáfica peridotita (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Datos experimentales y estudios de material llevado a superficie por actividad volcánica, en específico las chimeneas de Kimberlita, roca ígnea que lleva el nombre de la ciudad de Kimberley, Sudáfrica donde fue encontrada, indican que el manto está compuesto por silicatos (SiO) de Fe y Mg formando rocas tipo peridotitas y dunitas compuestas principalmente por minerales de olivino y piroxenos (Caballero, 2012).

2.3.2.1 Manto Superior.

El Manto superior se extiende desde el Moho hasta la discontinuidad a 660 km, incluye la parte baja de la litosfera y la parte alta de la astenósfera.

La región de transición del manto superior va desde los 410 km hasta los 660 km. Estas dos discontinuidades son causadas por dos importantes transformaciones del estado sólido de olivino a wadsleyita a 410 km y de espinela a perovskita con magnesiowustita a 660 km (Condie Kent, 1997).

2.3.2.2 Manto Inferior.

El Manto inferior se extiende desde la discontinuidad a 660 km hasta la discontinuidad ubicada a 2,900 km donde se encuentra el límite Manto-Núcleo. La mayoría de esta zona se caracteriza por constantes incrementos de la velocidad y densidad como resultado del incremento en la compresión hidrostática. Entre los 220 km y los 250 km por encima del límite Manto-Núcleo ocurre un aplanamiento de los gradientes de velocidad y densidad, esta región se conoce como la “capa D”. Esta zona es rígida pero relativamente pasiva en términos de procesos de deformación (Condie Kent, 1997).

2.3.3 Núcleo

El Núcleo de la Tierra es su esfera central más interna de las que conforman la estructura de la Tierra. Cuenta con un radio de 3,485 km, lo cual lo hace mayor incluso al planeta Marte, constituye 1/6 parte del volumen de la Tierra y casi una tercera parte de la masa total. Su temperatura interna supera los 6700 °C y está compuesto por un núcleo líquido externo y un núcleo sólido interno de los cuales hablaremos más adelante en el modelo dinámico de la Tierra (Tarbuck. 2005).

2.3.3.1 Limite Manto-Núcleo.

En 1914 el sismólogo Alemán Beno Gutenberg estableció la localización de este limite el cual se basó fundamentalmente en como las ondas P disminuyen y finalmente

desaparecen a unos 105° desde un terremoto (Figura 2.3). Después, alrededor de los 140° grados reaparecen pero con 2 minutos después de lo que habría esperar en función de la distancia recorrida. Este cinturón donde las ondas sísmicas están ausentes tiene un espesor de 35° y se denomina zona de sombra de las ondas P.

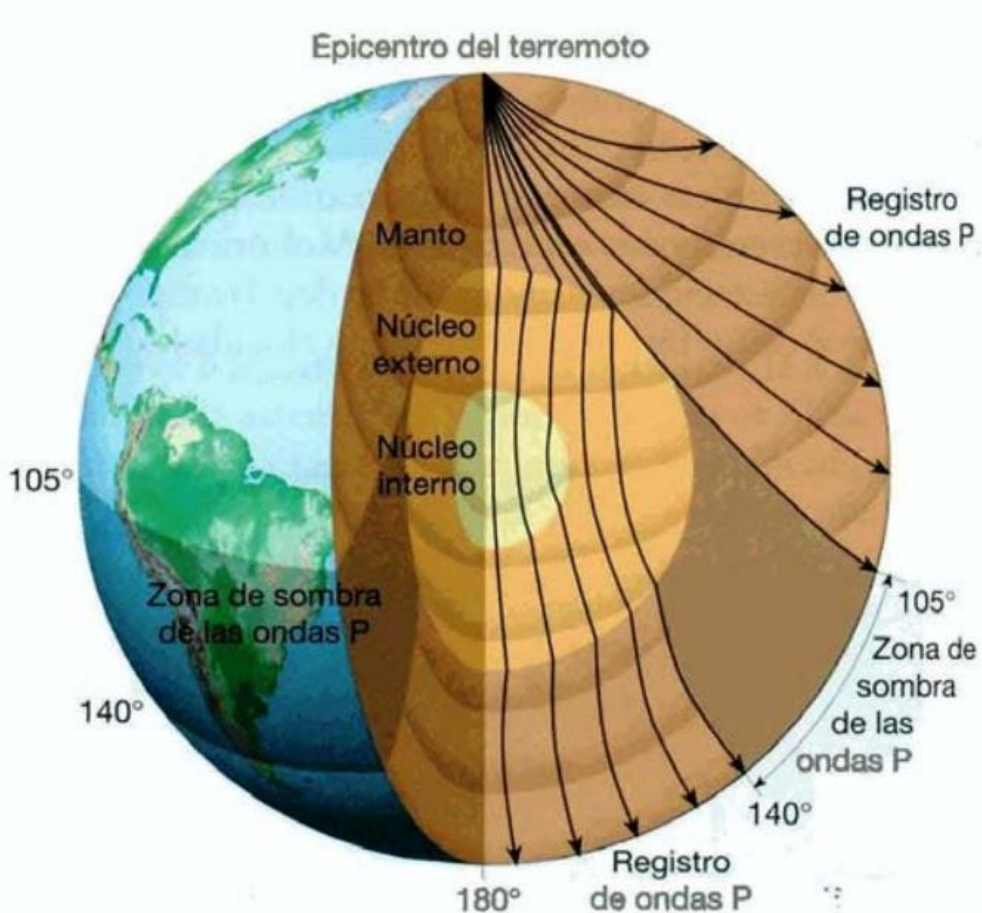


Figura 2.3. El cambio brusco en las propiedades físicas en el límite manto-núcleo hace que las trayectorias se desvíen creando una zona de sombra para las ondas P entre los 105° y los 140° (Tomada de Tarbuck & Lutgens, 2005).

Gutenberg y otros investigadores antes que él, se dieron cuenta de que la zona de sombra de la onda P podría explicarse si la Tierra contuviera un núcleo compuesto de un material diferente al manto suprayacente. Fue así como Gutenberg calculó un Núcleo localizado a 2,900 km el cual, obstaculiza la transmisión de ondas P, sin embargo, lo que sucede realmente no es que estas ondas se interrumpan, si no que la zona de sombra se produce por la refracción de dichas ondas, que entran en el Núcleo (Tarbuck, 2005).

Años después se determinó que las ondas S no atraviesan el Núcleo lo cual indujo a los geólogos a concluir que, al menos una parte de esta región, es líquida. Esta teoría se sustenta por la observación de las velocidades de las ondas P que disminuyen de manera súbita, aproximadamente un 40% cuando entran al núcleo. Dado que la fusión reduce la elasticidad de las rocas, esta evidencia apunta a la existencia de una capa líquida por debajo del Manto rocoso.

2.3.3.2 Composición del Núcleo.

Datos de gravimetría, sismología y experimentos de laboratorio simulando condiciones de P y T indican que el núcleo debe estar constituido por metales pesados, principalmente Fe y Ni. También contiene un 10% de elementos ligeros como Si, C, O, S y H (Caballero, 2012).

2.4 Zonación Reológica de la Tierra.

El interior de la Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la presión y la densidad con la profundidad. Los cálculos sitúan la temperatura a una profundidad de 100 km entre los 1200 °C y los 1400 °C mientras que la temperatura del centro supera los 6700 °C.

El aumento de la presión con la profundidad provoca un incremento correspondiente de la densidad de las rocas. El aumento gradual de la temperatura y la presión con la profundidad afecta propiedades físicas y por lo tanto el comportamiento mecánico de los materiales terrestres. Cuando se calienta una sustancia, sus enlaces químicos se debilitan y su resistencia mecánica o a la deformación, se reduce. Es entonces cuando la presión juega un papel importante, ya que también aumenta con la profundidad y esto incrementa la resistencia de las rocas para alcanzar ese punto de fusión. Es por esto que, según las condiciones de presión y temperatura, el material que conforma las capas terrestres pueden comportarse como un sólido frágil, deformarse en el campo dúctil o incluso fundirse y convertirse en líquido (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La Tierra puede dividirse en 5 capas principales (Figura 2.4) según las propiedades físicas y su resistencia mecánica en: Litósfera, Astenósfera, mesosfera, núcleo externo y núcleo interno.

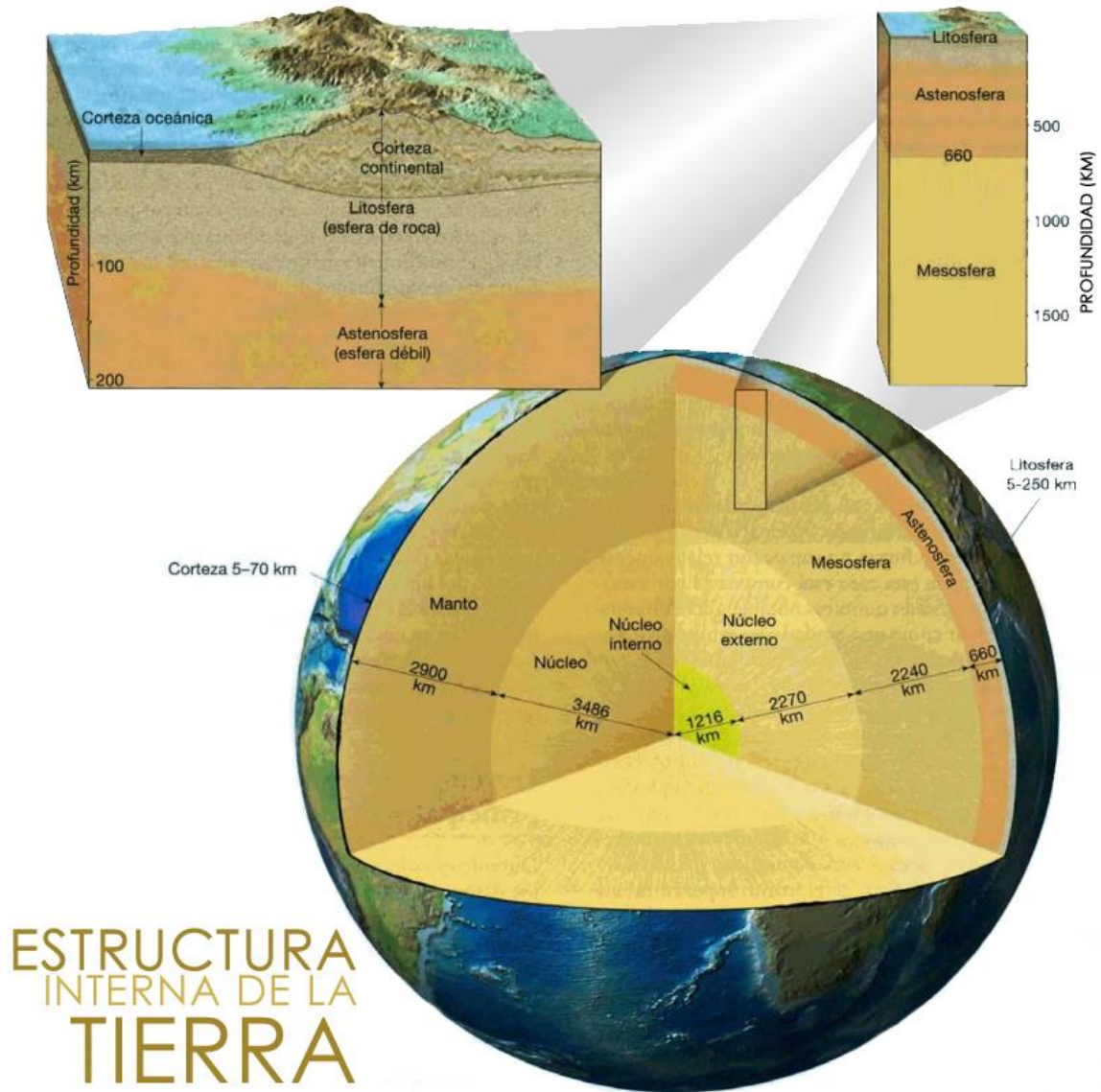


Figura 2.4. Vista de la estructura estratificada de la tierra. Del lado derecho el modelo estático: Corteza, Manto y Núcleo. Del lado izquierdo modelo dinámico: Litósfera, Astenósfera, Mesosfera, Núcleo interno y Núcleo externo (Tomada de Tarbuck & Lutgens, 2005).

2.4.1 Litosfera.

Esta zona incluye la corteza oceánica y continental, es la parte más alta del manto. En este límite entre la corteza y el manto es donde se encuentra la discontinuidad sísmica Mohorovicich, donde se incrementan las velocidades de las ondas sísmicas y aumenta la densidad de las rocas.

Esta capa tiene un grosor medio de 100 km pero puede llegar a tener hasta 250 km o más por debajo de las porciones más antiguas de continentes.

Aunque esta capa está compuesta por materiales con composiciones químicas notablemente diferentes, tiende a actuar como una unidad que exhibe un comportamiento rígido, principalmente porque es “fría” y, por lo tanto, fuerte (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Debido a que la litosfera puede ser fácilmente confundida en sus límites, es necesario definirla también en términos de características mecánicas y térmicas. En la litosfera oceánica, donde el espesor está controlado por el enfriamiento, esta puede ser definida como un escudo externo de la Tierra con un gradiente de conductividad termal que recubre la convección adiabática del interior, esto se conoce como la litosfera termal. Dado que la Astenósfera puede ser convertida en Litosfera oceánica por el simple enfriamiento de esta. El espesor de la litosfera oceánica es progresivo hasta los 70 millones de años, después de eso, se mantiene constante en espesor hasta el momento de la subducción. La erosión convectiva en la base de la litosfera oceánica es posiblemente la responsable del mantenimiento de este espesor.

La parte rígida externa de la Tierra que se dobla fácilmente bajo presión, se conoce como litosfera elástica y es de menor espesor que la litosfera termal.

La base de la Litosfera oceánica elástica varía en composición y temperatura, aumenta de espesor de 2 km en dorsales oceánicas y hasta 50 km justo antes del punto de subducción.

La litosfera termal continental varía considerablemente de espesor dependiendo de su edad y el mecanismo de formación. Los estudios de las ondas de cizalla en la parte

superior del manto han proporcionado información valiosa en cuanto al espesor de la litosfera continental. La mayoría de la litosfera post-arqueana es de entre 100 km y 200 km de espesor mientras la litosfera debajo de la capa arqueana tiene más de 300 km; datos que también son respaldados por modelos reológicos (Ranalli en 1991). Debajo de la capa proterozoica, sin embargo, la litosfera raramente supera los 200 km (Condie, 1997).

2.4.2 Astenósfera.

La Astenósfera, se extiende desde la base de la litosfera hasta los 600 km, es en comparación, una capa débil que se deforma fácilmente. Es una región de baja energía de las ondas sísmicas y su zona de baja velocidad se encuentra en la parte superior de la Astenósfera en un espesor de 400 km. Presenta variaciones importantes de la densidad en sentido lateral y en la velocidad de las ondas sísmicas son comunes en profundidades menores a 400 km.

Dentro de esta zona de debilidad, la litosfera esta mecánicamente despegada de la capa inferior, por lo tanto puede moverse con independencia de la astenósfera.

La resistencia de los diversos materiales terrestres está en función de su composición, así como de la temperatura y la presión de su entorno. La litosfera se comporta como un sólido frágil cuyas rocas se calientan y debilitan progresivamente al aumentar la profundidad. Cuando estas rocas están a la profundidad de la astenósfera superior, estas están lo suficientemente cerca de su temperatura de fusión como para ser deformadas con gran facilidad por lo tanto, la astenósfera superior es de composición débil pues su material está muy cerca del punto de fusión (Condie Kent, 1997).

2.4.3 Mesosfera

Se encuentra por debajo de la zona de debilidad de la Astenósfera superior desde los 600 km y hasta el Núcleo externo a 2900 km, esta zona es sólida y de alta densidad, las ondas-p y ondas-s muestran un aumento progresivo en la velocidad (Caballero, 2012).

La mayor parte de la presión contrarresta los efectos de la temperatura más elevada y las rocas son gradualmente más resistentes con la profundidad. Las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y pueden fluir de una manera gradual (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Dentro de la mesosfera ha sido identificada una capa conocida como "capa D" la cual en función del comportamiento de las ondas sísmicas se interpreta que está parcialmente fundida, por lo que existe la posibilidad de transporte de calor del núcleo a la zona del manto. Si el flujo de calor de la "zona D" es elevado, esto posibilitaría que parte del manto ascendiera hasta la base de la litosfera lentamente, este ascenso se denomina como plumas ascendentes.

2.4.4 Núcleo Externo.

El núcleo externo es una capa líquida de 2270 km de espesor. El flujo convectivo del hierro metálico en el interior de esta zona es el que genera el campo magnético de la Tierra (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El núcleo externo no transmite las ondas-s o de cizalla por lo cual se interpreta que se encuentra en estado líquido. Esta zona se extiende desde los 2900 km hasta los 5200 km (Centeno, 2012).

2.4.5 Núcleo Interno.

En 1936 Inge Lehmann, una sismóloga danesa predijo la última división importante del interior de la Tierra, la cual es una región de reflexión y refracción sísmica dentro del núcleo. El tamaño de este núcleo dentro del núcleo no pudo ser establecido con precisión hasta principios de los sesenta cuando, mediante pruebas nucleares subterráneas en Nevada, se pudo establecer. Al conocerse la localización y el momento exacto de las explosiones, los ecos de las ondas sísmicas que rebotaban del núcleo al interior, proporcionaron una medida precisa para determinar el tamaño.

Es una esfera de 1,216 km de radio, las ondas P que atraviesan el núcleo interno tienen una velocidad media apreciablemente más rápidas que las que solo penetran en el núcleo

externo. El aparente aumento de la elasticidad del núcleo interno es una prueba de que esta región más interna es más sólida (Tarbuck & Lutgens, 2005).

A pesar de su temperatura más elevada, el material del núcleo interno es más denso (debido a la inmensa presión) que el núcleo externo y se comporta como un sólido (Tarbuck & Lutgens, 2005). Esta zona se extiende desde la discontinuidad a los 5200 km y hasta el centro de la Tierra, en esta capa si transmite las ondas-s o de cizalla pero a velocidades muy bajas, lo cual sugiere que su temperatura está muy cerca del punto de fusión.

2.4.6 Capa “D”

Esta capa se localiza desde los 2,700 km hasta los 2890 km, es una de las zonas con mayor actividad y cambios en composición y propiedades físicas. En esta zona ocurren cambios drásticos en temperatura, densidad y presión.

Debido a la interacción química entre el manto y el núcleo, se forman grandes cúmulos de materiales heterogéneos. Así mismo, se originan zonas de ultra baja velocidad produciendo por encima de estas, puntos calientes o hotspots.

2.4.7 Endosfera.

Es el nombre que recibe el núcleo de la Tierra cuando nos referimos a él en su modelo dinámico. Este corresponde al límite composicional del núcleo y consta de una parte interna con un comportamiento rígido, como un sólido y otra parte externa, que se comporta como un fluido, donde existen corrientes de convección explicando así la existencia del campo magnético terrestre.

Endosfera Externa: Se halla situada entre los 2,900 km y los 5,155 km de profundidad, se encuentra en estado líquido ya que las relaciones de presión y temperatura que a las que se encuentran determina que las aleaciones de metales presentes se hallen completamente fundidas.

Endosfera Interna: se encuentra entre los 5,155 km y hasta el centro de la Tierra. Aunque está constituida de las mismas aleaciones de metales que la zona externa y a pesar de

estar a temperaturas mayores, la interna se encuentra en estado sólido; esto se explica debido a que el punto de fusión de los metales se incrementa muy rápidamente al aumentar la presión por lo que, aunque la temperatura sea mayor en la zona interna, el punto de fusión ha aumentado por encima de esta temperatura por lo que no se funden los metales.

2.5 Movimiento de Placas.

Desde la década de los 60 del siglo pasado se sabe que la corteza externa de la Tierra es móvil y los continentes migran de manera gradual a través del planeta. En algunos casos las masas continentales se separan y crean nuevas cuencas oceánicas entre los bloques continentales divergentes, mientras esto sucede, porciones más antiguas del fondo oceánico se sumergen de nuevo en el manto en las proximidades de las fosas submarinas (Tarbuck & Lutgens, 2005).

La litosfera está compuesta por diferentes “placas” reológicamente coherentes, algunos límites presentan patrones globales de actividad sísmica que son cinturones continuos y estrechos de alta frecuencia de sismos que delimitan (Figura 2.5); otras regiones más extensas de actividad sísmica más estable (Bazarangi & Dorman 1969).

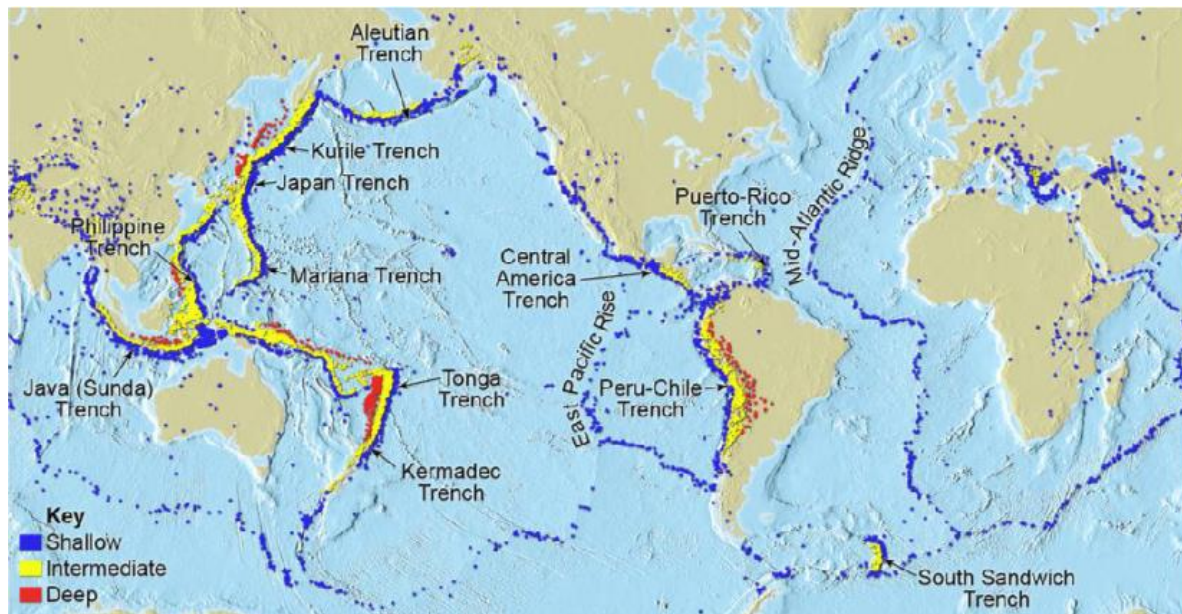


Figura 2.5 Ubicación de zonas de actividad sísmica alta mostrando los focos de los terremotos someros, intermedios y profundos (Tomada de NOAA, 2009).

A causa de estos movimientos, los bloques de material continental chocan generando grandes cadenas montañosas y más allá, cuencas tipo foreland.

2.5.1 Límites de Placas

Las placas litosféricas se mueven como unidades coherentes en relación con otras placas, aunque en su interior pueden experimentar deformaciones, sin embargo, las principales interacciones entre las placas individuales se producen a lo largo de sus bordes. Existen 7 placas principales, la Euroasiática, Antártica, Norteamericana, Sudamericana, Pacífico, Africana y Australiana. Las cuencas sedimentarias generalmente se forman en diferentes escenarios, aunque la mayoría se desarrollan en sus límites siendo los más importantes los siguientes: divergentes, intraplaca, convergentes, transformantes, híbridos y en escenarios combinaciones de estos (Busby & Azor, 2012).

2.5.2 Límites Divergentes.

Es cuando las placas tectónicas se separan unas de otras y surge magma de regiones más profundas en el límite. El resultado de este tipo de límite es la separación de placas (Figura 2.6), generación de nuevo piso oceánico, alto flujo calorífico, vulcanismo, actividad sísmica y esfuerzos que originan tensión.

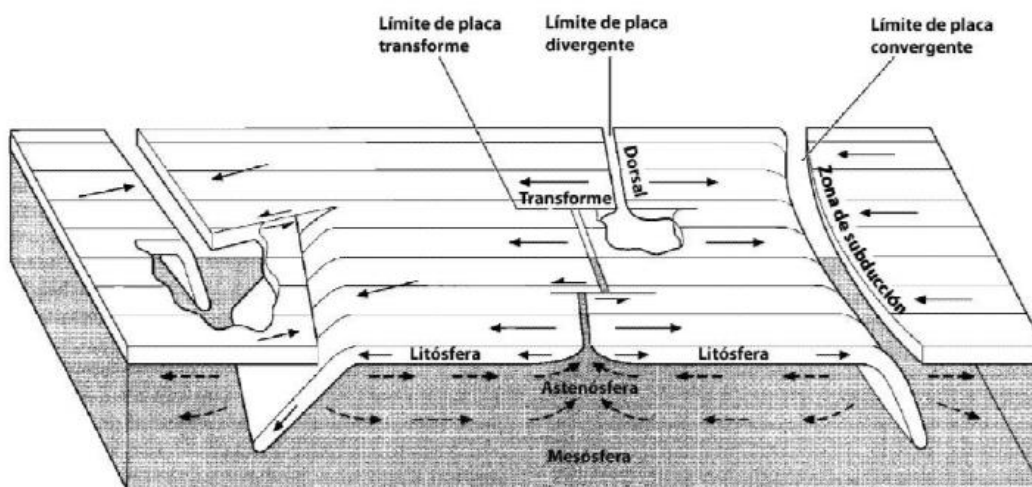


Figura 2.6 Límite divergente y su posición respecto a los límites transformante y convergente. (Tomado de Allen, 2005).

En estas zonas de fractura y de fallas normales, se comienza a formar un rift y empieza a emerger el magma. A medida que las fracturas se van conectando, se va formando una dorsal, por la que surge la lava generando nueva litosfera oceánica. Esta dorsal formada puede dividir en dos a la placa y el magma que se expulsa a la litosfera oceánica se expande en los dos lados; el fondo del océano cambia su morfología y se van formando cuencas sedimentarias, primero continentales y después marinas.

En estos límites se generan cuencas de rift y proto-oceánicas que al evolucionar pueden contener variadas cuencas sedimentarias (Busby & Azor, 2012).

2.5.3 Límites Convergentes.

Es cuando una placa choca con la otra formando una zona de subducción (Figura 2.7), donde la placa más densa (oceánica) se mueve por debajo de la placa menos densa (continental), esto genera una fosa oceánica en el mar y un grupo de montañas en el continente. Cuando ambas placas tectónicas tienen densidad similar forman un borde de obducción, que es cuando ambas placas se comprimen formando extensas cordilleras.

El proceso resultado de este tipo de límite es el choque de placas, movimiento de una placa por debajo de la otra, destrucción de placas oceánicas, formación de fosas oceánicas, arcos volcánicos, actividad sísmica y esfuerzos de compresión.

En estos límites convergentes podemos encontrar (Figura 2.7): fosas, trincheras, talud de trincheras, cuenca de prearco, intra-arco, antearco y retroarco.

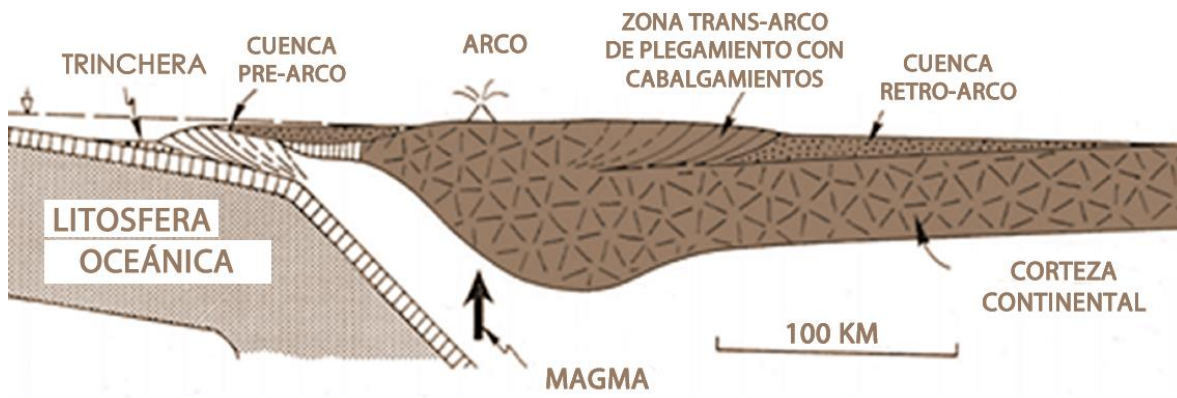


Figura 2.7: Esquema de un límite convergente (Tomado de Busby & Azor (2012)).

2.5.4 Fallas Transformantes y zonas de Fractura.

En este tipo de escenario las placas se desplazan una con respecto a la otra a lo largo de una falla transformante o transcurrente. El proceso resultado de este tipo de límite es el deslizamiento de placas lateralmente, conservación de ambas placas, actividad sísmica moderada y vulcanismo errático moderado.

Las fallas transformantes del piso oceánico difieren de las fallas transcurrentes en el sentido de que el movimiento relativo a la compresión a lo largo del eje dorsal oceánica es opuesto al predicho por el movimiento transcurrente (Wilson 1965)

Existen 3 tipos de fallas transformantes: Fallas en zonas elevadas o ridge-ridge, con valles y zonas elevadas o ridge-trench y las zonas de valle o trench-trench.

En estos límites encontramos cuencas tipo transtensionales, transpresionales y transrotacionales (Figura 2.8), (Busby & Azor, 2012).

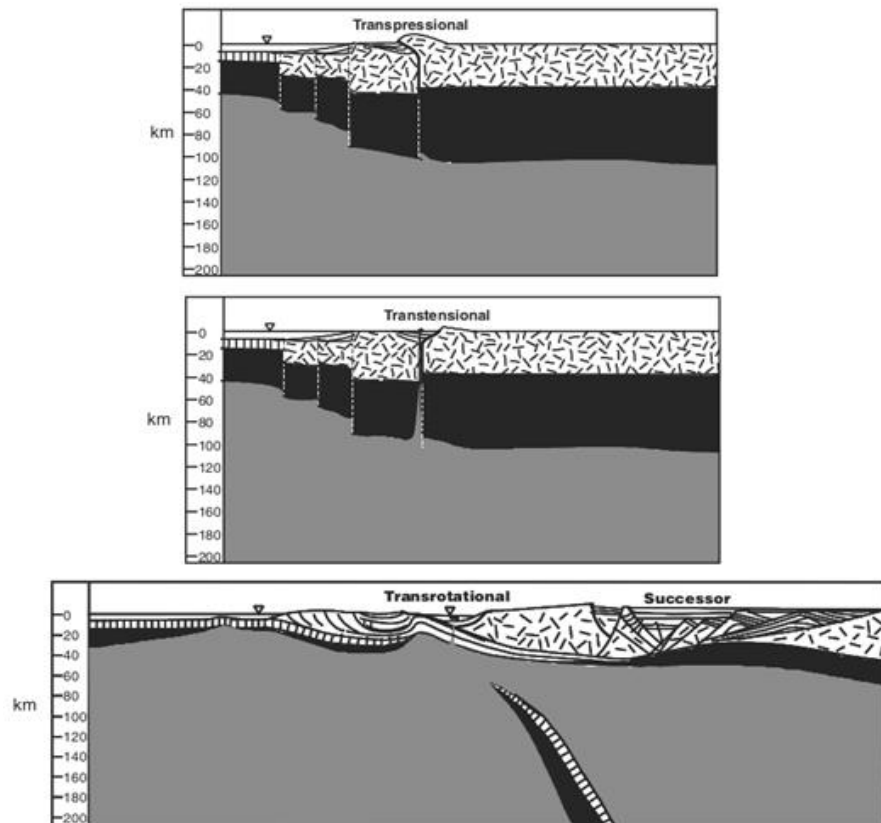


Figura 2.8. Cuencas transtensionales, transpresionales y transrotacionales (Tomado de Busby & Azor (2012).

Capítulo 3. Clasificación de las Cuencas Sedimentarias

3.1 Introducción.

Una cuenca sedimentaria está definida como una depresión en la parte externa de la corteza terrestre, de un tamaño variable en la cual se acumulan los sedimentos que generalmente se encuentran inclinados hacia el centro (ligeramente). También las podemos definir como áreas topográficas negativas donde se acumulan sedimentos que después de cierto periodo de tiempo forman sucesiones estratigráficas.

La clasificación y conceptualización de las cuencas sedimentarias ha sido dirigida principalmente por Dickinson a partir de 1974. Algunos tipos de cuencas se han llegado a comprender con gran detalle, incluyendo sofisticados modelos cuantitativos, en cambio otras aún se encuentran casi sin estudiar, esto debido a que son muy difíciles de modelar o simplemente porque aún no se han estudiado.

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 tan 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).

3.2 Mecanismos Generadores, de Subsistencia y potencial de preservación.

Los ambientes tectónicos que hacen que sea posible la formación de cuencas sedimentarias son el resultado de muchos factores, como puede ser cambio de espesor de la corteza, el cambio en el espesor de la litosfera, la actividad tectónica y sedimentaria, actividad en la sub-corteza, el flujo de calor en la astenósfera y el cambio en la densidad de la corteza. Estos factores les proporcionan ciertas características a las cuencas que

se generan en sus límites que las diferencian de las demás, es por esto que son utilizados como criterios de clasificación

La Tectónica de Placas considera diferentes escenarios para explicar el origen de cuencas sedimentarias, los estudios de tectónica se fundamentan en la actividad sísmica y volcánica de ciertas áreas de la superficie terrestre. Estas placas tectónicas son sectores de la litosfera que se desplazan independientemente sobre la astenósfera y están separados por límites “bien definidos” (Busby & Azor, 2012).

La subsidencia en la superficie superior de la corteza es inducida por los siguientes procesos (Ingersoll, 1988):

- 1) Adelgazamiento de la corteza debido al estiramiento, erosión y retirada de magma debido a estiramiento extensional, erosión durante el levantamiento o retracción magmática.
- 2) Adelgazamiento del manto de la litosfera durante el enfriamiento seguido del término del estiramiento o calentamiento del manto de la litosfera.
- 3) Carga sedimentaria y volcánica debido a compensación isostática de la corteza o flexionamiento de la litosfera durante la sedimentación o volcanismo.
- 4) Carga tectónica por compensación isostática de la corteza y flexionamiento de la litosfera durante el proceso de cabalgamientos o engrosamiento de la corteza por plegamiento.
- 5) Carga subcortical debido al flexionamiento de la litosfera durante el aumento de la base cortical de una litosfera densa.
- 6) Efectos dinámicos del flujo en Astenósfera, que es el descenso o delaminación de la litosfera subducida.
- 7) Densificación de la corteza debido a cambios de condiciones presión-temperatura o emplazamiento de magma de mayor densidad en una corteza de menor densidad.

En la figura 3.1 podemos ver los tipos de cuencas de acuerdo a su tipo de límite y los mecanismos de subsidencia asociados. Como podemos observar, el adelgazamiento en la corteza es el mecanismo que predomina durante las primeras etapas de extensión durante el desarrollo de una cuenca y como el engrosamiento del manto litosférico

predomina en el proceso de transición rift-to-rift a lo largo de márgenes divergentes que evolucionan a márgenes intraplaca.

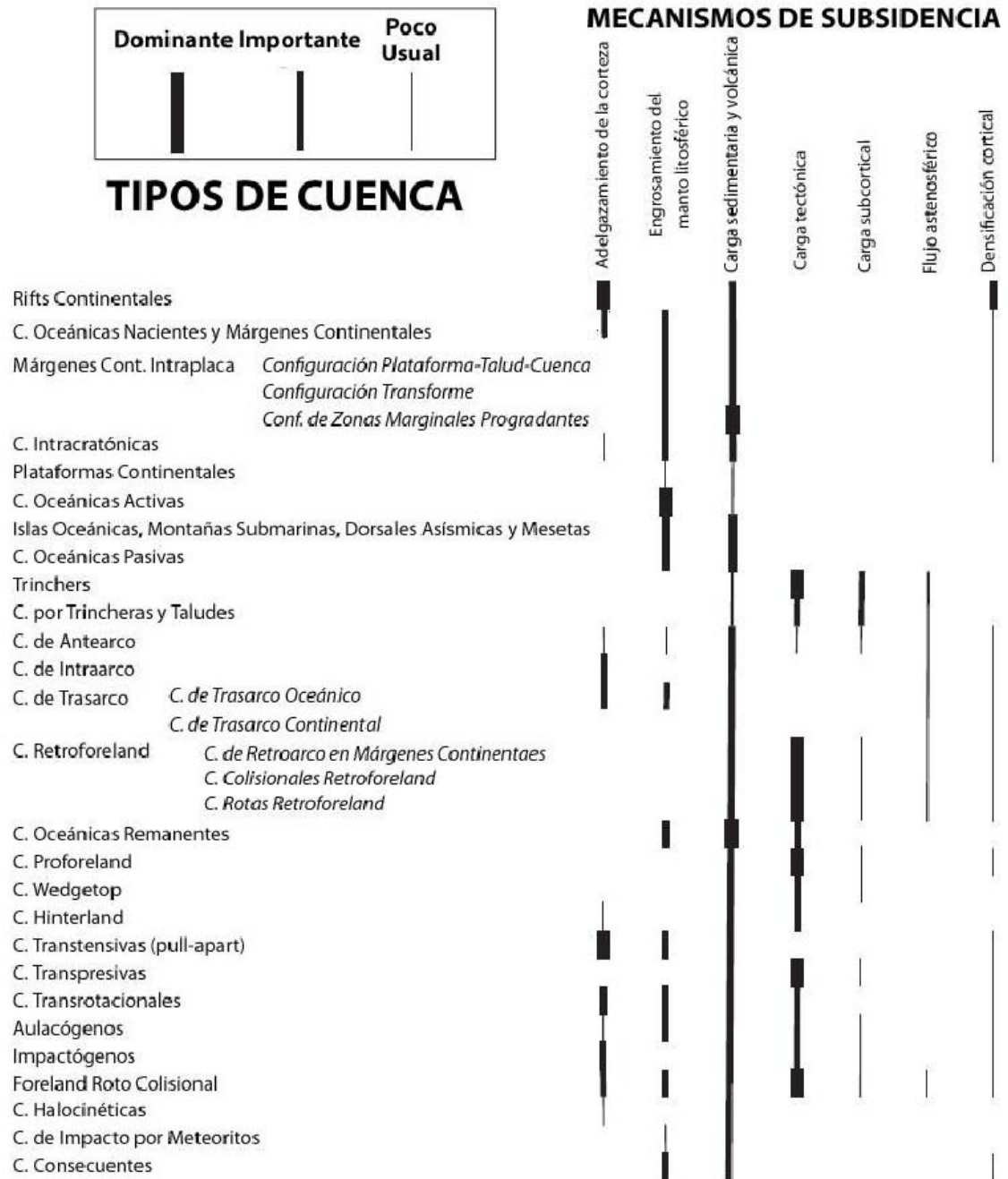


Figura 3.1- Mecanismos de subsidencias más común para cada tipo cuenca sedimentaria (Modificado de Ingersoll, 2012).

3.3 Criterios de clasificación

La clasificación propuesta por Dickinson en 1974 diferenciaba las cuencas sedimentarias de acuerdo a los procesos a los que están sujetas las diferentes placas tectónicas.

Según Dickinson 1974, la placa tectónica enfatiza los movimientos horizontales de la litosfera, la cual induce también movimientos verticales debido a los cambios en el espesor de la corteza, características térmicas y ajuste isostático. Estos movimientos verticales son las responsables de formar cuencas sedimentarias, levantamiento que forma cinturones orogénicos y la reorganización de patrones estructurados y estratigráficos.

Los componentes o factores principales en la evolución de cuencas, que también se pueden usar para su clasificación, son los tipos de sustratos, que puede ser la corteza continental, corteza oceánica, corteza transicional y corteza compleja. Otro criterio es la proximidad a la que se encuentra la cuenca sedimentaria del límite de placas, ya que esta condición le proporciona características distintas de acuerdo a esta distancia (Ingersoll, 2012).

Existen diferentes modelos conceptuales para definir y clasificar una cuenca sedimentaria, sin embargo, los modelos actuales de tectónica de placas son el mejor sistema con el que podemos entender el origen y características de las cuencas sedimentarias.

3.4 Clasificación de Cuencas según su Marco Tectónico.

La mejor forma de clasificar las cuencas sedimentarias es basándose en los procesos e interacciones de la Tectónica de Placas. Las características que controlan la ubicación, inicio, evolución y estratigrafía están en función de las características tectónicas.

Los movimientos horizontales de placas, los cambios en la temperatura a través del tiempo, el estiramiento y acortamiento de la corteza terrestre, los ajustes isostáticos, los cambios dinámicos del manto, los procesos superficiales e incluso eventos no terrestres influyen en la formación de cuencas sedimentarias (Meyer, Attamasi, Freeman, 2007).

El criterio de clasificación para cuencas sedimentarias según Dickinson 1974 es de acuerdo al tipo de escenario o límite de placas más cercano, la proximidad a los límites de placas y al tipo de secuencia estratigráfica.

Es así como la clasificación de cuencas sedimentarias está en función de los siguientes tipos de escenarios (límites):

1. Divergentes
2. Intraplaca
3. Convergentes
4. Transformantes
5. Híbridos
6. Mixtos

Dentro de cada una de estas categorías podemos encontrar muchas variantes que dependen del tipo de estrato (oceánico, transicional, continental y de corteza anormal), así como de la posición de su estructura, tipo de aportación de sedimentos y de acuerdo a la herencia. Esta clasificación se basa en las características de la cuenca en el momento del aporte de sedimentos.

La formación de una cuenca sedimentaria puede ser vista como el resultado de un proceso de cambios en la configuración de las placas tectónicas y la interacción de estas placas cuyos efectos se combinan resultando en un desarrollo continuo (Dickinson, 1974).

Los rifts son áreas donde la presencia de fracturas indica que la corteza está sufriendo divergencia y extensión. En ocasiones los rifts continentales pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes, los cuales usualmente evolucionan a cuencas oceánicas bordeadas por márgenes continentales intraplaca 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 aulacógenas. Si todos estos límites de placas de la 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-trinchera resulta en diversas configuraciones para cuencas relacionadas a un arco. El más notable es el régimen general de esfuerzo en el sistema de arco-trinchera, 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.

Una de las primeras clasificaciones de cuencas sedimentarias de acuerdo al límite tectónico al que se asocia y a la cercanía de este límite fue la realizada por Dickinson entre 1974 y 1976, con el paso del tiempo fue modificada por Ingersoll y Busby 1995 y finalmente por Ingersoll 2012.

Dickinson 1974, utilizó como criterios de clasificación los siguientes factores:

1. Tipo de límite de la placa más cercana

2. Proximidad a los límites de placa
3. Tipo de sustrato.

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

La clasificación de las cuencas se basa en las características de la cuenca al momento de la sedimentación. Por lo tanto, muchas sucesiones estratigráficas son multidimensionales y multigeneracionales por lo que una sola sucesión estratigráfica puede representar diferentes marcos tectónicos como ocurre con las cuencas de México, tal es el caso de la plataforma de Córdoba, la Cuenca de Veracruz, la Sonda de Campeche y la Provincia Tampico-Misantla.

A continuación se muestra última clasificación que es utilizada en este trabajo (Tablas 3.1 y 3.2):

CLASIFICACION DE CUENCAS

Forma	Irregular	
Geometría de la sedimentación	Simétrica	
	Asimétrica	
Tipo de Límites	Depositacional	Controlada por la topografía
		Limitada por fallas inactivas
	Tectónico	Limitada por fallas en todos sus
	(limitada por fallas activas)	márgenes
Mecanismo que da a 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	
	Transpresiva	
Tipo de Corteza	Oceánica	
	Continental	
	Intermedia	
El límite tectónico al que	(Ver tabla 3.2)	

se asocia y la cercanía a dicho límite.

Tabla 3.1 Clasificación de Cuencas.

CLASIFICACIÓN DE CUENCAS DE ACUERDO AL LIMITE TECTÓNICO AL QUE SE ASOCIA				
TIPO DE ESCENARIO	TIPO DE CUENCA	DEFINICIÓN	EJEMPLO ACTUAL	EJEMPLO ANTIGUO
DIVERGENTE Margen Divergente o extensional asociado a fallas normales	Rifts Continentales	Rifts en la corteza continental comúnmente asociados con magmatismo bimodal	Rift de Rio Grande	Proterozoico, Rift Keweenawano
	Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales	Cuencas oceánicas incipientes con piso de nueva corteza oceánica y limitadas por márgenes continentales de rifts jóvenes.	Mar Rojo	Jurásico del Este de Groenlandia
INTRAPLACA Márgenes continentales intraplaca	Configuración Plataformatalud-cuenca (self-slope-rise)	Márgenes maduros de apertura continental intraplaca con bordes de plataforma cerca de los límites entre la corteza continental y oceánica	Costa Este de Estados Unidos	Paleozoico Temprano de Estados Unidos y la Cordillera Canadiense
	Configuración transformante	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.
	Configuración de zonas marginales progradantes	Márgenes continentales intraplaca progradacionales con borde de plataforma sobre la corteza oceánica	Costa del Golfo del Rio Mississippi	Paleozoico Temprano del terreno Meguma en los Apalaches Canadienses
	Cuencas Intracratónicas	Cuencas cratónicas amplias subyacidas por rifts fósiles	Cuenca de Chad	Cuenca Paleozoica de Michigan
	Plataformas continentales	Cratones estables con una delgada y extensa capa sedimentaria	Mar Barents	Paleozoico medio de Norteamérica
	Cuencas oceánicas activas	Cuencas en las que su piso está constituido por corteza oceánica formada en límites de placa divergentes	Océano pacífico	Varios complejos ofiolíticos

		activos que no están relacionados con sistemas de arco-trinchera				
		Islas oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas	Abanicos sedimentarios y plataformas formadas en marcos intraoceánicos con la excepción de sistemas arco-trinchera.	Montañas submarinas "Emperador-Hawaii"	Complejo Volcánico Mesozoico de Snow Mountain	
		Cuencas oceánicas pasivas o estables	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	Depresiones profundas formadas en zonas de subducción oceánica.	Trinchera de Chile	Isla Shumagin, Cretácico. Sur de Alaska	
		Cuenca por trincheras y taludes	Depresiones estructurales locales en complejos de subducción	Trincheras de América Central	Placa Cambria, Cretácico. Centro de California	
		Cuenca de antearco	Cuencas dentro de una brecha arco-trinchera.	Costa afuera de Sumatra	Gran Valle, Cretácico. California	
		Cuencas de intraarco				
		Cuencas de intraarco oceánico	Cuencas a lo largo de plataformas de arco intraoceánico que incluyen actividad volcánica.	Arco de Izu Bonin	Copper Hill, Complejo Gopher Ridge (Jurásico, California)	
		Cuencas de intraarco continental	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				
		Cuencas de trasarco oceánico	Cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos (incluyendo cuencas de interarco entre arcos activos y remanentes)	Trasarco Marinas	Ofiolita Josephine, Jurásico. Norte de California	
		Cuencas de trasarco continental	Cuencas Continentales detrás arcos demargen continental sin	Plataforma Sunda	Triásico tardío-Jurásico Temprano de la cordillera de	

	cinturones de pliegues y cabalgaduras		Estados Unidos
CUENCAS FORELAND (Cuencas formadas frente a una cadena montañosa y un cratón adyacente)			
Cuencas Retroforeland (Cuencas situadas detrás del arco)			
Cuencas de retroarco en márgenes continentales	Cuencas de antepaís en las partes continentales de los sistemas de margen continental arco-trinchera..	Piedemonte Andino	Antepaís Sevier Cretácico de la Cordillera de Estados Unidos
Cuencas colisionales retroforeland	Cuencas de antepaís formadas en placas que cabalgan en la subducción durante colisiones continentales (pueden tener precursores de retroarco).	Cuenca oeste de Tarim en China	Cuenca de Ordos, Triásico-Jurásico. China
Cuencas rotas retroforeland	Cuencas formadas junto con levantamientos con núcleo de basamento en marcos retroforeland	Cuencas de las Sierras de Pampeanas en Argentina	Cuencas Laramide de la Cordillera de Estados Unidos, cretácico tardío-paleógeno.
Cuencas oceánicas remanentes	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 Proforeland	Cuencas de antepaís situadas 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	Cuencas formadas	Cuenca de	Apeninos,

	Wedgetop	y desplazadas en zonas de empuje	Peshawar en Pakistan	Neogeno. Italia
	Cuencas Hinterland	Cuencas formadas en corteza gruesa detrás de cinturones de pliegues y cabalgaduras foreland	Meseta de Altiplano en Bolivia	Cuenca de Zhada, Neógeno. Tibet
Transformante	Cuencas transtensivas	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	Cuencas formadas por el acortamiento a lo largo de curvas donde cambia el rumbo de las fallas	Cuenca de Santa Bárbara. California	Cuenca Dorsal Mioceno, California.
	Cuencas transrotacionales	Cuencas formadas por la rotación de los bloques de corteza respecto a un eje vertical dentro del sistema de fallas strike-slip	Ante arco de las islas de aleutian	
Sistemas Híbridos	Aulacógenos	Rifts fósiles reactivados con ángulos altos respecto a cinturones orogénicos	Ensenada Mississippi	Aulacógeno Andarko Paleozoico Oklahoma
Asociados a distintos aspectos estructurales	impactógenos	Rifts continentales recién formados a con ángulos altos respecto a los cinturones orogénicos sin historia preorogénica (en contraste con los aulacógenos).	Rift Baikal en Siberia	Graben Rhine, Europa
	Foreland roto colisional	Cuencas mixtas formadas en una corteza continental deformada debido a colisiones	Cuenca Qaidam en China	Cuencas de las Rocallosas Ancestrales de la Cordillera de Estados Unidos. Pensilvánico-Pérmico
	Cuenca halocinética	Cuencas formadas debido a la deformación de	Mini cuencas en aguas profundas del	Cuenca La Popa. Cretácico-Paleógeno.

		cuerpos salinos, mas comúnmente en zonas marginales continentales progradantes y proforelands	golfo de México.	México
	Cuencas de impacto por meteoritos	Depresiones en la superficie de la tierra resultado de impactos extraterrestres	Cráter meteor en Arizona	Cuenca Chicxulub, Cretácico-Paleógeno, México.
	Cuencas consecuentes	Cuencas formadas en marcos intermontanos tras el cese de actividad tectónica orogénica	Cuenca sur de Arizona	Cuenca Sustut, Paleógeno, Columbia Británica.

Tabla 3.2: Clasificación de Cuencas sedimentarias de acuerdo al límite tectónico al que se asocia con ejemplos actuales y antiguos (Tomada de Ingersoll, 1988).

Como podemos ver hay una gran cantidad de factores de la tectónica de placas de los que depende el desarrollo de las cuencas sedimentarias, por lo que entre más información tenemos acerca de estos procesos de generación más diferentes parecen una de otra haciéndolas únicas en sus características.

3.4.1 Marco Tectónico Divergente

Actualmente sabemos que las dorsales oceánicas marcan los bordes divergentes o constructivos de las placas donde se origina la nueva litosfera oceánica. Si se pudiera drenar toda el agua del océano observaríamos un escenario no muy diferente del que observamos en los continentes, observaríamos picos volcánicos, fosas profundas, altiplanos extensos, cadenas montañosas lineales y grandes llanuras (Tarbuck, 2005).

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). Independientemente de los mecanismos de iniciación de rifting, los rifts continentales pueden ser exitosos o abortados.

Un “Rifting Exitoso” es aquel 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.

Un “Rifting Abortado”, es aquel que no evoluciona a cuencas oceánicas nacientes, y por el contrario produce rifts fósiles, comúnmente superpuesta por cuencas intracratónicas (Sengor, 1995) y aulacógenos.

3.4.1.1 Rifts Continentales

El desarrollo de una nueva cuenca oceánica empieza con la formación de un rift continental, una depresión alargada en la litosfera. En estos lugares el sistema de rifts se convertirá en una cuenca oceánica joven y estrecha. Al final, la expansión del fondo oceánico tiene como resultado la formación de una cuenca oceánica madura limitada por bordes 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 en un semigraben (figura 3.2) o un graben (figura 3.3) separados de altos topográficos por medio de un sistema de fallas normales. Estas son cuencas son rellenadas por depósitos continentales inicialmente.

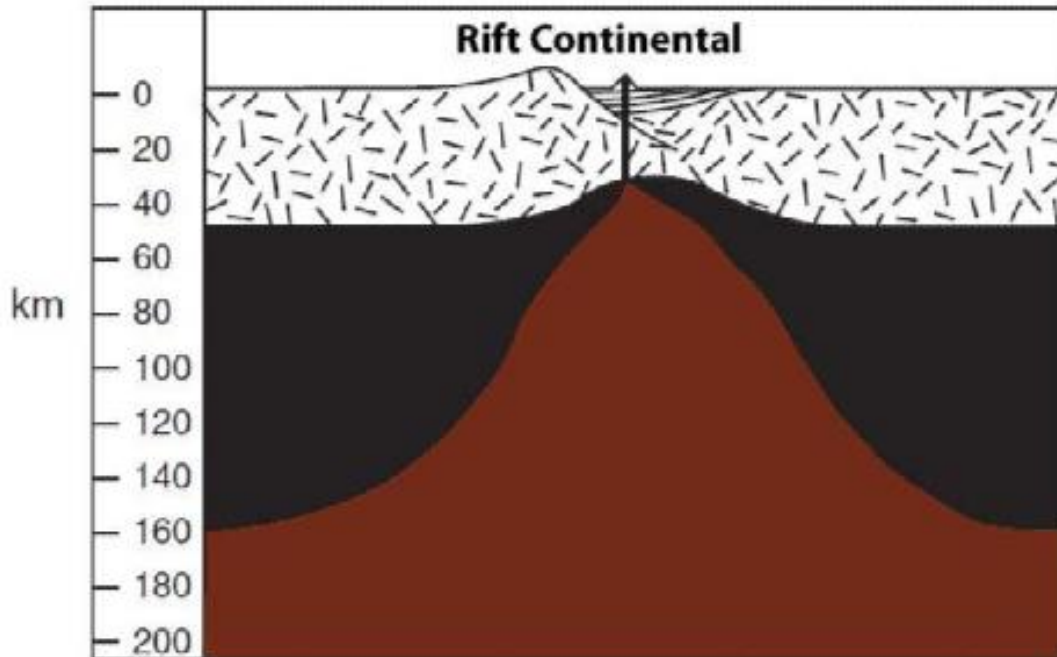


Figura 3.2 Modelo actualístico de "Rift Continental". Donde la corteza continental está representada con las líneas dispersas, la corteza oceánica por las líneas verticales, el manto litosférico y las rocas ígneas con negro, la astenósfera y magmas derivados de marrón (Tomado de Ingersol, 2012).

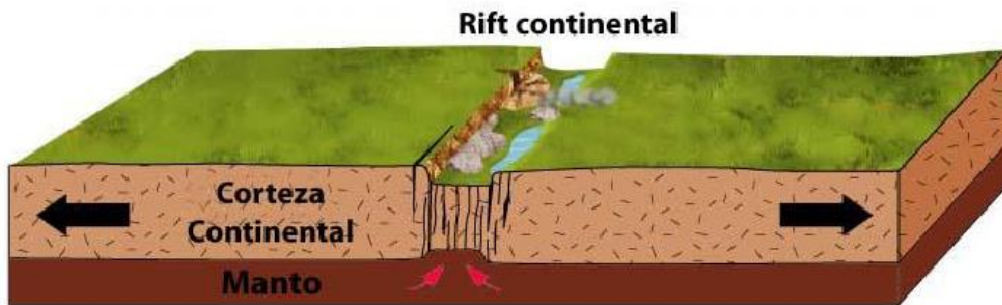


Figura 3.3 Modelo 3D de un rift continental con un graben (Tomado de Romero, 2013).

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

3.4.1.1.1 Mecanismos de Rifts Continentales

Se han propuesto dos mecanismos de ruptura continental, las plumas de rocas calientes móviles que ascienden desde la profundidad del manto y las fuerzas que surgen de los movimientos de placas. Se interpreta que las plumas del manto contribuyen a la separación de una masa pero no parece ser de la magnitud suficiente para dispersar los fragmentos.

Una “pluma del manto” está compuesta de rocas del manto más calientes de lo normal con un extremo de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca vulcanismo en la superficie. El resultado es una región volcánica denominada “hotspot” puntos calientes, que pueden tener un diámetro de hasta 2000 kilómetros (Tarbuck, 2005).

Las plumas del manto tienden a concentrarse debajo de un super continente porque, una vez unida, una gran masa continental forma una “cubierta” aislante que atrapa el calor del manto. El consiguiente aumento de la temperatura conduce a la formación de plumas del manto que sirven como mecanismos de disipación de calor.

3.4.1.2 Cuencas oceánicas nacientes y márgenes continentales.

Aunque en los bordes divergentes se produce nueva litosfera de manera continua, el área de la superficie terrestre no aumenta. Para equilibrar la cantidad de litosfera recién creada, debe producirse un proceso por el que se destruyan las placas.

En muchos puntos la litosfera oceánica es más densa que la astenósfera subyacente y, por tanto, se hundirá. Por el contrario, la litosfera con la corteza continental es demasiado ligera para subducir. Cuando una masa continental forma parte de una placa oceánica en subducción es arrastrada hacia la fosa. Al final, entra en la fosa y “cierra” el sistema, provocando el cese de la subducción (Tarbuck, 2005).

Como sabemos, la litósfera continental está sujeta a extensión y adelgazamiento, mientras la astenósfera se eleva muy cerca de la superficie (Figura 3. 4). 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, 2008). 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). Esto significa 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.

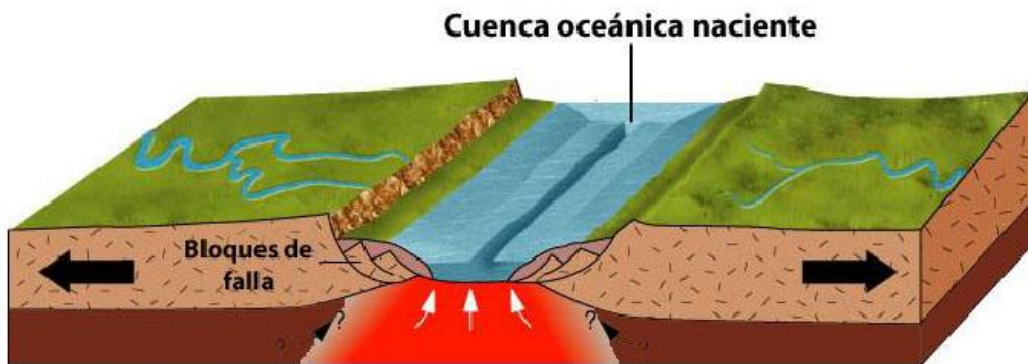


Figura 3.4 Modelo 3D de una cuenca oceánica naciente (Tomada de Romero, 2013)

3.4.2 Marco Tectónico Intraplaca

3.4.2.1 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. El proceso conocido como Rift-to-drift ocurre cuando un marco divergente evoluciona a un marco intraplaca debido al proceso de evolución donde los nuevos márgenes continentales de rift con levantamiento de flancos de rift se enfrían y se hunden (Dickinson, 1974; Ingersoll y Busby, 1995).

3.4.2.1.1 Configuración plataforma-talud-cuenca

La mayoría de los márgenes continentales intraplaca en su etapa madura consisten en una cuña que aumenta en espesor conforme se dirige al mar con depósitos de plataforma en la cima de la corteza continental, que contrariamente se hacen más delgados en dirección al mar. La corteza continental y cuasi-oceánica 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 turbidífticos de dorsal y planicie abisal en la corteza oceánica (Ingersoll, 2012).

La mayoría de los márgenes continentales atlánticos modernos tienen la configuración que se muestra en la (Figura 3.5) con ambientes donde los carbonatos predominan a bajas latitudes, careciendo de una amplia contribución clástica.

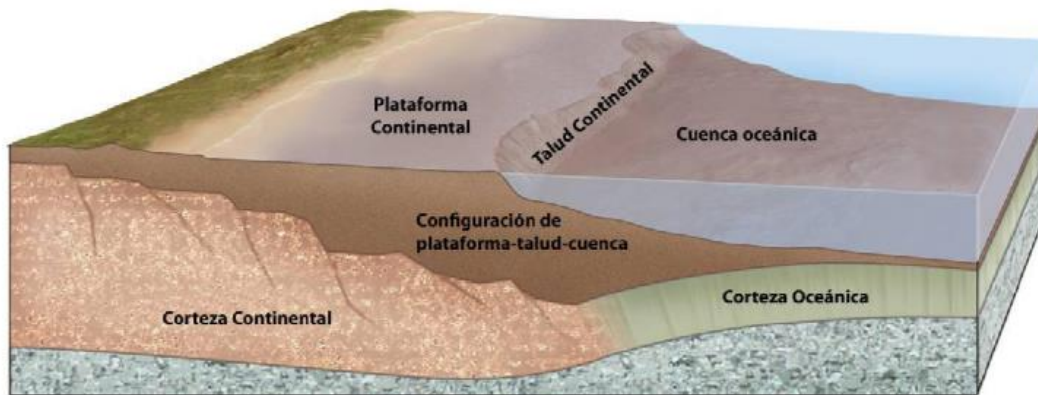


Figura 3.5 Modelo 3D de la configuración plataforma-talud-cuenca (Tomada de Romero, 2013).

3.4.2.1.2 Configuración transformante

Estos márgenes continentales intraplaca se forman a lo largo de los límites transformantes, en lugar de límites de rift, teniendo prismas de sedimentos más estrechos y con una corteza transicional (Figura 3.6).

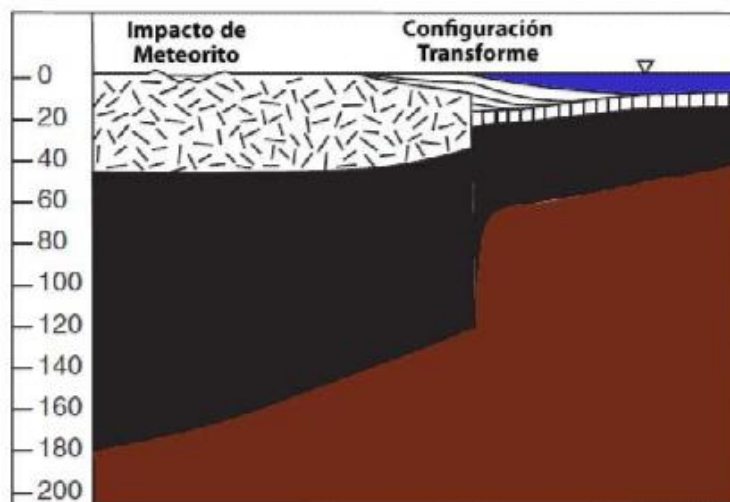


Figura 3.6 Modelo actualístico de la configuración transformante y la cuenca de impacto por meteoritos (Tomado de Ingersoll, 2012).

3.4.2.1.3 Zonas marginales continentales progradantes

Los grandes ríos que se forman a lo largo de los márgenes continentales intraplaca se originan por rifts fósiles generalmente, estos tienden a un alto ángulo en los márgenes (Ingersoll y Busby, 1995). En el Delta de Nigeria (Burke, 1972) y el Delta del Misisipi (Galloway et al., 2000), el borde de plataforma ha progradado sobre la corteza oceánica porque el espesor sedimentario máximo aumenta la carga isostática (16-18 km; Kinsman, 1975).

3.4.2.2 Cuencas Intracratónicas

La mayoría de las cuencas intracratónicas (ej. Cuenca Michigan) sobreyacen rifts fósiles (ej, Howell y van der Pluijm, 1999), (Figura 3.7).

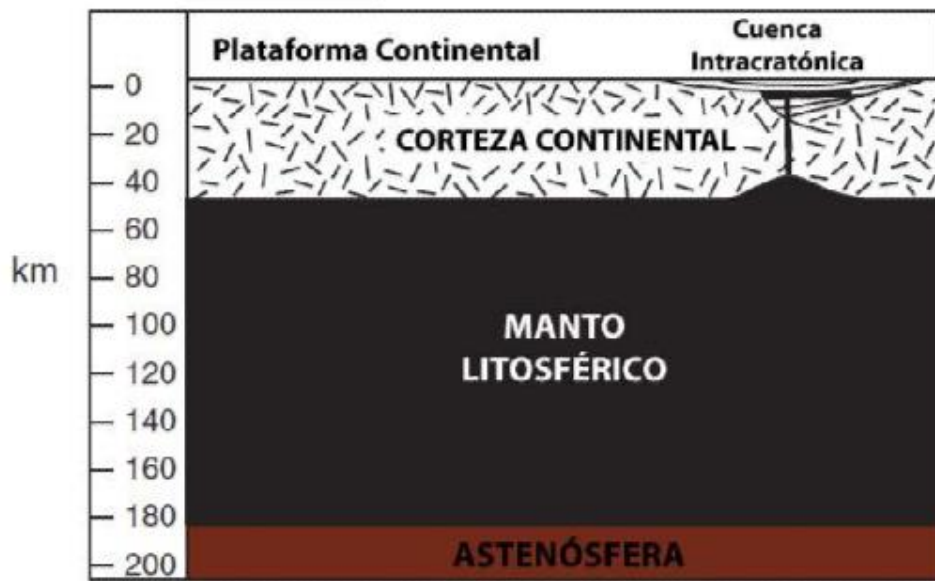


Figura 3.7 Modelo actualístico de las Cuencas Intracratónicas y la Plataforma Continental. (Tomado de Ingersoll, 2012).

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).

Cuando disminuye la rigidez litosférica es cuando ocurre la subsidencia, esto permite que una masa sin compensar en la corteza superior (remanentes de rifts fósiles) pueda hundirse en un área extensa.

3.4.2.3 Plataformas Continentales

Las secuencias estratigráficas primarias cratónicas reflejan eventos tectónicos globales y eustáticos. Los eventos locales y regionales también influyen en las plataformas continentales, en contraste a las cuencas intracratónicas, las plataformas continentales 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).

3.4.2.4 Cuencas oceánicas activas

A medida que se aleja de la expansión en las dorsales ocurre un decaimiento termal sistemático exponencial de la litósfera oceánica. Esto se expresa en un incremento en la profundidad del agua con la edad de la corteza oceánica (Sclater et al., 1971; Stein y Stein, 1992), (Figura 3.7, Figura 3.8).

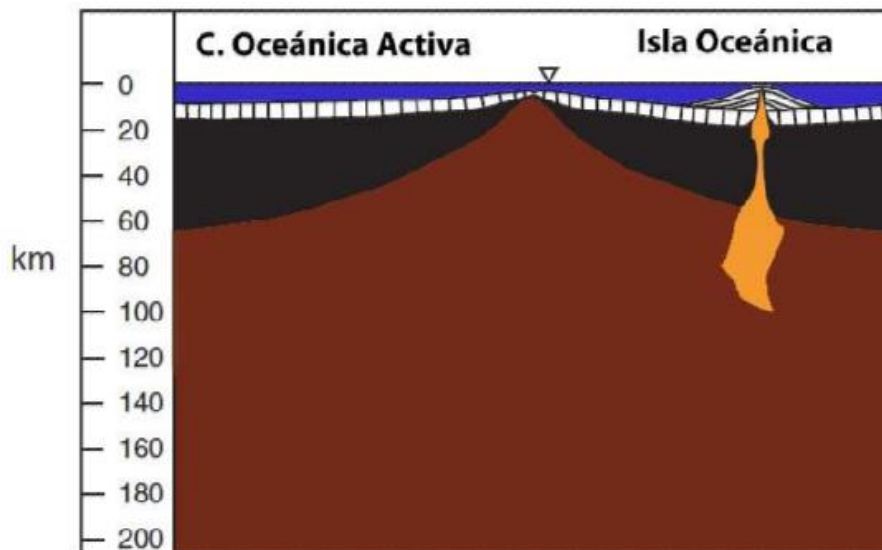


Figura 3.8 Modelo actualístico de las “Cuencas oceánicas activas y las “islas oceánicas”, (Tomado de Ingersoll, 2012).

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 Silíce (PCS);

en estos casos 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.

3.4.2.5 Islas Oceánicas, montañas submarinas, dorsales asísmicas y mesetas.

Las islas, 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.

Se calcula que existen entre 22,000 y 55,000 montañas submarinas en el fondo oceánico de los cuales menos de 2,000 están activos. El número mayor se encuentran en el pacífico, estos suelen formar cadenas lineales y en algunos casos una dorsal volcánica (Tarbuck, 2005).

Algunas dorsales, como la de las montañas submarinas de Hawuái en el océano pacífico, se extiende desde Hawuái hasta la fosa de Aleutianas y se forman sobre hotspots o puntos calientes volcánicos asociados con una pluma del manto.

Las plumas del manto también generan llanuras oceánicas que se parecen a las provincias basálticas que se hallan en los continentes; están compuestas principalmente por basalto almohadillados y otras rocas máficas de más de 30 km de espesor en algunos casos.

3.4.2.6 Cuencas oceánicas pasivas o estables.

Las cuencas pasivas (Figura 3.9) 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).

Estas contrastan notablemente con cuencas oceánicas activas, que incluyen por lo menos una dorsal de expansión y con las cuencas oceánicas remanentes. 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 (Ingersoll y Busby, 1995).

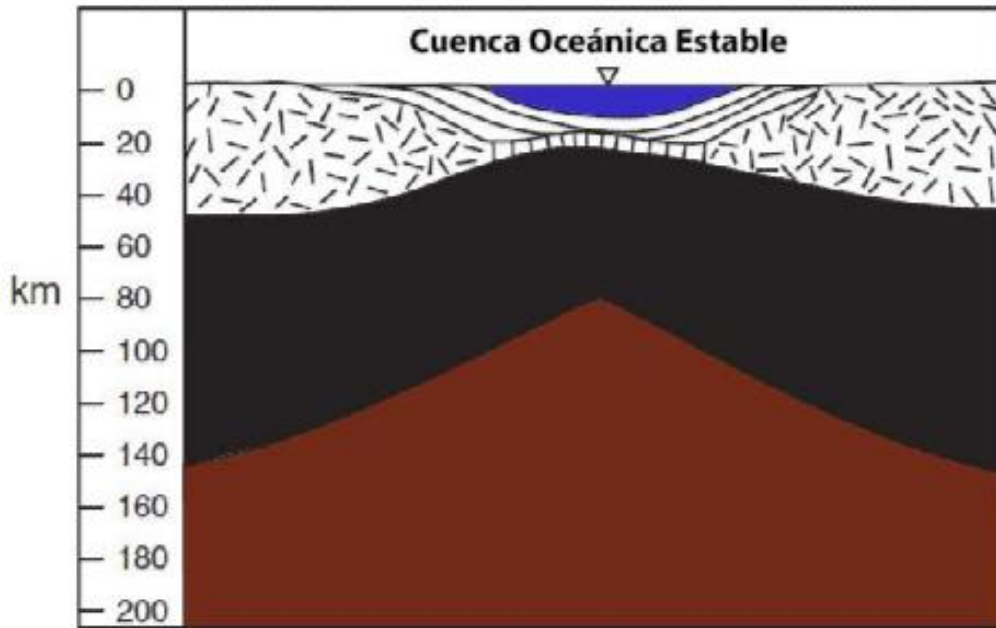


Figura 3.9 Modelo actualístico de las cuencas oceánicas pasivas o estables (Tomado de Ingersoll, 2014).

Las cuencas oceánicas pasivas son creadas por dos procesos:

1. Cuando la expansión en las dorsales de las cuencas oceánicas nacientes 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).

Este tipo de cuencas suelen tener tiempos de vida de cientos o miles de años, y pueden variar considerablemente en cuanto a su tamaño. El ejemplo más representativo es el Golfo de México, la cuenca pasiva más grande a nivel mundial, esta 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), (Dickinson y Lawton, 2001). Cuando una cuenca oceánica pasiva contiene de 16-20 km de capas sedimentarias en la parte superior de la litósfera oceánica y es rellenada hasta el nivel del mar. Esta puede asemejarse superficialmente a una cuenca intracratónica, sin embargo, esta 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. Las cuencas intracratónicas pueden experimentar hundimiento renovado o inversión tectónica (Cooper y Williams, 1989; Cameron et al., 1992).

3.4.3 Marcos Tectónicos Convergentes

El ascenso de rocas del manto parcialmente fundidas a lo largo de los bordes divergentes de placa se traduce en la formación de nueva litosfera oceánica, en este caso, la convergencia de placas en las zonas de subducción a lo largo de los márgenes convergentes es donde la litosfera oceánica se dobla y sumerge nuevamente en el manto (Tarbuck, 2005).

3.4.3.1 Estructuras de la zona de subducción.

Las zonas de subducción pueden dividirse en fosa oceánico profunda, arco volcánico, región antearco y región transarco (Tarbuck, 2005)

Estas zonas de subducción también pueden situarse en una de las dos categorías siguientes, donde la litosfera oceánico se subduce por debajo de otra capa oceánica y donde la litosfera oceánica desciende por debajo de corteza continental.

Los arcos volcánicos son la estructura más evidente generada por la subducción, estos se forman sobre la placa suprayacente. Donde convergen dos placas oceánicas, una se subduce debajo de la otra y se inicia la fusión parcial de la cuña del manto situada por encima de la placa que subduce. Esto termina formando un arco de islas volcánicas sobre el fondo oceánico.

Cuando la litosfera oceánica subduce por debajo de un bloque continental, surge un arco volcánico continental. Aquí el arco volcánico se forma sobre la topografía más elevada de las rocas continentales más antiguas formando picos que pueden alcanzar hasta los 6000 metros sobre el nivel del mar (Tarbuck, 2005).

Las fosas oceánicas profundas están estrechamente relacionadas con la edad y temperatura de la placa oceánica en subducción. En el pacifico donde la litosfera oceánica es fría, las capas oceánicas relativamente densas descienden hacia el manto y producen fosas profundas. Un ejemplo conocido es la fosa de las Marianas que en su zona más profunda alcanza los más de 11000 metros bajo el nivel del mar (Tarbuck, 2005).

Las regiones de antearco se encuentran entre los arcos volcánicos en desarrollo y las fosas oceánicas profundas como podemos observar en la Figura 3.10.

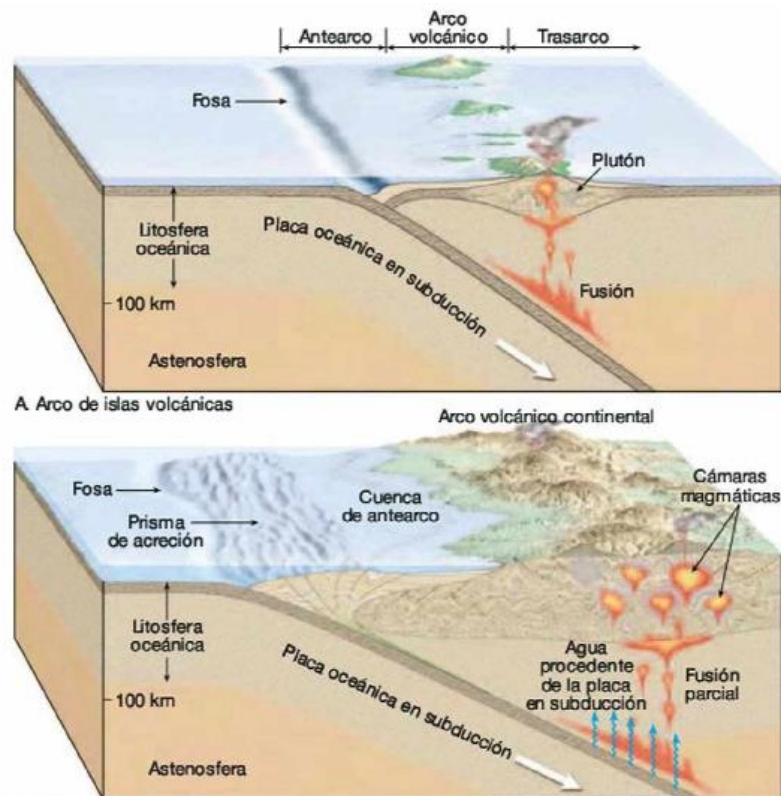


Figura 3.10 Diagrama de ubicación de regiones trasarco y antearco en ejemplos de un arco de islas volcánicas y un borde de placa continental (Tomada de Tarbuck, 2005)

En estas áreas el material piroclástico procedente del arco volcánico y los sedimentos erosionados de la masa continental adyacente se acumulan. La placa que subduce transporta los sedimentos hasta el fondo oceánico donde se encuentra la zona de antearco.

Otra región donde los sedimentos y los materiales volcánicos se acumulan, es la región trasarco, la que se encuentra en la posición opuesta a la fosa. En estas regiones las

fuerzas tensionales suelen ser las dominantes haciendo que la corteza se estire y adelgace.

3.4.3.2 Sistemas arco-trincheras.

Según Dickinson y Seely, 1979, los sistemas arco-trincheras se pueden clasificar fundamentalmente en tres tipos:

1. Extensional
2. Neutral
3. Compresional

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

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

La mayoría de los arcos modernos que miran hacia el este son extensionales, con subducción de la litósfera vieja con ángulos pronunciados. También, casi todos los arcos que miran hacia el oeste son compresionales, con subducción de la litósfera joven, con ángulos bajos. La mayoría de los arcos que miran hacia el sur 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 3.11, donde se observa que las principales cuencas son la trincheras, la cuenca de antearco, trasarco y foreland.

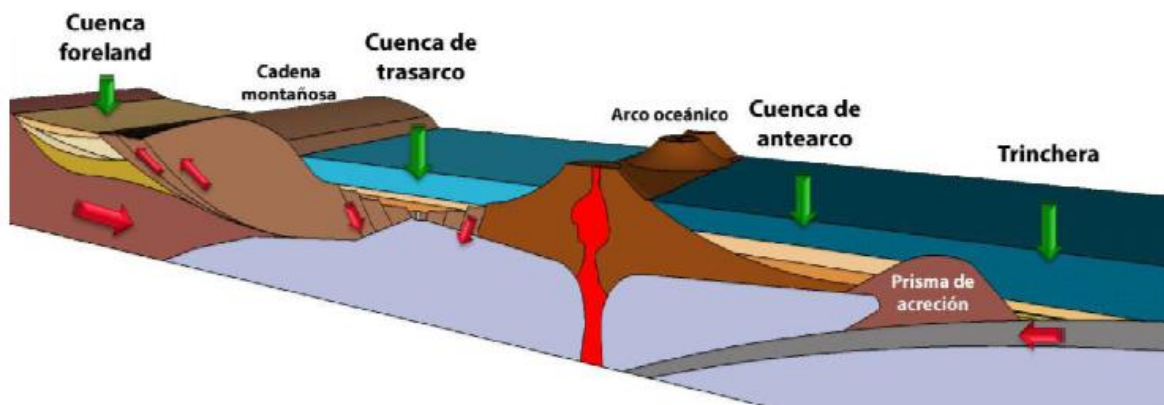


Figura 3.11. Modelo 3D generalizado para los marcos tectónicos convergentes (Tomado de Romero, 2014).

Poder distinguir cuencas de antearco, intra-arco, y trasarco no siempre es fácil. Las cuencas de intra-arco son 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.

3.4.3.2.1 Trincheras.

Underwood y Moore (1995) sintetizaron la naturaleza dinámica de la sedimentación y la tectónica en las trincheras activa. 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 trinchera, el canal axial de la cuña de la trinchera es forzada hacia el mar y la trinchera se ensancha (Figura 3.12).

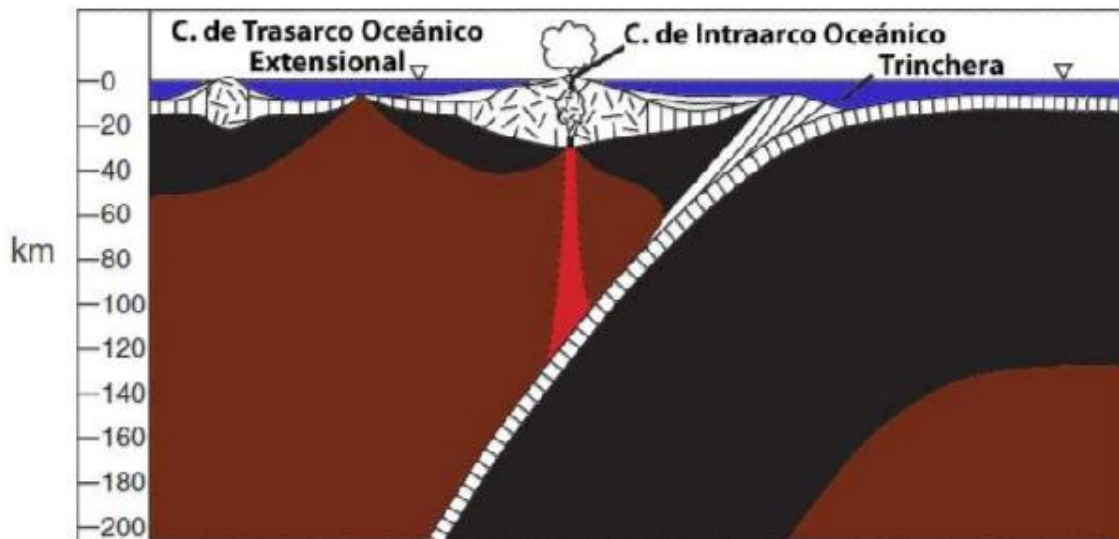


Figura 3.12 Modelo actualístico de Trinchera, cuenca de intraarco, cuenca oceánica extensional de trasarco (Tomado de Ingersoll, 2012).

3.4.3.2.2 Cuencas por trincheras y taludes

El modelo de cuencas desarrollado por Moore y Karig (1976), donde la sedimentación se da en pequeñas cuencas estancadas a lo largo de las paredes internas de las trincheras

(Figura 3. 13). 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.

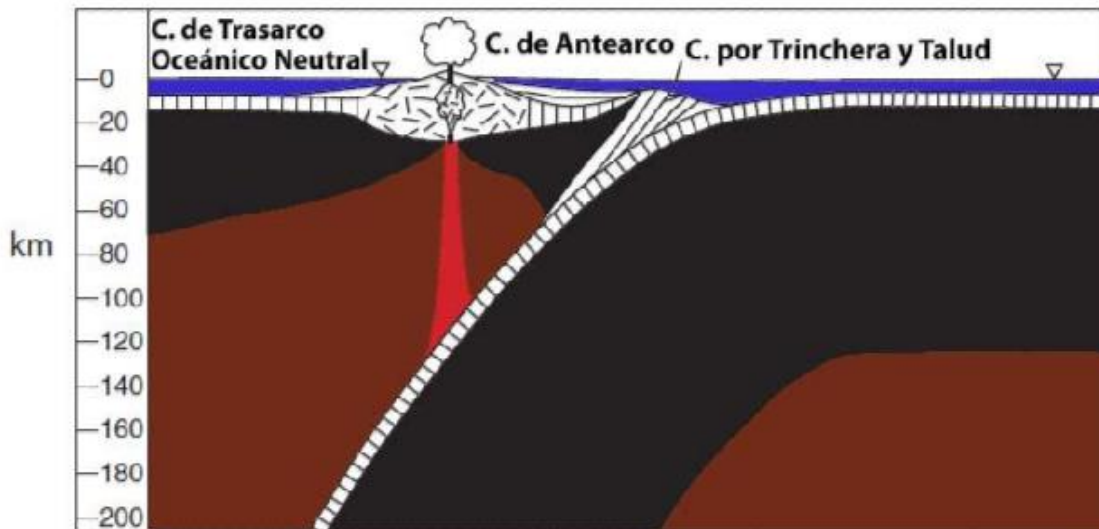


Figura 3.13 Modelo Actualístico de las cuencas por trincheras y taludes, cuencas de antearco, cuencas oceánicas neutrales de trasarco, (Tomado de Ingersoll, 2012).

El promedio de ancho, 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.

3.4.3.2.3 Cuencas de antearco

A medida que el prisma de acreción crece en dirección ascendente, tiende a actuar como barrera al movimiento de los sedimentos desde el arco volcánico hacia la fosa. Como consecuencia los sedimentos empiezan a acumularse entre el prisma de acreción y el arco volcánico, esta región que está compuesta por capas de sedimentos relativamente no deformadas y rocas sedimentarias se denomina cuenca de antearco. El descenso y la sedimentación continua pueden generar secuencias de estratos horizontales de varios kilómetros de grosor (Tarbuck, 2005).

La clasificación de los sistemas de arco-trinchera propuesta por Dickinson (1995) resalta que la tectónica de placas gobierna la iniciación de la subducción, además del posible desarrollo de cuencas de antearco (Figura 3. 14).

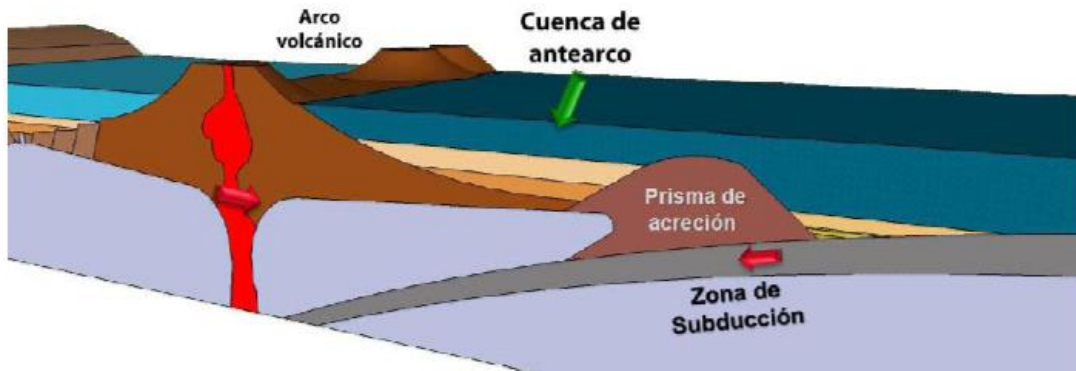


Figura 3.14 Modelo 3D de una cuenca de antearco (Tomado de Romero, 2013).

Los factores que controlan la geometría del antearco son:

1. Configuración inicial
2. Espesor del sedimento en la placa subducida
3. Tasa de transporte de sedimentación al área de antearco
4. Tasa y orientación de la subducción
5. Tiempos desde la iniciación de la subducción.

3.4.3.2.4 Cuencas de intraarco

El origen de este tipo de cuencas en general aun no es bien comprendido, en gran parte debido a la escasez de estudios que integran análisis de volcanología, de sedimentología y de análisis 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.

Las cuencas intraarco oceánicas se ubican dentro del arco volcánico en un margen con corteza oceánica relacionada (Figura 3. 15). Existen tres tipos principales de depocentros para acumulaciones sedimentarias dentro de los arcos (Ingersoll y Busby, 1995; Smith y Landis, 1995).

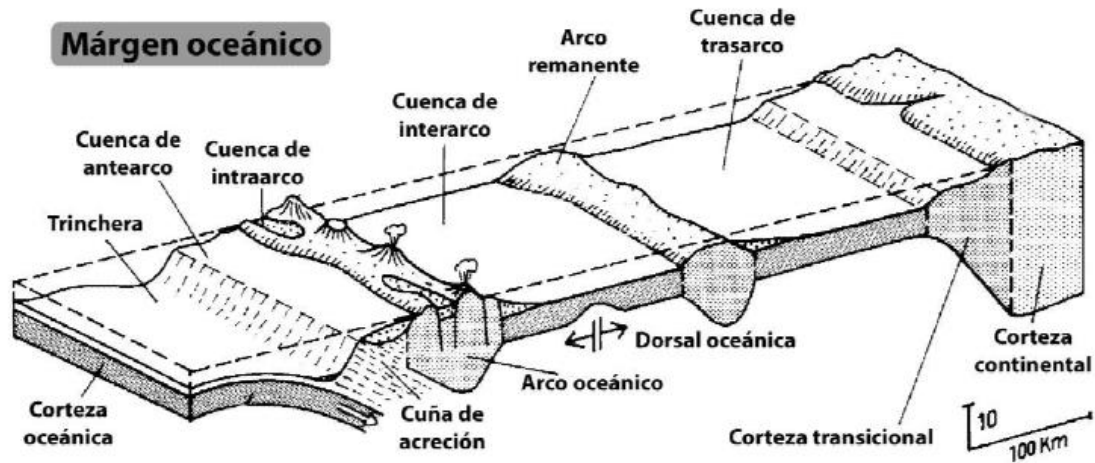


Figura 3.15 Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen oceánico convergente (Modificada de Einsele 1992).

Los depocentros ocurren 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. 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.

3.4.3.3 Cuencas de trasarco

Existen dos tipos de cuencas de trasarco: cuencas oceánicas detrás de arcos magmáticos intraoceánicos, y cuencas continentales detrás de arcos de margen continental (Figura 3.16), con ausencia de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Ingersoll y Busby, 1995).

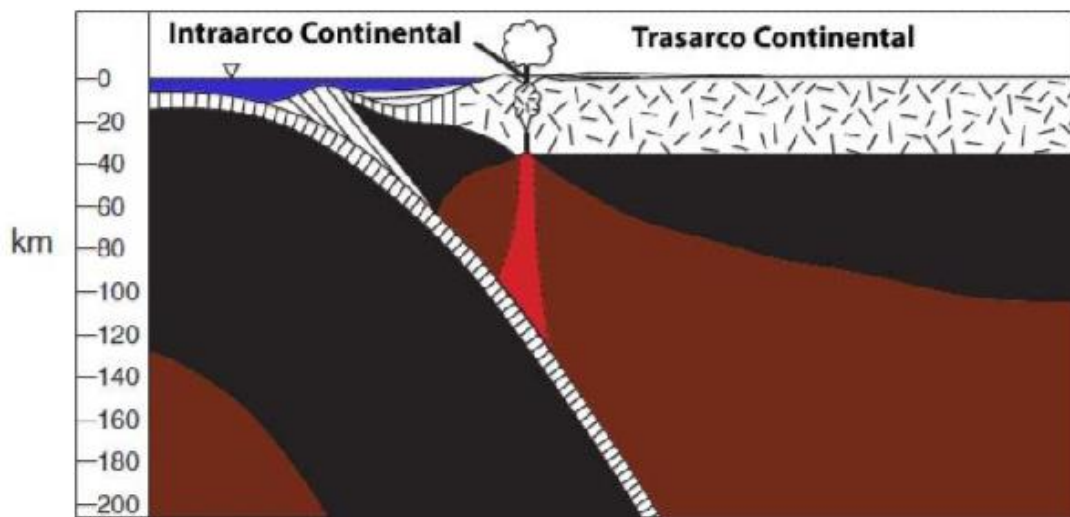


Figura 3.16 Modelo actualístico de la cuenca de trasarco continental e intraarco continental (Tomado de Ingersoll, 2012).

Muchas cuencas de trasarco son de origen extensional, formados por rifting y expansión del piso oceánico (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, produciendo eventualmente un arco remanente detrás de la cuenca de trasarco.

Muchas cuencas de trasarco no son extensionales (Marsaglia, 1995), formándose sobre regímenes de esfuerzo neutrales. 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. El acortamiento del trasarco puede ocurrir en sistemas de arco-trinchera intraoceánica en etapas tempranas de colisión con la corteza flotante (tenBrink et al., 2009); este acortamiento puede representar etapas tempranas de una iniciación de subducción durante una inversión de polaridad.

3.4.3.3.1 Cuencas oceánicas de trasarco

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

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 volcániclastica en la ampliación de la cuenca de trasarco (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.

3.4.3.3.2 Cuencas continentales de trasarco

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

Cuencas similares de trasarco a retroforeland se desarrollaron en el Mesozoico en el oeste de EUA (Dickinson, 1981; Lawton, 1994; Ingersoll, 1997, 2008).

3.4.3.4 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), Dickinson (1974) propuso que el término "retroarco" para describir a las cuencas foreland formadas detrás de arcos compresionales, en contraste con las cuencas foreland "periféricas", formadas en placas subducidas durante colisiones continentales.

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".

3.4.3.4.1 Cuencas Retroforeland

Las cuencas retroforeland se forman en las placas superiores de los márgenes convergentes, y las cuencas proforeland se forman en las placas inferiores de los márgenes convergentes.

Las cuencas retroforeland tienden a tener historias más largas que las cuencas proforeland (Figura 3. 17), 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, (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Cloos, 1993; Ingersoll y Busby, 1995). Ingersoll (2012) propuso que los retroforeland se subdividan en foreland de retroarco (formados detrás de arcos de margen continental) y en retroforeland colisionales (formados por la placa continental por encima durante la colisión continental.) para aclarar estas distinciones. 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.

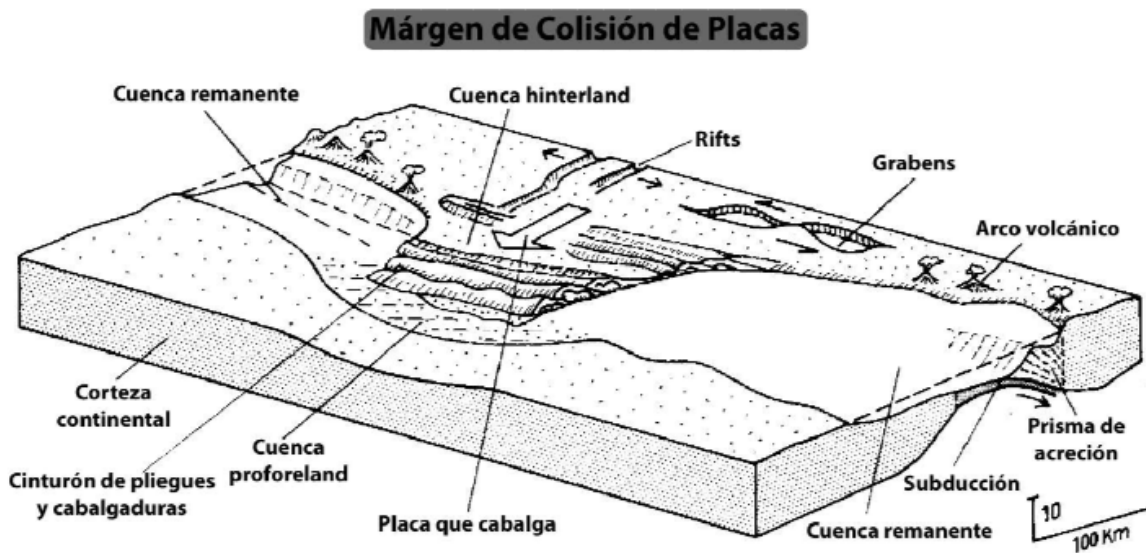


Figura 3.17 Modelo 3D de cuencas asociadas a un margen de colisión continental (Tomado de Einsele, 1992).

3.4.3.4.1.1 Cuencas foreland de retroarco

Jordan en 1981 presentó un análisis de la cuenca foreland de retroarco asimétrica Cretácica asociada con el cinturón de cabalgaduras de Idaho-Wyoming. En ella usó un

modelo elástico bidimensional para mostrar cómo la carga de las cabalgaduras y la carga sedimentaria resultaron en una flexura de la litósfera (figura 3.18). 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.

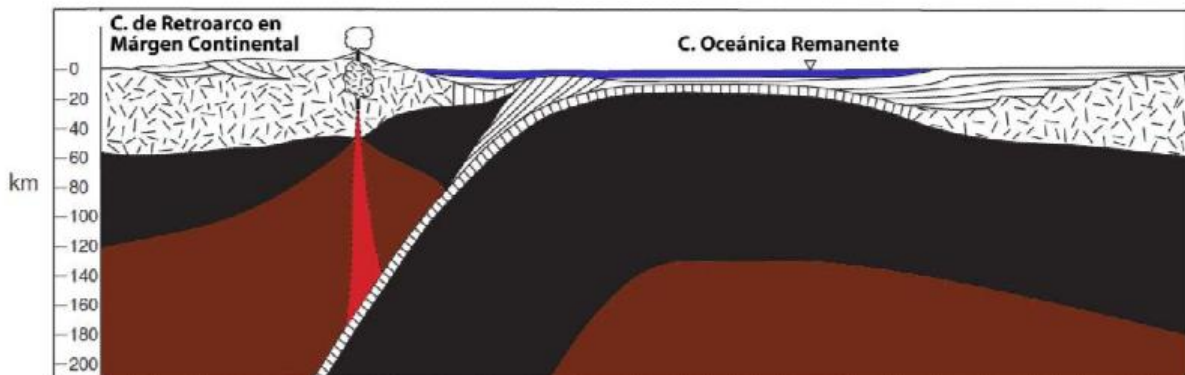


Figura 3.18 Modelo actualístico de la cuenca foreland de retroarco y la cuenca oceánica remanente (Tomado de Ingersoll, 2012).

Los modelos presentados de Jordan y Beaumont de 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, sin embargo, la tectónica compresional detrás del sistema arco-trinchera es el motor de fuerza.

3.4.3.4.1.2 Cuencas retroforeland colisionales

La cuenca retroforeland colisional del Sur de los Alpes se desarrolló al mismo tiempo que la orogénesis del lugar, conforme la placa Europea se subducía por debajo de la Adria (Bertotti et al., 1998; Carrapa, 2009), (Figura 3.19). 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.

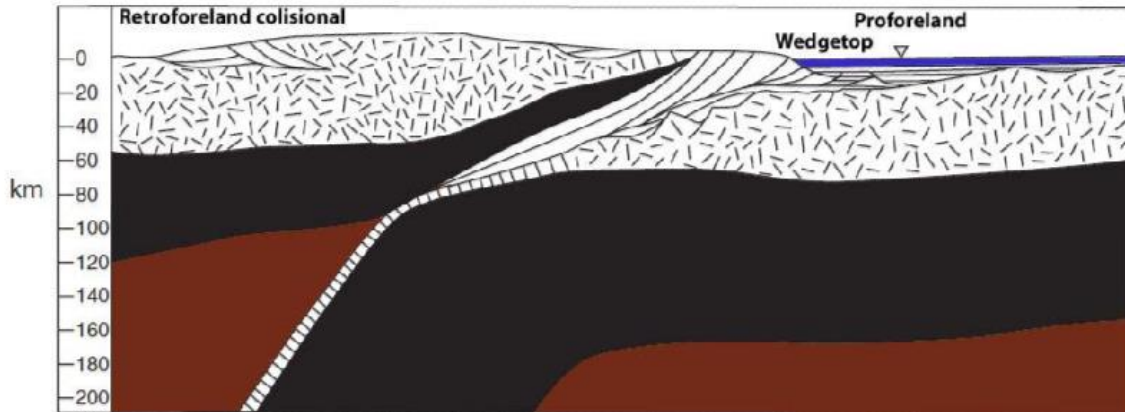


Figura 3.19 Modelo actualístico de la cuenca retroforeland colisional, cuenca proforeland y cuenca wedgetop (Tomado de Ingersoll, 2012).

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).

3.4.3.4.1.3 Cuencas retroforeland rotas

Un ángulo bajo de la subducción debajo de sistemas compresionales de arco-trinchera generalmente da como resultado una deformación del basamento dentro de las cuencas foreland de retroarco (Figura 3.20), (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).

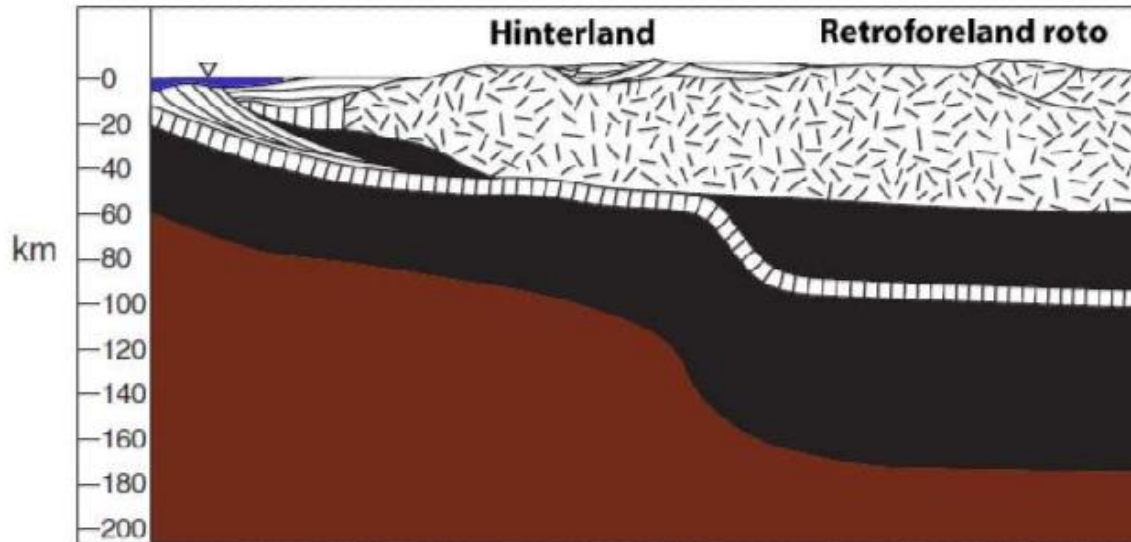


Figura 3.20 Modelo actualístico de la cuenca retroforeland rota, así como de Hinterland (Tomado de Ingersoll, 2012).

3.4.3.4.2 Cuencas proforeland

Así como la colisión continental, que ocurre entre un margen continental con rift y la zona de subducción de un sistema arco-trinchera, una carga tectónica a su vez 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 se forma de la misma manera en que la litósfera elástica se flexiona bajo una invasión de carga dinámica. 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 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 volcanoclásticos al retroforeland, especialmente durante el desarrollo temprano, contra la mínima entrada de volcanoclásticos al proforeland.

3.4.3.5 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, esta 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. 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. en 1975 e Ingersoll et al. entre 1995 y 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) reviso una 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.

3.4.3.6 Cuencas wedgetop

Las “cuencas piggyback” fueron definidas por Ori y Friend en 1984 como cuencas que se formaron y rellenaron mientras fueron llevadas en movimiento como capas de empuje. DeCelles y Giles en 1996 sugirieron la palabra “wedgetop” como un término más general, que incluye tanto cuencas “piggyback” como las de “thrust-top” (Figura 3. 21).

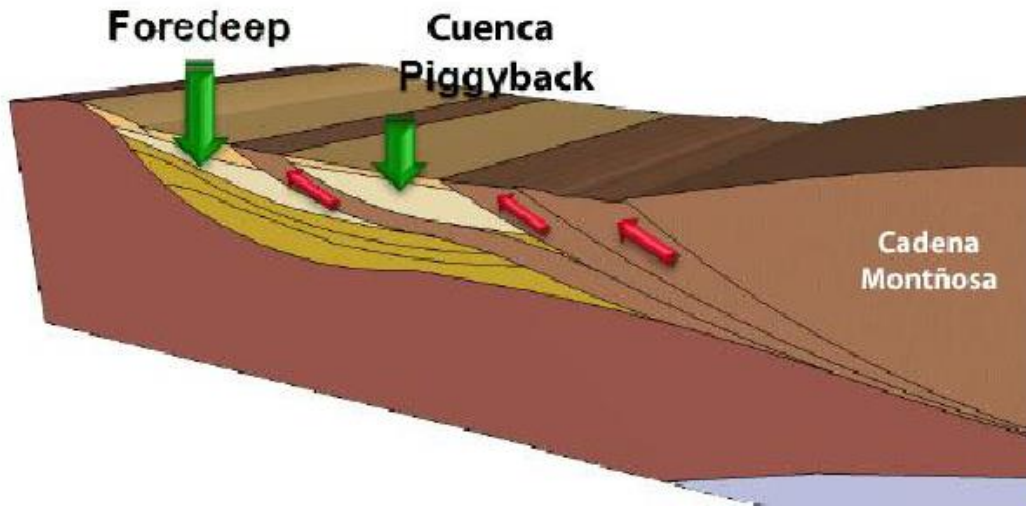


Figura 3.21 Modelo 3D de una cuenca wedgetop o piggyback (Tomado de Romero, 2013).

Las cuencas wedgetop 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 de transición antearco/trinchera y talud/trinchera al oeste del Arco Luzon, a una cuña orogénica/wedgetop/foredeep de la zona de colisión, puede observarse en el ambiente submarino del sur de Taiwan (Chiang et al., 2004).

3.4.3.7 Cuencas hinterland

En 2012 Horton describió dos clases de cuencas hinterland: las formadas en orógenos no colisionales de retroarco, como es el caso de los Andes, y las formadas en orógenos colisionales, un ejemplo se observa en el Himalaya-Tíbet.

El término “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. Es por ello que hablando literalmente, todas las partes de un orógeno detrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras constituyen un hinterland, independientemente del origen genético.

Horton 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). Esto nos da como resultado un potencial de preservación bajo, y relativamente tiempos de vida cortos. No obstante algunas cuencas tienen tiempos de vida de decenas de millones de años como el caso del Altiplano descrito por Horton (2012). 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.

3.4.4 Marcos Tectónicos Transformantes

3.4.4.1 Marcos asociados a fallas de rumbo

La complejidad y variedad de cuencas sedimentarias asociadas a las fallas de rumbo son muchas. Las fallas transformantes en la litosfera oceánica generalmente se comportan de acuerdo al modelo de tectónica de placas, sin embargo, donde existen fallas de rumbo en la litosfera continental las condiciones son muy complejas y difíciles de encajar en un modelo de placas rígidas. Los modelos mecánicos más simples basados en medios homogéneos no son aplicables a medios heterogéneos en la corteza continental.

El ciclo de Reading descrito en 1980, predice que las fallas de rumbo en la corteza continental son propensas a experimentar periodos alternos de extensión y compresión como direcciones de desplazamiento que se ajustan a lo largo de las principales fallas corticales (Figura 3.22), (Corwell, 1974; Reading, 1980). Estas aperturas y cierres de cuencas a lo largo de las fallas de rumbo son análogas a escalas más pequeñas de

espacio y de tiempo a la apertura y cierre de las cuencas oceánicas (Ciclo Wilson). Este proceso se ilustra claramente en el desarrollo del Neógeno-Holoceno del sur de California.

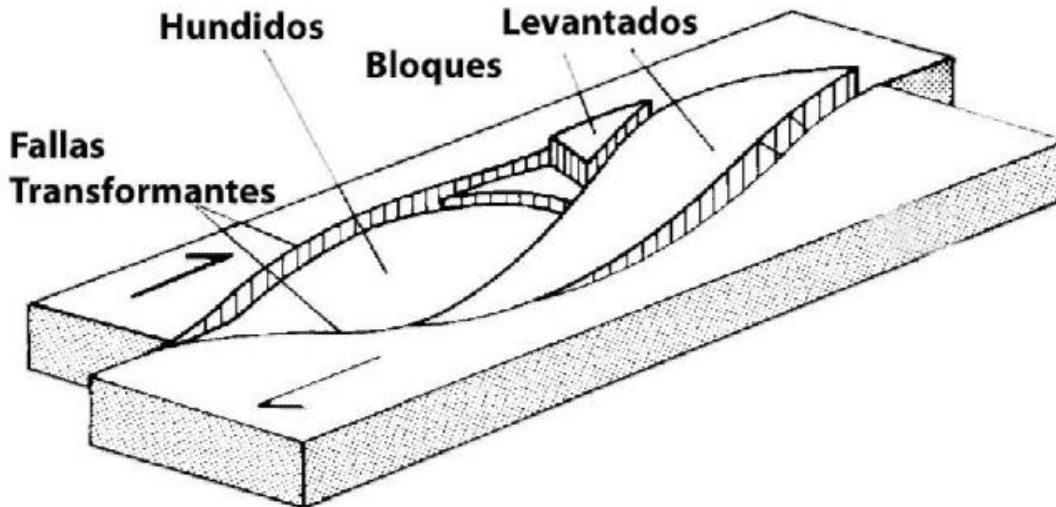


Figura 3.22 Modelo 3D de cuencas transformantes (Modificado de Einsele, 1992)

Las cuencas relacionadas a fallas de rumbo pueden ser clasificadas en tipos de miembros extremos, pero la mayoría son del tipo híbrido.

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.

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).

3.4.4.1.1 Cuencas Transtensionales

Estas cuencas se forman en uniones de fallas izquierdas con escalonamientos izquierdos y en uniones de fallas derechas con escalonamientos derechos (Crowell, 1975; Reading, 1989).

Los márgenes de placa transtensionales (Figura 3.23) de larga vida pueden evolucionar a cuencas oceánicas nacientes transtensionales como en el Golfo de California o márgenes continentales transformantes de intraplaca como en la Costa este del Oeste de África.

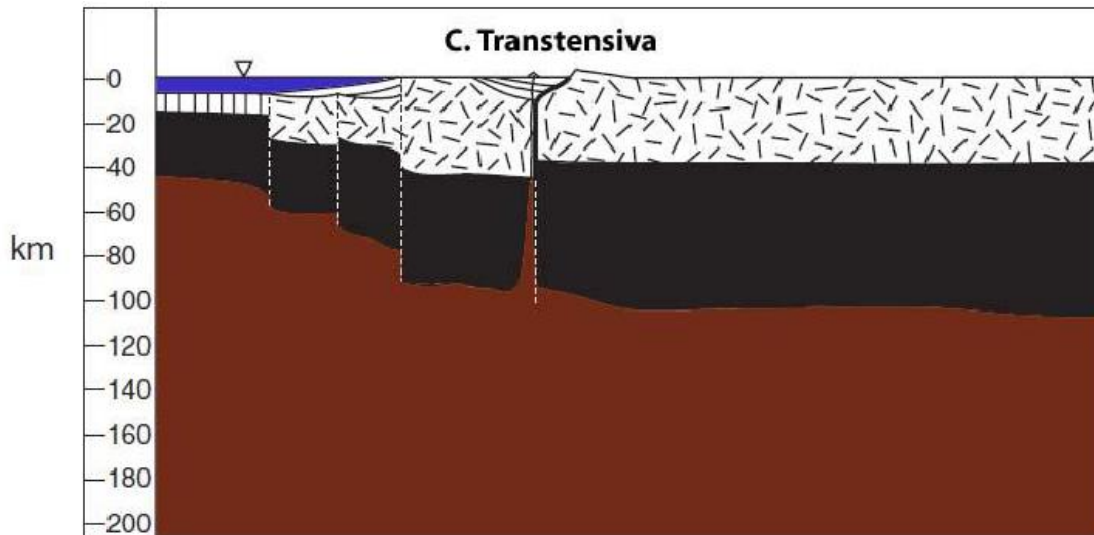


Figura 3.23 Modelo actualístico de cuenca transtensional (Tomado de Ingersoll, 2012).

Como las cuencas transtensionales se producen por desplazamiento de sistemas de fallas de rumbo y por efectos transtensionales, la longitud es variable, desde decenas hasta centenares de kilómetros. La subsidencia es mayor cuanto más amplia sea la cuenca y las más elongadas pueden llegar a tener sustrato de magma basáltico.

El desplazamiento rápido según el rumbo de las fallas causa subsidencia también veloz, con lo que se desarrolla una fase inicial de fuerte profundización, de tipo sin-rift.

3.4.4.1.2 Cuencas Transpresionales

Estas cuencas se forman por compresión en zonas de fallamiento de rumbo. Existen de dos tipos de cuencas, las ubicadas en márgenes altamente deformados y con sobre empuje a lo largo de curvas afiladas que resultan en el flexionamiento de la subsidencia durante el cabalgamiento tectónico. Y las cuencas de falla de cuña en curvas menos afiladas que resultan en el levantamiento de uno o dos márgenes y el hundimiento de una cuenca como movimiento de bloques.

Las cuencas transpresionales 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.
2. Cuencas de fallas de cuña en curvas en zonas de transferencias 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.

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

3.4.4.1.3 Cuencas Transrotacionales.

Estas cuencas se forman por rotación de bloques de corteza continental en zonas de fallamiento de rumbo (Spalletti, 2006). Nicholson et al. (1994) desarrollo 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 3. 24). 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.

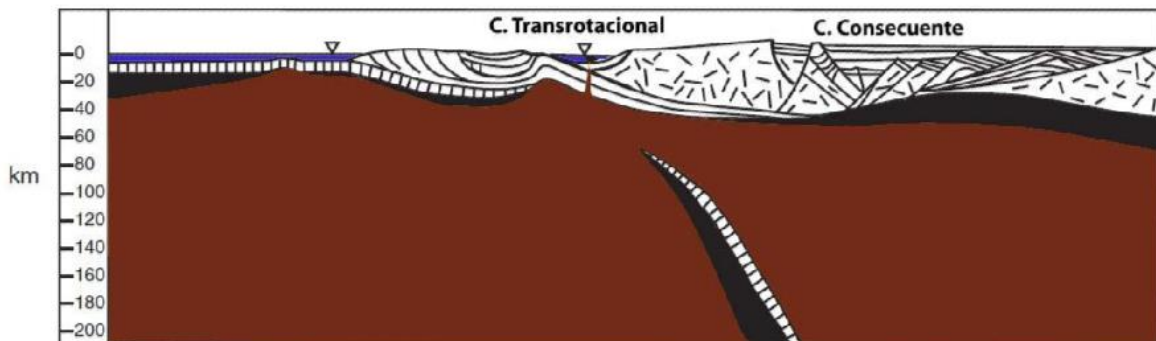


Figura 3.24 Modelo actualístico de la cuenca transrotacional y la cuenca consecuente (Tomado de Ingersoll, 2012).

3.4.5 Marco Tectónico Híbrido y Mixto

3.4.5.1 Cuencas en Regiones Híbridas.

3.4.5.1.1 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 3. 25), resultando en un rift fósil (Sengor, 1995).

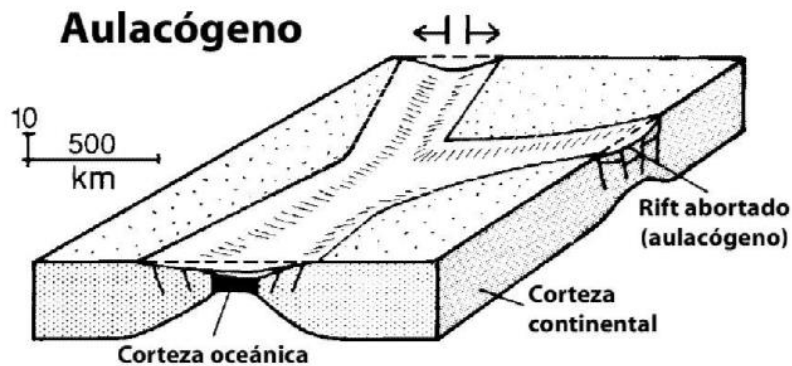


Figura 3.25 Modelo 3D de un aulacógeno (Modificado de Einsele, 1992).

Hoffman et al. (1974) estudiaron las cuencas sedimentarias resultantes, con énfasis en un ejemplo Proterozoico, en el estudio realizado se resaltaron cinco etapas de desarrollo del aulacógeno Athapuscow, el cual con pequeñas modificaciones, provee un modelo aplicable a la mayoría de los canales sedimentarios lineales con altos ángulos en orógenos o aulacógenos (Figura 3.26). Estas cinco etapas se enuncian a continuación:

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

Los rifts que evolucionan a cuencas oceánicas, en su mayoría sobreyacen a los márgenes continentales de océano naciente y plataforma-talud-cuenca, mientras que los rifts fósiles adyacentes a márgenes continentales evolucionan a reentrantes que capturan los

principales drenajes del interior continental; los principales deltas que se forman en estas reentrantes, comúnmente construyen zonas marginales continentales progradantes como el delta de Nigeria (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Ingersoll y Busby, 1995).

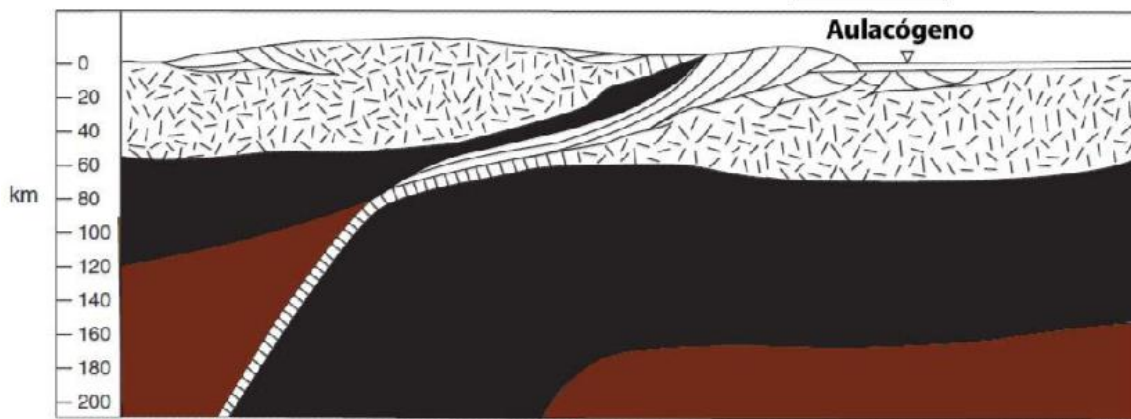


Figura 3.26 Modelo actualístico de un aulacógeno (Tomado de Ingersoll, 2012).

3.4.5.1.1 Impactógenos.

Los impactógenos son similares a los aulacógenos, son rifts con fallas de ángulos altos en los cinturones orogénicos pero a diferencia de los aulacógenos, no tienen etapas pre-orogénicas (Figura 3. 27), (Sengor et al., 1978; Sengor, 1995).

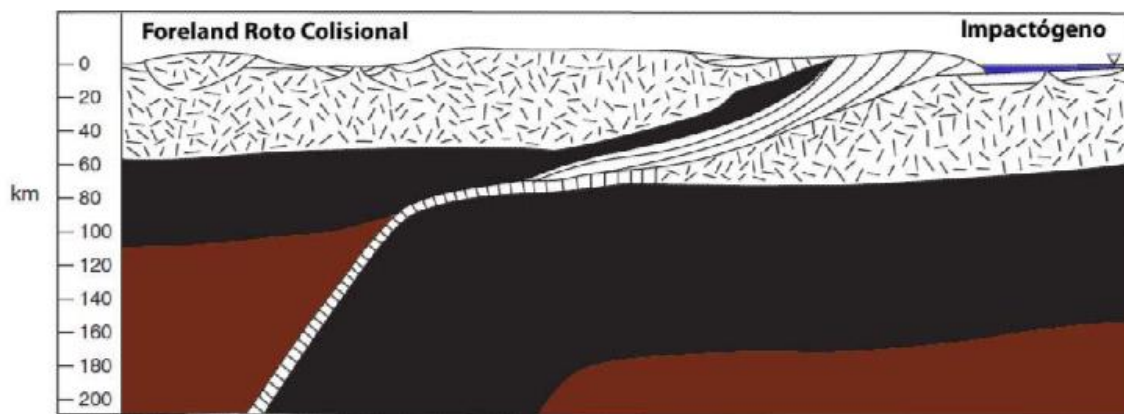


Figura 3.27 Modelo actualístico de un impactógeno y una cuenca foreland roto colisional (Tomado de Ingersoll, 2012).

Los impactógenos se forman generalmente durante un intento de subducción de la corteza continental, es decir, durante la colisión con otro continente o con un arco magmático.

Existen dos ejemplos importantes con estilos y marcos tectónicos contrastantes, 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), su origen se ubica después se formó en la placa subducida, en este caso Europa, en un marco de proforeland. El rift Baikal es también transtensional, pero es distal a la colisión Himalaya (Ingersoll y Busby, 1995).

3.4.5.1.1.2 Cuencas de antepaís roto colisional.

La colisión de continentes usualmente resultan en una extrema complejidad de cinturones orogénicos antiguos y cuencas sedimentarias relacionadas. Un ejemplo de este tipo de cuencas de antepaís roto colisionales es el cinturón orogénico de la Montaña Rocallosa Ancestral (ARM) Pensilvánica-Pérmica. La deformación de esta 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).

3.4.5.1.1.3 Cuencas Halocinéticas.

El incremento en la exploración de márgenes continentales marinos profundos y 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 (Worral y Snelson, 1989; Beaubouef y Friedmann, 2000).

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 3.27).

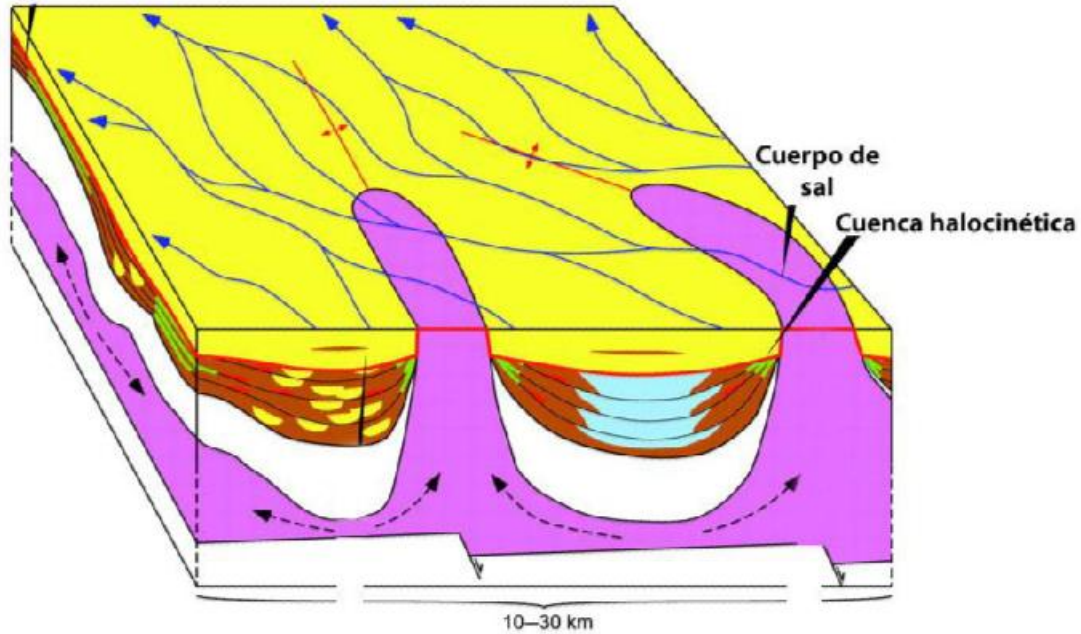


Figura 3.27 Modelo 3D de las cuencas halocinéticas (Tomado de Matthews et. al, 2007).

3.4.5.1.1.4 Cuencas por impacto de meteoritos.

El descubrimiento de una anomalía de iridio en el límite Cretácico-Paleógeno (Alvarez et al., 1980) aumentó la conciencia en el significado e importancia de los impactos de objetos extraterrestres en la historia de la Tierra, quien no sólo ha recibido grandes impactos como resultado de grandes cambios evolucionarios, sino también han producido depósitos sedimentarios extensos, resultado de tsunamis, deslizamientos, y otros procesos (Figura 3.28).



Figura 3.28 Modelo de una cuenca por un impacto de meteorito (Tomado de O'Dale, 2010).

3.4.5.1.1.5 Cuencas subsecuentes

Las cuencas consecuentes se forman inicialmente 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). Un ejemplo claro son la mayoría de la Provincia sur “Basin and Range” que 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).

Capítulo 4. Cuencas Tipo Foreland

4.1 Definición de Cuenca Foreland

Una “Cuenca Foreland” es el término utilizado para definir una cuenca que se ubica entre un cinturón orogénico y un cratón. Este concepto fue descrito por primera vez en 1974 por Dickinson para referirse a un gran espesor de sedimentos acumulados en áreas sin deformar en los límites de zonas expuestas a procesos orogénicos resultado de la compresión de placas tectónicas (Allen et al., 1986).

Las cuencas sedimentarias tipo foreland se forman en la proximidad de cinturones orogénicos y son resultado del cambio en la corteza terrestre y el levantamiento topográfico durante la orogénesis.

Las cuencas Foreland o también llamadas Foredeep (Dickinson, 1974), se ubican en el margen externo del cinturón orogénico en dirección a la corteza continental sin deformar, este levantamiento topográfico es generalmente lo suficientemente amplio para causar un flexionamiento del cratón continental. Este flexionamiento de la corteza crea una depresión que se extiende más allá de donde ocurrió el engrosamiento de la corteza sobre el cratón continental. La cuenca creada recibe el material sedimentario producto de la erosión proveniente de las montañas generadas donde ocurrió el cinturón de deformación (Busby & Azor, 2012).

Las cuencas foreland se caracterizan, por el rápido hundimiento de la placa tectónica, aunque eventualmente se pueden observar los procesos de empuje a los que están sometidos; en el caso de las cuencas retroforeland o retroarco el patrón es menos claro.

La forma de las cuencas foreland está definida por la dureza y reología de la litosfera. Una rigidez pequeña, característica de litosfera joven y de temperaturas altas, resultara en una angosta y profunda cuenca. Una litosfera más rígida, característica de litosferas más antiguas y temperaturas menores, generaran una cuenca más amplia y con un relieve mejor desarrollado.

Un sistema de cuencas foreland se define entonces como una región elongada con el potencial para acumular sedimentos, principalmente como resultado del proceso geodinámico de subducción resultando en un cinturón de pliegues y cabalgaduras (Figura 4.1), (Decelleles, 1996).

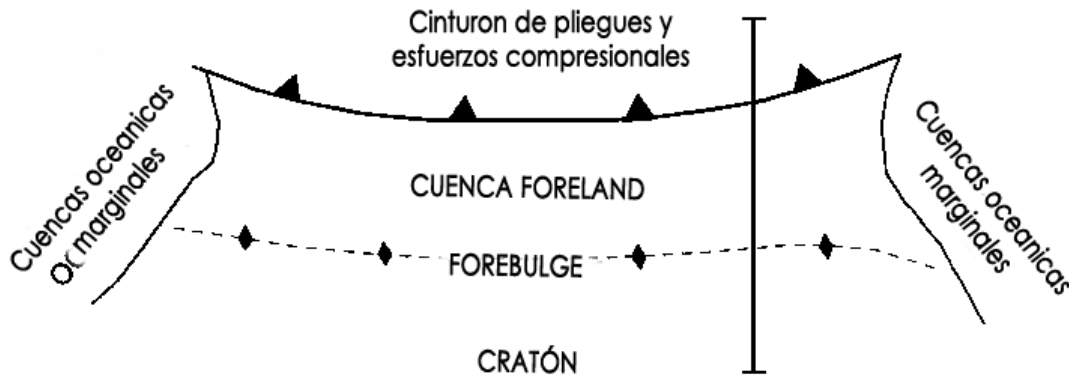


Figura 4.1 Vista de planta de la ubicación del sistema de cuencas foreland (Tomada de Decelles, 1996)

Las cuencas foreland se ubican 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. 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).

4.2 Clasificación de Cuencas Foreland

La primera propuesta que considera una variedad de tipos de cuenca foreland la realizó Dickinson en 1974, clasificándolas en cuencas foreland de retro-arco y periféricas.

Dickinson observó que las cuencas foreland de retro-arco se desarrollan durante la colisión océano-continente en un margen de tipo Andino asociado al crecimiento del arco

magmático. En estos casos la cuenca retro-foreland evoluciona del lado continental de la cadena montañosa y la cuenca en la placa inferior es la trinchera oceánica.

Por su parte, las cuencas foreland periféricas, a diferencia de las de retro-arco, se forman en ambos lados de las cadenas montañosas, resultado de una colisión continente-continente en un margen tipo Himalayo o Alpino (Miall, 1995). La cuenca en la placa inferior en la zona de subducción de placas durante la colisión continental se le llama pro-foreland y a la cuenca en la placa superior detrás de los arcos de compresión se le llama retro-foreland (Willet et al. 1993). Esta nomenclatura surge del concepto de que las cuencas retroforeland se forman en las placas superiores del margen de convergencia y las cuencas proforeland se forman en las placas inferiores de los márgenes de convergencia (Busby & Azor, 2012). Las dos clases de cuencas están asociadas a un acortamiento cortical en zonas tectónicamente activas. Algunos cinturones de colisión son muy arqueados y las cuencas están espacialmente restringidas, relacionándose a zonas rollback donde la tasa de subducción excede la tasa de convergencia de placa (Figura 4.2).

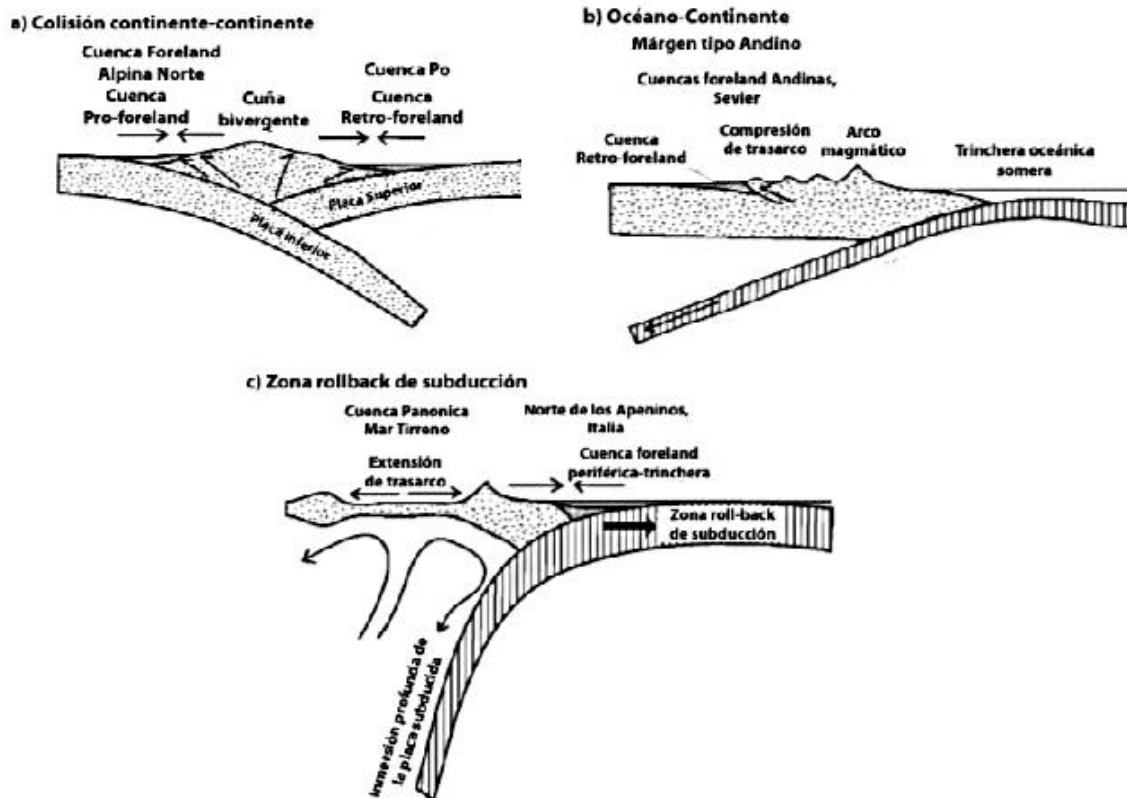


Figura 4.2 Ilustración esquemática de cuencas pro-foreland, retro-foreland y cuencas relacionadas a la subducción en zonas de roll-back (Tomado de Loza, 2014).

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, sin embargo, presentan variaciones de acuerdo al estado de la litósfera que las soporta (Allen et al. 1986).

4.2.1 Cuencas Retro-Foreland

Estas cuencas se encuentran situadas detrás del arco magmático y vinculadas con la zona de subducción de la litosfera oceánica. Las cuencas retroforeland tienden a formarse mucho antes que las proforelands debido a que se forman al inicio del proceso de subducción de la litosfera oceánica mientras que la zona donde se forman las cuencas proforeland aún no existe, esta zona aparece hasta que la corteza continental entra en contacto con la zona de subducción.

Las cuencas retro-foreland se caracterizan por:

1. Tasa de subsidencia tectónica nula durante la fase de estado estacionario.
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.

Algunos ejemplos de cuencas retro-foreland son la Cuenca Sur Westland (Sur de los Alpes), la Cuenca Aquitana (Norte de los Pirineos) y la Cuenca Po (Sur de los Alpes Europeos), (Naylor y Sinclair, 2008).

4.2.2 Cuencas Pro-Foreland

Mientras la colisión continental se lleva a cabo, la carga de la placa tectónica se concentra solo en el margen continental fracturado, primero por debajo del nivel del mar y después en toda el área. Una cuenca tipo pro-foreland se forma en esta zona mientras la litosfera se flexiona debido a la carga dinámica a la que es sometida.

Las fallas y el levantamiento del relieve son las respuestas iniciales resultado del flexionamiento que causa la carga dinámica en la corteza continental (Busby & Azor, 2012).

El espesor de la corteza en proceso de compresión puede alcanzar hasta los 70 km como en los Himalayas y durante este periodo se observa el levantamiento y la erosión de decenas de kilómetros de corteza.

La mayoría del material detrítico erosionado se deposita en otras zonas durante el levantamiento, por ejemplo en cuencas oceánicas remanentes (Busby & Azor, 2012).

Las cuencas pro-foreland se caracterizan por:

1. Subsistencia tectónica acelerada, impulsada principalmente por la traslación 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. Relleno de la cuenca relacionada 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.

4.3 Petrografía de los depósitos de las Cuencas Foreland

Las cuencas foreland son sinorogénicas, es decir, el volumen de sedimentos se deposita en una depresión de la cuenca en la antifosa (foredeep), (DeCelles y Giles, 1996). La antifosa generalmente es asimétrica, con tasas de subsistencia en un máximo cercano al frente de empuje. La sedimentación proviene del cinturón orogénico aunque algunos de estos sedimentos pueden venir del lado opuesto de la cuenca al inicio de su desarrollo.

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 en 1986 sugirió que el relleno temprano de las cuencas foreland es rico en cuarzo y pobre en feldespato mientras que después los depósitos son más ricos en fragmentos de roca derivados de las fuentes orogénicas.

4.4 Evolución de una cuenca foreland

Las cuencas foreland presentan una evolución estratigráfica relacionada con los controles geodinámicos en la subsidencia y el aporte de sedimentos. 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). Los depósitos tardíos de cuencas foreland son predominantemente de aguas someras o continentales y son del tipo post-orogénico (Allen y Allen, 2005).

4.5 Zonas de Depósito del Sistema de Cuencas Foreland

El sistema de cuencas foreland consiste en 4 zonas separadas de depósito conocidas como wedge-top, foredeep, forebulge y back-bulge (Figura 4.3).

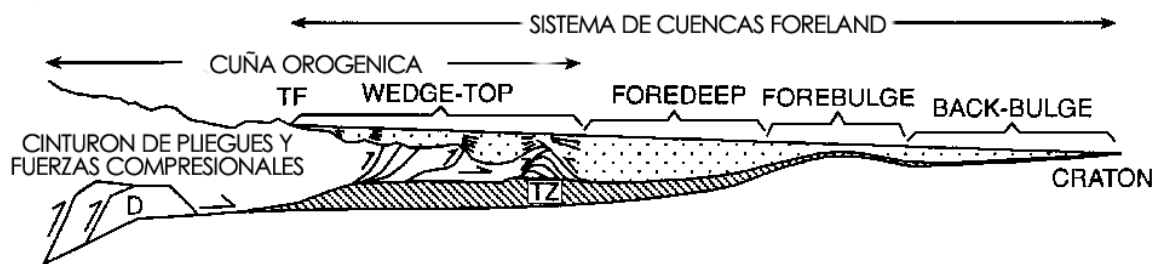


Figura 4.3 Vista transversal del sistema de cuencas foreland con las zonas wedge-top, foredeep, forebulge y back-bulge (Tomada de Decelles, 1996).

La dimensión longitudinal del sistema de cuencas foreland es proporcional a la longitud del cinturón de pliegues y fuerzas de compresión y no incluye el sedimento que se derrama en las cuencas oceánicas o los rifts continentales (DeCelles & Gilles, 1996).

4.5.1 Wedge-top.

Esta zona de depósito sedimentario es la más grande de las que se acumulan en la parte alta frontal de la cuña orogénica, incluyendo las cuencas piggyback y thurs-top. El sedimento de esta zona disminuye progresivamente hacia la parte inferior y se caracteriza por no ser fino, tener inconformidades tectónicas y deformación progresiva.

En muchos cinturones de pliegues continentales, los límites topográficos se encuentran muy por detrás de la parte frontal del pliegue y grandes cantidades de sedimento sincrogénico cubren la parte frontal de este cinturón de pliegues y fallas inversas. Las rocas que se encuentran involucradas en la deformación a lo largo de la parte frontal del cinturón de pliegues son relativamente jóvenes y dúctiles, mientras que las más viejas y duras se encuentran en la parte posterior del cinturón.

El sedimento que se acumula en la parte frontal superior de la cuña orogénica constituye la zona de depósito “wedge-top”. Esta zona disminuye gradualmente en la cuña orogénica y es generalmente de decenas de kilómetros de longitud paralela al transporte tectónico regional (Decelles, 1996).

La margen frontal de una zona de depósito “wedge-top” puede cambiar lateralmente en respuesta al comportamiento del margen orogénico subyacente; esto dificulta distinguir la zona “wedge-top” de un sistema de cuencas foreland anterior.

4.5.2. Foredeep

Consiste en una depresión que recibe sedimentos que se depositan entre la parte frontal de la estructura del cinturón de pliegues y el flanco próximo de la zona fore-bulge. Las zonas de depósito “foredeep” reciben su aporte sedimentario de corrientes fluviales, incluyendo las longitudinales y las transversales así como de sistemas de depósitos aluviales (DeCelles & Gilles, 1996).

Numerosos estudios nos indican que de hecho, el sistema de cuencas foreland se origina en trincheras oceánicas que se vuelven zonas marinas superficiales o no marinas conforme la corteza continental entra en la zona de subducción.

El sedimento de esta zona se deriva predominantemente del cinturón de pliegues y fallas inversas, con contribuciones menores de la zona fore-bulge y el cratón (Decelles, 1996).

La acumulación de sedimentos dentro de la zona foredeep se incrementan rápidamente conforme se acercan al margen orogénico. Las discordancias surgen muy raramente en la parte axial de la zona foredeep debido a la subsidencia y aporte de sedimentos asociados al espesor de la corteza y la carga orogénica.

4.5.3 Forebulge

La zona de depósito forebulge es la región de flexionamiento potencial a lo largo de la zona foredeep del lado del cratón.

Las zonas forebulge son de flexión positivas y potencialmente migratorias, lo cual las deja en algunos casos como solo una discordancia conforme pasan a través de la región. Algunas zonas forebulge no migran de forma estable, si no que se mantienen estacionarias por largos periodos de tiempo y después “brincan” hacia el cinturón de pliegues o lejos de él.

Debido a su posición elevada topográficamente, las zonas forebulge se consideran zonas de no depósito ni erosión, y la discordancia resultante es usada para conocer su posición a través del tiempo (Deceles, 1996).

4.5.4 Back-bulge

La zona de depósito “Back-bulge” constituye el sedimento que se acumula entre la zona “forebulge” y el cratón continental. Aunque estos sedimentos también provienen del cinturón orogénico, estos contribuyen con la formación del cratón continental y la formación de plataformas carbonatadas, lo cual es de importancia en sistemas submarinos.

Los sistemas de depósito “Back-bulge” pueden ser de origen marino o continental, además de que el sedimento es generalmente fino debido a la larga distancia que recorre entre la zona de depósito y su fuente en el cinturón orogénico (DeCelles & Gilles, 1996).

4.6 Dinámica de las cuñas orogénicas.

Las cuencas foreland están vinculadas de manera dinámica con los cinturones orogénicos por lo que la evolución de esta cuña orogénica es un factor muy importante para el desarrollo de la cuenca (Allen y Allen, 2005).

Esta cuña orogénica representa una carga supracortical ya que su geometría y estructura influyen en la deflexión. El acortamiento o engrosamiento, la extensión o la propagación de esta cuña cambian la configuración de la carga con respecto a la placa flexionada.

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

1. Deslizamiento por gravedad
2. Esparcimiento por gravedad
3. Empuje desviado horizontal

El deslizamiento por gravedad requiere un gradiente de energía potencial para deslizarse sólo por gravedad. La fuerza gravitacional debe superar la resistencia al movimiento del deslizamiento de gravedad para que ocurra (Hubbert y Rubey, 1959).

4.7 Modelo de cuencas foreland.

Los criterios usados para caracterizar el contenido estratigráfico de las cuencas foreland son el espesor, la extensión lateral, tasas de subsidencia, tasas de onlap y amplios ambientes de depósito. Los modelos numéricos combinan la tectónica de los sistemas con algoritmos para simular y analizar el desarrollo de cuencas, esto nos permite predecir sus características para diferentes condiciones de límites y distintos parámetros.

Naylor y Sinclair (2008) usaron un modelo numérico de una cadena montañosa cuya asimetría en las partes pro y retro se define por la asimetría de la subducción. Consideraron 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, el modelo de carga final que provee los efectos de primer orden asociados a condiciones del límite de asimetría tectónica, y el modelo de distribución de cargas que refleja los efectos importantes de segundo orden asociados describiendo explícitamente la cuña de empuje como carga distribuida.

4.7.1 Modelo de carga final

4.7.1.1 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 4.4 a y c), lo que conduce a un onlap en el margen de la cuenca. 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. En contraste, la cuenca retro-foreland almacena un registro completo de la fase de crecimiento (Figura 4.4, b y d).

Los perfiles estratigráficos para modelos de cuencas pro y retro-foreland se pueden apreciar en la Figura 4. 4, en esta 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.

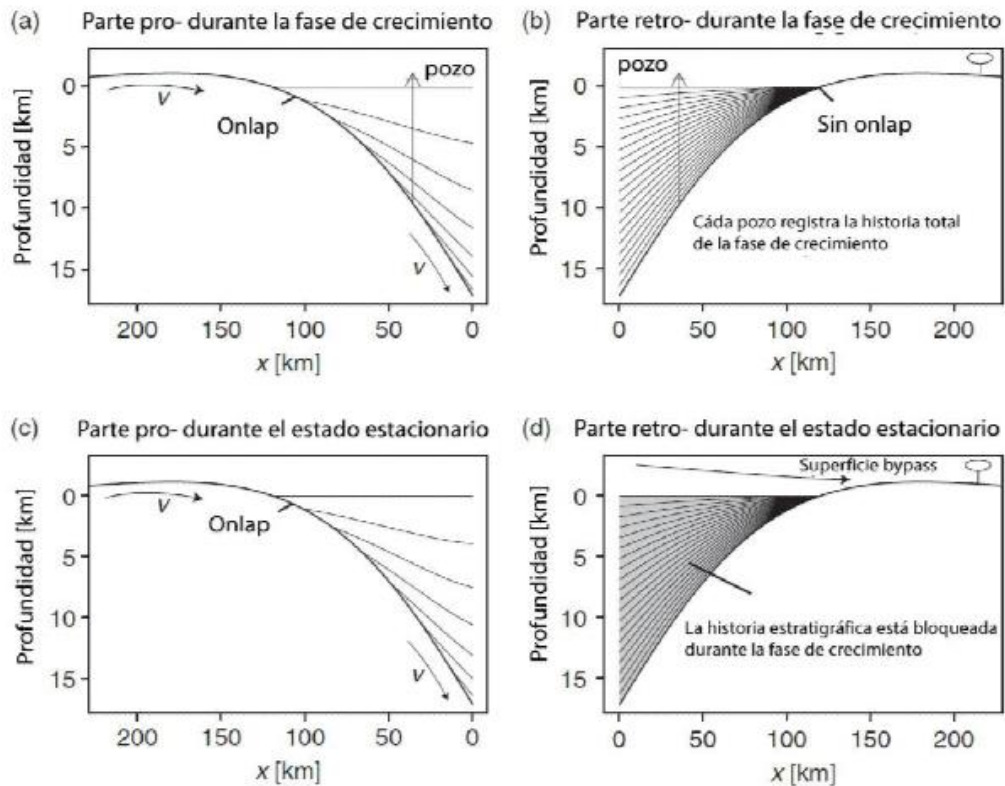


Figura 4.4 Perfiles estratigráficos de cuencas pro y retro foreland (Tomada de Loza, 2014)

4.7.1.2 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 4.5. En esta muestra una subsidencia lineal constante durante la fase de crecimiento (Figura 4.5a), 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.

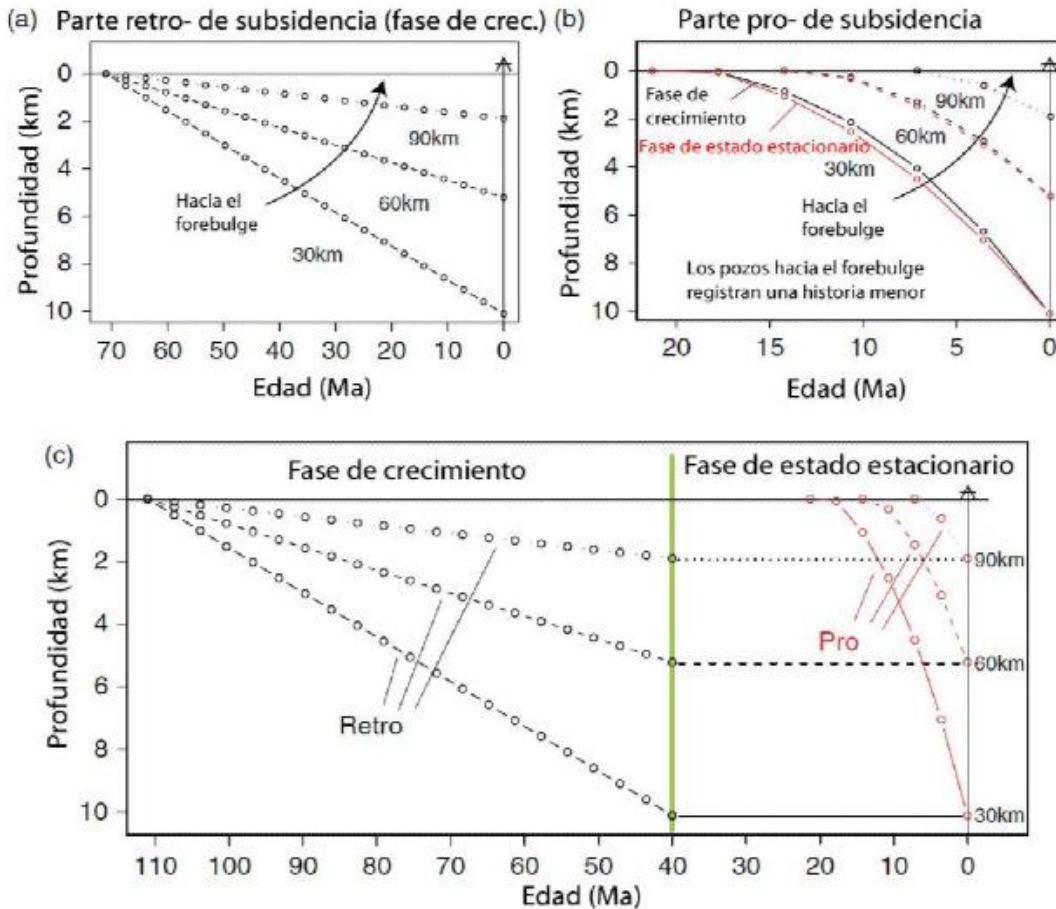


Figura 4.5 Graficas de historias de subsidencia registradas en pozos localizados a 30, 60 y 90 km de la carga final (Modificado de Naylor y Sinclair, 2008)

Las historias de subsidencia de las cuencas pro y retro foreland se deben considerar tiempo después que el estado estacionario se ha alcanzado (Figura 4.5, c). En este caso, 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 (Loza, 2014), (Figura 4.5c).

Las gráficas de historias de subsidencia (figura 4.5) fueron registradas en pozos localizados a 30, 60 y 90 km de la carga final. Todos los pozos de la parte retro- (figura 4.5a) 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.

Los pozos de la parte pro (figura 4.5b) sólo registran el subconjunto moderno de toda la historia, las partes más viejas de la cuenca están siendo continuamente destruidas, aunque en algunos casos 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.

Por último, observamos un escenario de cómo se relacionan las curvas del pro y retro-foreland (figura 4.5c), esto 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.

4.7.2 Modelo de Distribución de Carga

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, este modelo considera las condiciones de límite tectónico asimétrico

En la figura 4.6 podemos observar la evolución de la sección transversal de la cadena montañosa para los casos de carga con espacio abierto y el espacio cerrado. La profundidad de los perfiles de placa es claramente sensible a cambios relativamente sutiles en la posición de la carga topográfica.

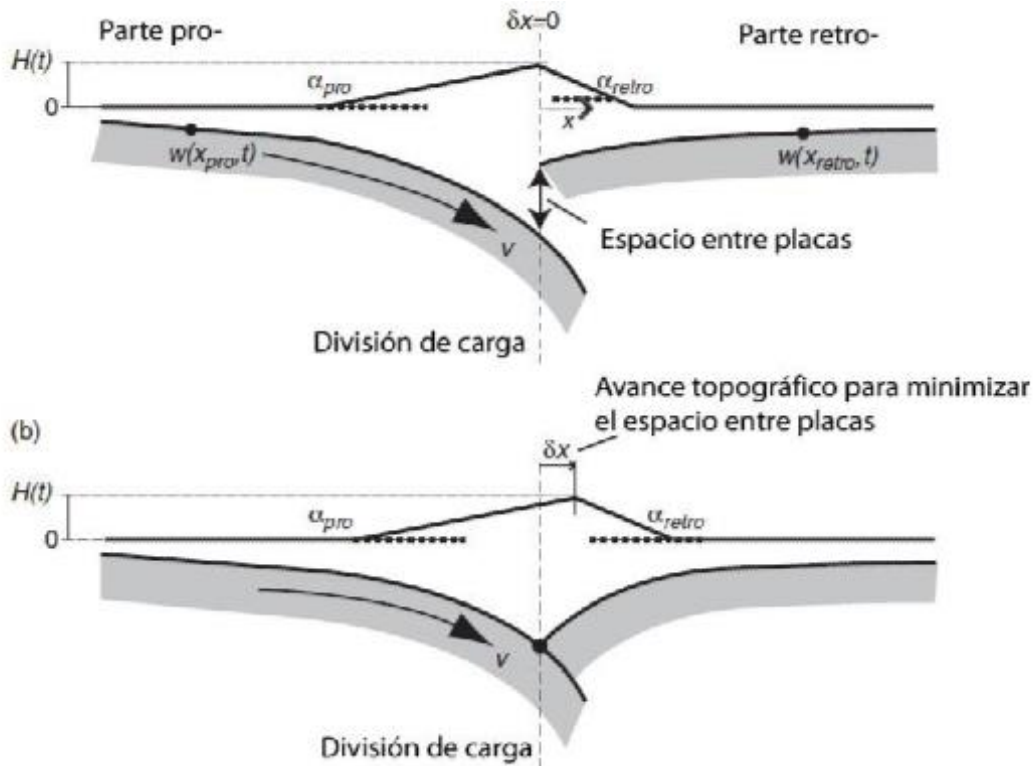


Figura 4.6 Escenarios de miembros extremos para el balance de la carga topográfica a lo largo de las placas (Tomado de Naylor y Sinclair, 2008)

Los escenarios de miembros extremos para el balance de la carga topográfica a lo largo de las placas consideran dos casos, cuando la placa subducida soporta al "pro-wedge" y la placa superior soporta el "retro-wedge" y cuando los "pro- y retro-wedges" se desplazan con respecto a las placas para asegurar que el vacío entre las placas sea minimizado.

La evolución estratigráfica de cuencas pro y retro foreland junto con la carga de la cuña topográfica se muestran en la figura 4.7, en estas podemos observar que en el inciso a y 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. En el inciso d y 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 (Loza, 2014).

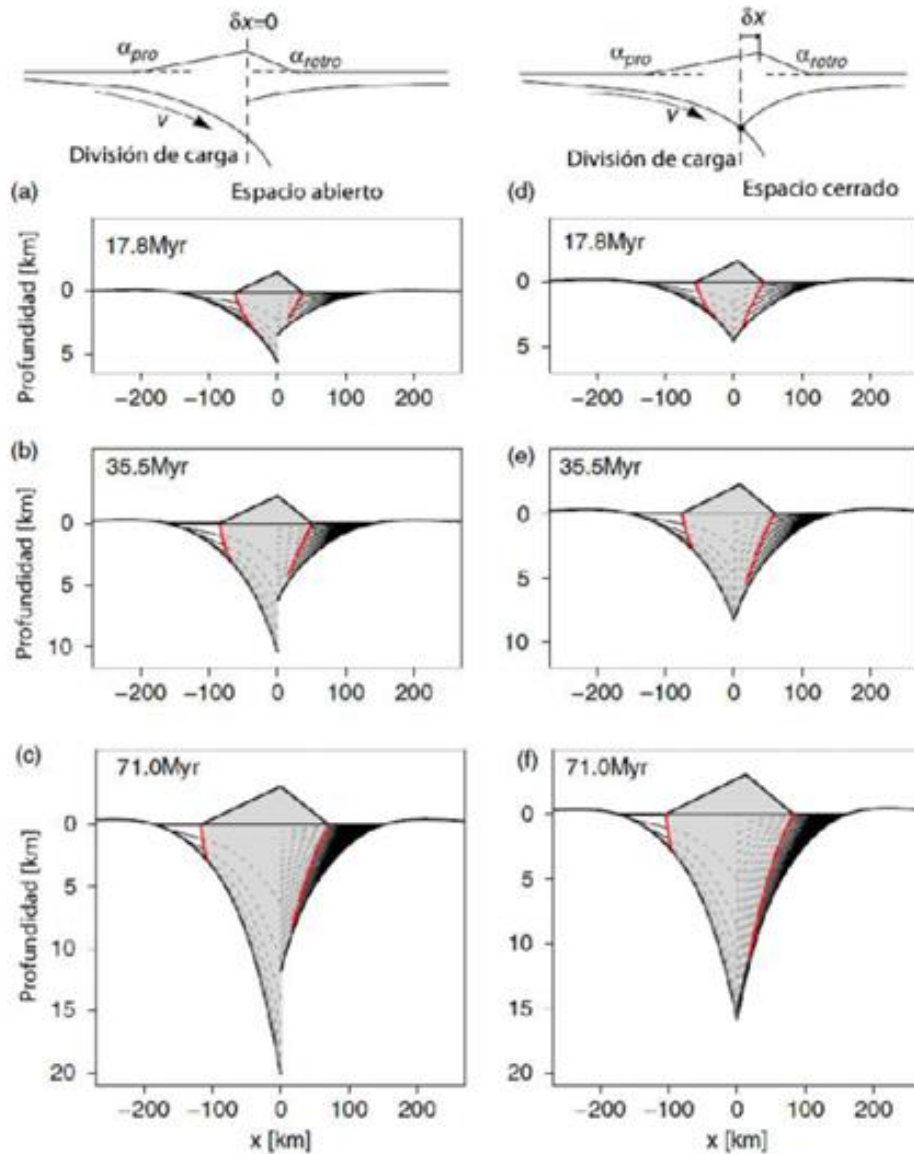


Figura 4.7 Evolucion estratigrafica de cuencas pro y retro foreland con la carga de cuña topografica (Tomado de Naylor y Sinclair, 2008)

4.7.2.1 Onlap de márgenes cratónicos

La posición de ambas 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 (Loza, 2014)

4.7.2.2 Frentes de deformación

Estos se definen como la región donde las puntas de cuña intersecan la cima de la sucesión de la cuenca. Así como las cuñas crecen, los frentes de deformación se propagan a lo largo de las cuencas (las líneas rojas en la Figura 4.7 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).

4.7.2.3 Espesor y profundidad de la cuenca

En 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).

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.

Los retro-wedges se caracterizan por tener ángulos agudos más inclinados, la depresión flexural es rellenada con sedimento en lugar que la cuña deformada y 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 4.7).

4.7.2.4 Cronoestratigrafía del relleno de cuenca

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

El carácter contrastante de las gráficas cronoestratigráficas pro y retro (figura 4.8) se puede resumir en términos de preservación temporal de la columna estratigráfica 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).

Las cuencas retro-foreland preservan una historia mucho más completa del crecimiento de la cadena montañosa y el estado estacionario por la poca destrucción de la cuenca a través de la acreción.

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.

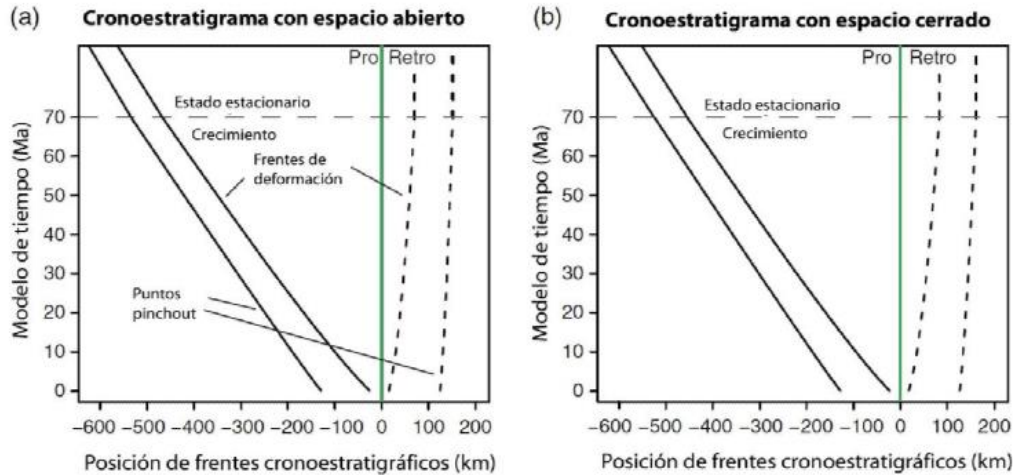


Figura 4.8 Gráficas cronoestratigráficas que resumen la preservación temporal de la estratigrafía, y la tasa de migración de la cuenca sobre el foreland (Tomado de Loza, 2014)

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 4.8). 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.

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; mientras que la cuenca retro-foreland registra un onlap pequeño, excepto en la etapa temprana de crecimiento (Figura 4.9).

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 (Figura 4.9) (Loza, 2014).

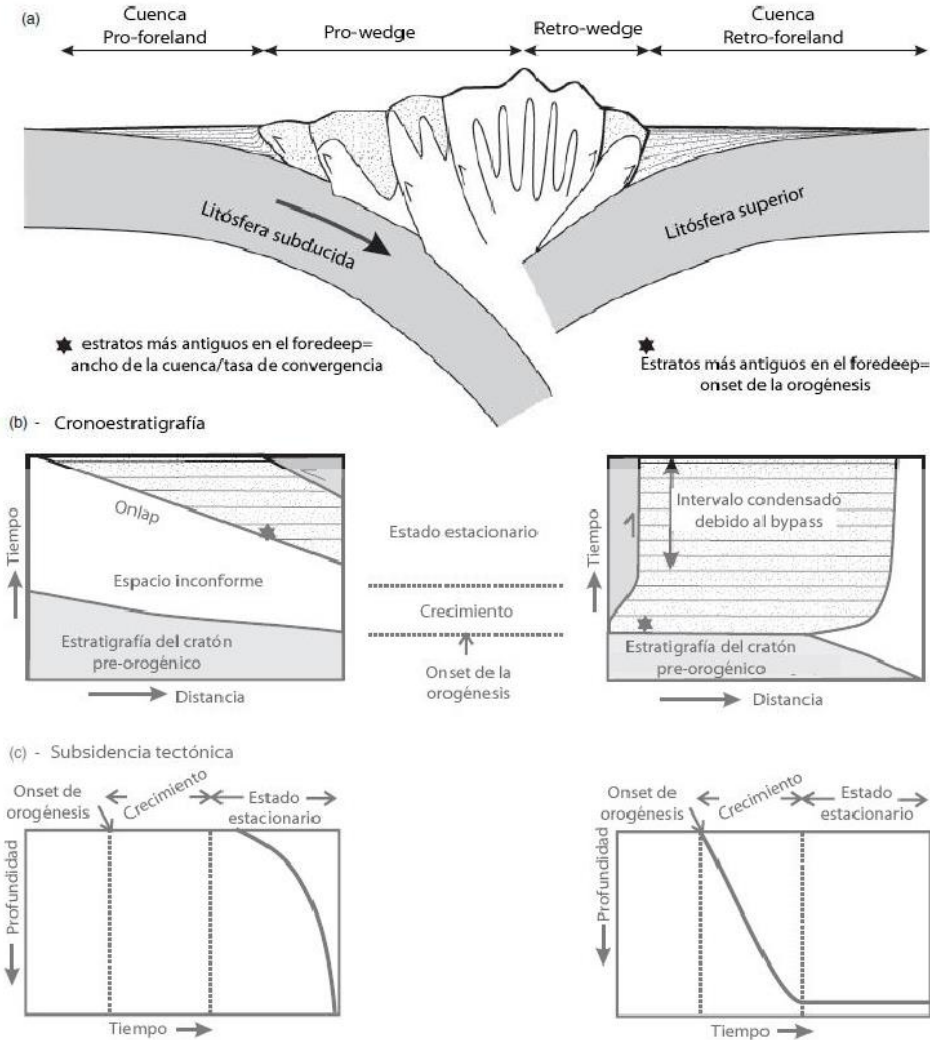


Figura 4.9. Figura contrastando las características de la cuenca pro-foreland y la retro-foreland (Tomada de Naylor y Sinclair, 2008).

Por último, la cuenca pro-foreland registra subsidencia acelerada sobre un intervalo relativamente corto de la orogénesis mientras que la cuenca retro-foreland registra la historia completa de la cuenca con una subsidencia uniforme inicial durante el crecimiento de la cadena montañosa. Esto es seguido de la 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.

Capítulo 5. Ejemplos de Cuencas Tipo Foreland en México y el Mundo.

5.1 Introducción.

En México y a nivel mundial, las cuencas tipo Foreland contienen yacimientos de hidrocarburos de gran importancia, pues se ha demostrado que la mayoría de ellas tienen completo el sistema petrolero.

En México existen importantes cuencas tipo Foreland, siendo las más importantes la Cuenca de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz. A nivel mundial existe gran cantidad de cuencas tipo Foreland, las más importantes para la industria petrolera se encuentran en China, Rusia y Estados Unidos.

5.2 Ejemplos de México.

5.2.1 Cuenca de Chicontepec.

5.2.1.1 Aspectos Generales.

La Cuenca de Chicontepec fue originalmente descrito como un paleocanal identificado entre 1926 y 1931, pero fue hasta 1952 que se inicia la exploración de hidrocarburos. La cuenca no fue de gran interés hasta 1978 cuando PEMEX se apoyó de la iniciativa privada para certificar los volúmenes originales de gas y aceite (CNH, 2010)

Desde 1978 se tiene conocimiento que la Cuenca de Chicontepec cuenta con un gran valor económico pues contiene una de las mayores acumulaciones de hidrocarburos en todo América, sin embargo, la complejidad de sus características geológicas hace que su explotación con los métodos actuales de desarrollo de yacimientos sea poco rentable y difícil en comparación con otros yacimientos del país donde PEMEX invirtió más en exploración y explotación.

5.2.2 Ubicación.

Geográficamente, la cuenca de Chicontepec se encuentra en la planicie costera del Golfo de México en la zona centro-oriental del país, abarcando los estados de Veracruz, Puebla, Hidalgo y San Luis Potosí (Figura 5.1).

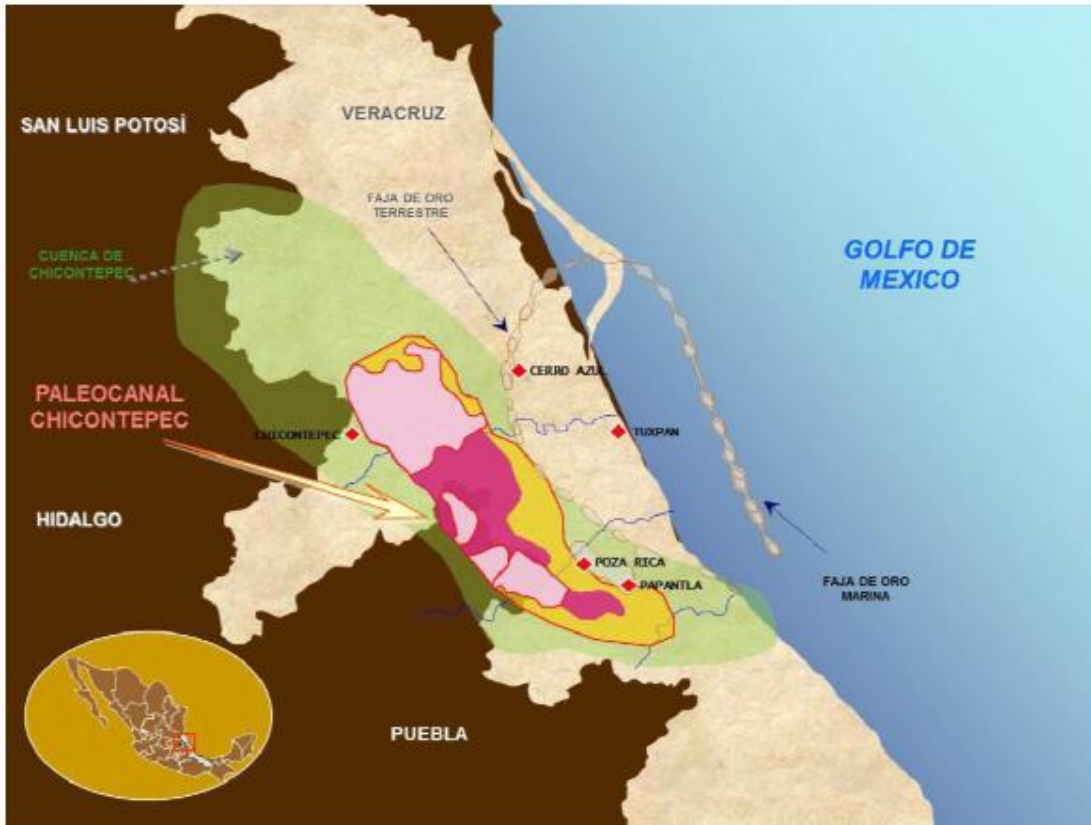


Figura 5.1 Ubicación geográfica de la Cuenca y Paleocanal de Chicontepec (Tomado de Sánchez, 2013)

Fisiográficamente Chicontepec se encuentra 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).

Geológicamente pertenece a la Provincia Tampico-Misantla, la cual abarca un área aproximada de 11,300 km² en los municipios de Papantla y Chicontepec encontrándose a 5 km al occidente de la ciudad de Poza Rica, Veracruz y a 250 Km al noreste de la Ciudad de México. Presenta un eje axial de ~60 km (80 km max y 40 km min) y dentro de la cuenca, en su porción central se encuentra el Paleocanal de Chicontepec, el cual tiene una superficie de ~3,785 km².

5.2.3. Fisiografía.

La Cuenca de Chicontepec cubre más de una provincia fisiográfica las cuales se pueden observar en la figura 5.2 que se detallan a continuación:

Llanura Costera del Golfo Norte.- Al este se encuentra la Llanura Costera del Golfo Norte, una superficie plana con una leve elevación al oriente donde la altitud llega hasta los 200 metros debido a levantamientos durante el Cenozoico Temprano.

Sierra Madre Oriental.- Al oeste se encuentra la Sierra Madre Oriental, que es una extensión del cinturón cordillerano de Norteamérica de EUA, que se extiende desde el sur de Texas, pasando por México en la Sierra del Burro y terminando al norte del Cofre de Perote, donde hace contacto con la Faja Volcánica Transmexicana. Se compone principalmente 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.

Faja Volcánica Transmexicana.- Al sur se encuentra la Faja Volcánica Transmexicana, caracterizada 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 en dirección casi lineal (Sánchez, 2013).



Figura 5.2 Provincias fisiográficas de México, resaltando la ubicación de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de Sánchez, 2013).

5.2.4. Marco Geológico Regional.

5.2.4.1. Evolución Geológica.

La Cuenca de Chicontepec se ubica dentro de la Provincia Tampico-Misantla desde el punto de vista geológico (Figura 5.3); esta provincia comprende una historia geológica que comienza en el Triásico, sin embargo, la Cuenca de Chicontepec abarca el Paleoceno y Eoceno.

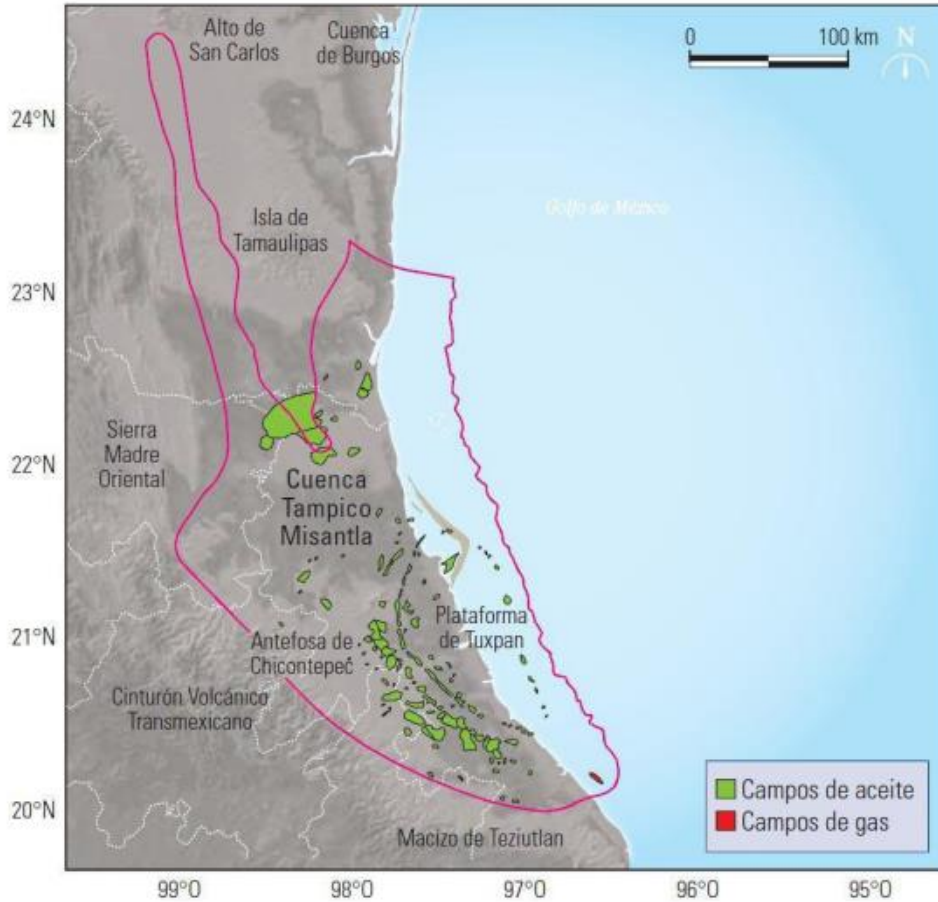


Figura 5.3. Localización de la Provincia Tampico-Misantla, (PEP,2011), (Tomado de Sánchez, 2013).

La Provincia Tampico-Misantla ha pasado por una serie de etapas tectónicas, la primera de ellas se dio lugar en el Triásico (Rhaetiano) donde, como se observa en la figura 5.4, tuvo lugar una etapa de rift durante el Jurásico Temprano y Medio que originó la apertura del Golfo de México.

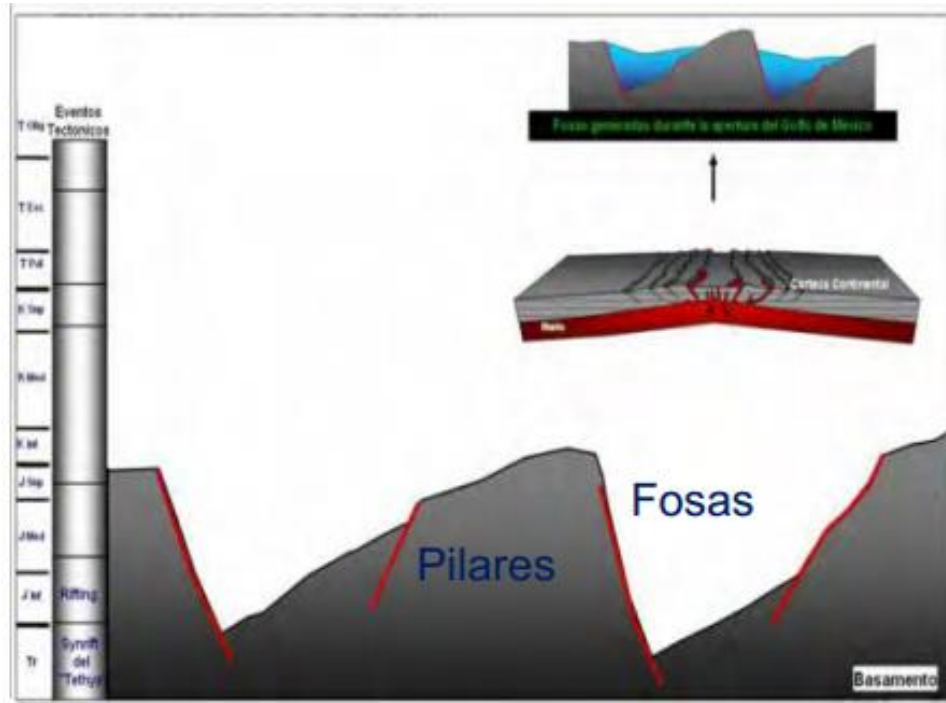


Figura 5.4. Rift de apertura del Golfo de México (Tomado de Narvaez, 2013).

Durante el Jurásico se dio un proceso de relleno sedimentario de las fosas formadas y a finales del Jurásico y principios del Cretácico se presentó una etapa de deriva, formando corteza oceánica al centro del Golfo de México.

Durante el periodo Cretácico se dio lugar a la formación de plataformas carbonatadas y crecimientos arrecifales. Posteriormente, durante el Cretácico Superior (~70-80 Ma) comenzó un periodo de esfuerzos compresionales, conocido como Orogenia Laramide. La Orogenia Laramide está asociada a la convergencia de las placas de Norteamérica y Farallón (Pindell, 1994), produciendo deformación de tipo compresional, con pliegues y cabalgaduras en dirección NO-SE, produciendo el levantamiento de la Sierra Madre Oriental (SMO) (Meneses, 1991).

Por efectos de este proceso orogénico, concluyó la sedimentación del margen pasivo, plegando y fallando las formaciones Mesozoicas del Cenozoico Inferior formando la Sierra Madre Oriental, compuesto de rocas mesozoicas; así como la subsidencia por flexura de la corteza al oriente del cinturón (cuenca foreland), dando origen a la Antefosa de Chicontepec (foredeep), esto durante el Paleoceno-Eoceno (Narvaez, 2013).

Posterior a la formación de la cuenca y debido a la fuerte pendiente originada por el basculamiento de la Orogenia Laramide, tuvieron lugar eventos erosivos, producto de corrientes submarinas lo cual generó numerosos canales y bordes de erosión donde se depositaron sedimentos arcillosos y arenosos de manera alternada en un ambiente marino profundo formando abanicos submarinos transportados por corrientes de turbidez donde se depositaron grandes volúmenes de sedimentos arcillo-arenosos turbidíticos con conjunto de lóbulos sobrepuestos, derrumbes, canales, zonas de desborde, etc.

La principal fuente de aportes de la cuenca durante el Eoceno fue proveniente de la Sierra Madre Oriental, formando depósitos de lutitas, areniscas, algunas capas de conglomerados y bentonita, constituyendo así las formaciones Tantoyuca y Chapopote. La plataforma de Tuxpan como consecuencia fue sepultada dando lugar a una amplia plataforma clástica.

Debido a su origen que implica temporadas de inestabilidad tectónica, el Grupo Chicontepec se divide en 3 megasecuencias litoestratigráficas: Inferior, Medio y Superior. Así mismo, el Paleocanal de Chicontepec tiene una orientación noroeste-sureste y recibió su aporte sedimentario de los cuatro puntos cardinales (N, S, E y O), en la figura 5.5 podemos observar la evolución Tectónica-Sedimentaria que dio origen al Paleocanal de Chicontepec.

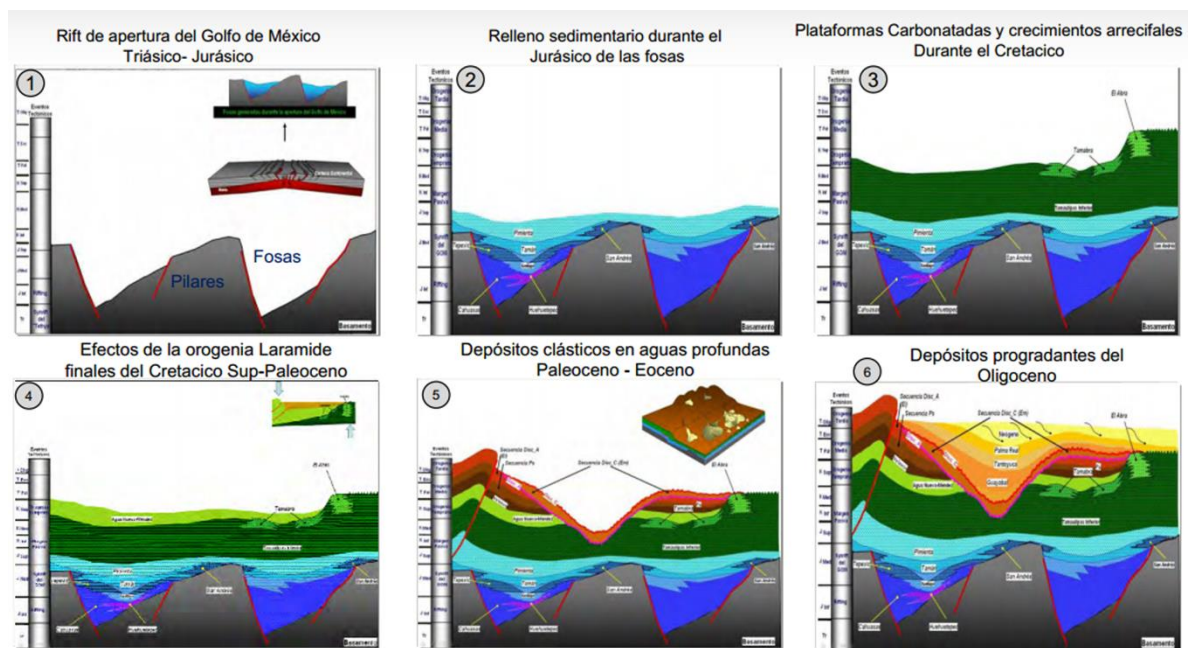


Figura 5.5. Evolución Tectónica-Sedimentaria que dio origen al Paleocanal de Chicontepec (Tomada de Narvaez, 2013).

5.2.4.2. Estratigrafía de la Provincia Tampico-Misantla.

En el subsuelo de la Provincia Tampico-Misantla se tienen 20 formaciones geológicas, tres provenientes del periodo Jurásico, siete del Cretácico y diez del Cenozoico, estas últimas las que constituyen el relleno y cubierta sedimentaria de la cuenca de Chicontepec mediante un límite de secuencias que corresponde a una discordancia progresiva como podemos observar en las figuras 5.6 y 5.7.

SISTEMA	SERIE	PLAY PRODUCTOR	FORMACION		
			NORTE	SUR	
TERCIARIO	OLIGOCENO SUPERIOR	●	HORCONES	PALMA REAL SUPERIOR	
	OLIGOCENO INFERIOR		ALAZAN	PALMA REAL INFERIOR	
	EOCENO SUPERIOR		TANTOYUCA	CHAPOPOTE	
	EOCENO MEDIO		GUAYABAL		
	EOCENO INFERIOR		CHICONTEPEC SUPERIOR	ARAGON	
	PALEOCENO SUPERIOR		CHICONTEPEC MEDIO		
	PALEOCENO INFERIOR		CHICONTEPEC INFERIOR		
CRETACICO	SUPERIOR		MENDEZ	CHICONTEPEC CANAL	
	MEDIO		SAN FELIPE		
	INFERIOR		AGUA NUEVA		
			TAMAULIPAS SUPERIOR		TAMABRA
		TAMAULIPAS INFERIOR			
JURASICO	SUPERIOR		PIMIENTA		
			TAMAN	SAN ANDRES	

Figura 5.6. Columna estratigráfica representativa de la Cuenca de Chicontepec. (Tomado de 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 (Formación Huayacocotla, Cahuasas, Tenexcate, Hueteppec, Tepéxic, Santiago y San Pedro); estas

unidades 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.

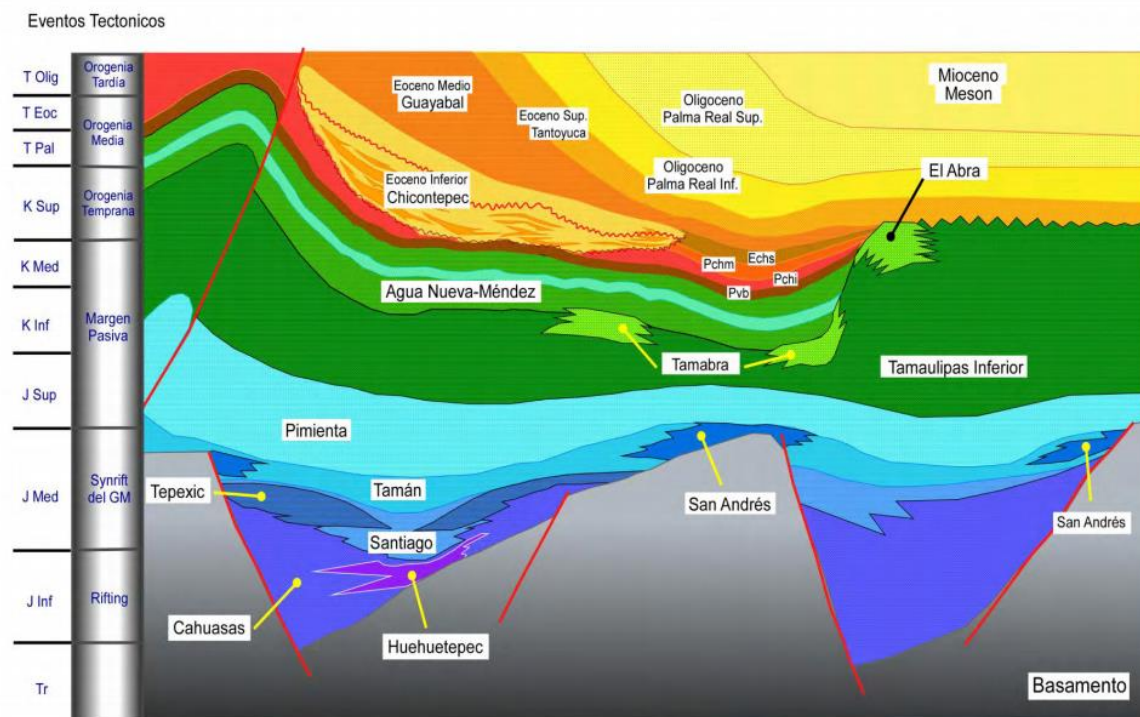


Figura 5.7. Gráfica de eventos los tectónicos y las formaciones geológicas correspondientes que conforman columna estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec (Tomada de Narvaez, 2013).

5.2.4.3. 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 súper continente 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).

El movimiento tectónico de la Provincia Tampico-Misantla fue de tipo lateral derecho por la falla conocida como Tamaulipas-Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1985), esto provoco el desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el Sur en el Jurásico Temprano y Medio formando el borde occidental de la Plataforma de Tuxpan.

Los elementos de basamento importantes en la evolución de la Cuenca de Chicontepec 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 como se muestra en la figura 5.8.

Los paquetes gruesos sedimentarios depositados en la cuenca del Golfo de México y del Pacífico durante el Mesozoico fueron controlados por las incursiones marinas de las partes bajas, resultado de la erosión de los bloques del basamento. Posteriormente, en el periodo del Cretácico Tardío hasta el Eoceno Tardío, debido a la Orogenia Laramide se produjeron cabalgaduras, pliegues isoclinales con planos axiales con vergencia al NE así como fallas laterales.

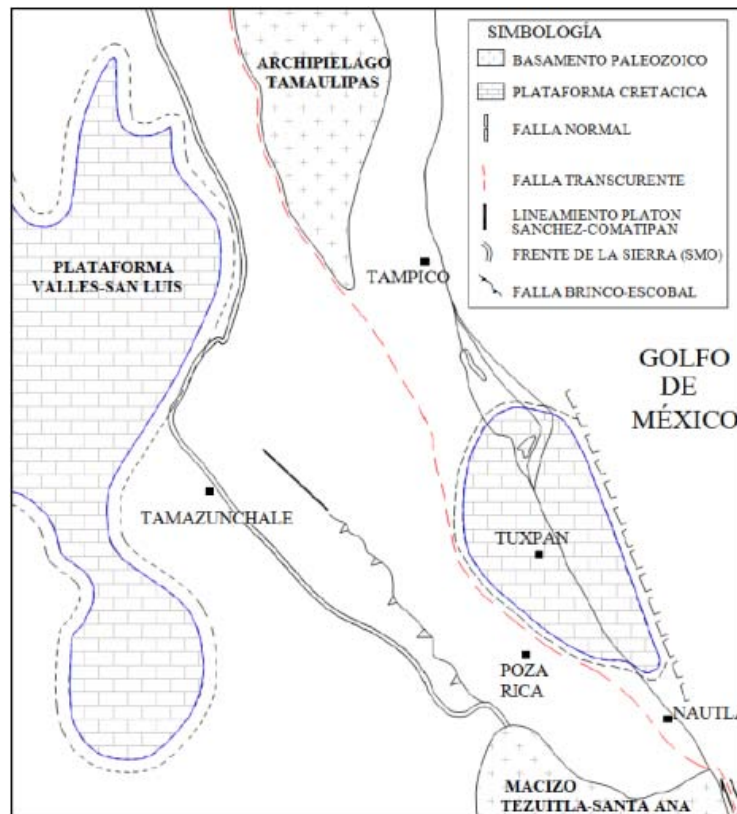


Figura 5.8 Modelo Tectónico sobre el que evolucionó la Cuenca de Chicontepec (PEP, 2009), (Tomado de Sánchez, 2013).

La Sierra Madre Oriental, formada como consecuencia de la subducción de la Placa Farallón bajo Norteamérica y la plataforma de Tuxpan que se basculó al oriente fueron la principal fuente de aporte de sedimentos durante el Paleoceno Inferior, estos aportes provenían del oeste, noroeste, este y suroeste.

En la secuencia del Mesozoico por debajo de los sedimentos de la Cuenca de Chicontepec, podemos observar pliegues suaves de noroeste a sureste, esto debido a la deformación de la Sierra Madre Oriental.

Posteriormente el aporte de sedimentos se conforma de carbonatos desde la Sierra Madre Oriental y fragmentos cuarcíticos del Macizo de Taziutlán-Santa Ana de suroeste a noreste.

Durante el Eoceno se llevó a cabo el resto de la sedimentación de las Megasecuencias del Grupo Chicontepec con el desarrollo de estructuras sin-sedimentarias (Loza, 2014).

5.2.4.4. Aspectos Sedimentológicos-Estratigráficos.

El modelo de sedimentación de la Cuenca de Chicontepec está definido por los procesos de depósito de turbiditas que formaron un sistema de abanicos submarinos de cuerpos arenosos con variaciones laterales y verticales de baja permeabilidad con una distribución que podemos observar en la figura 5.9.

Los derrumbes, canales y abanicos submarinos de ambiente nerítico externo a batial dan lugar a turbiditas, el complejo de abanicos y canales constituyen la principal secuencia sedimentaria compuesta de areniscas lenticulares con intercalaciones de lutitas (Sánchez, 2013).

La erosión del Orógeno de la Madre Sierra Oriental durante el Cenozoico Inferior, aportó sedimentos siliclásticos y calcáreos de la parte noroccidente y occidente de la cuenca, mientras que del oriente, la Paleo-Plataforma de Tuxpan aportó sedimentos calcáreo-arcillosa; y al sur del Paleo-Cañón, el Macizo de Teziutlán aportó sedimentos provenientes de rocas metamórficas; estos sobreyacen discordantemente el Paleo-Relieve laramídico del Mesozoico.



Figura 5.9. Sistema de Abanicos Submarinos del Modelo Sedimentario de Chicontepec (Modificado de Narvaez, 2013).

La columna estratigráfica consiste de areniscas inmaduras (litarenitas y sublitanitas feldespáticas arcillosas) al norte con mayor cantidad de fragmentos volcánicos, al centro con mayor cantidad de caliza y al sur con mayor cantidad de cuarzo como se observa en las figuras 5.10 y 5.11.

Estas areniscas contienen fragmentos siliclásticos y calcáreos con texturas de gruesa a finas con una matriz de lodo y cementante calcáreo; se presentan en forma de lóbulos canalizados y no canalizados, así como masivos, por derrumbes, flujos escombros y deslizamientos.

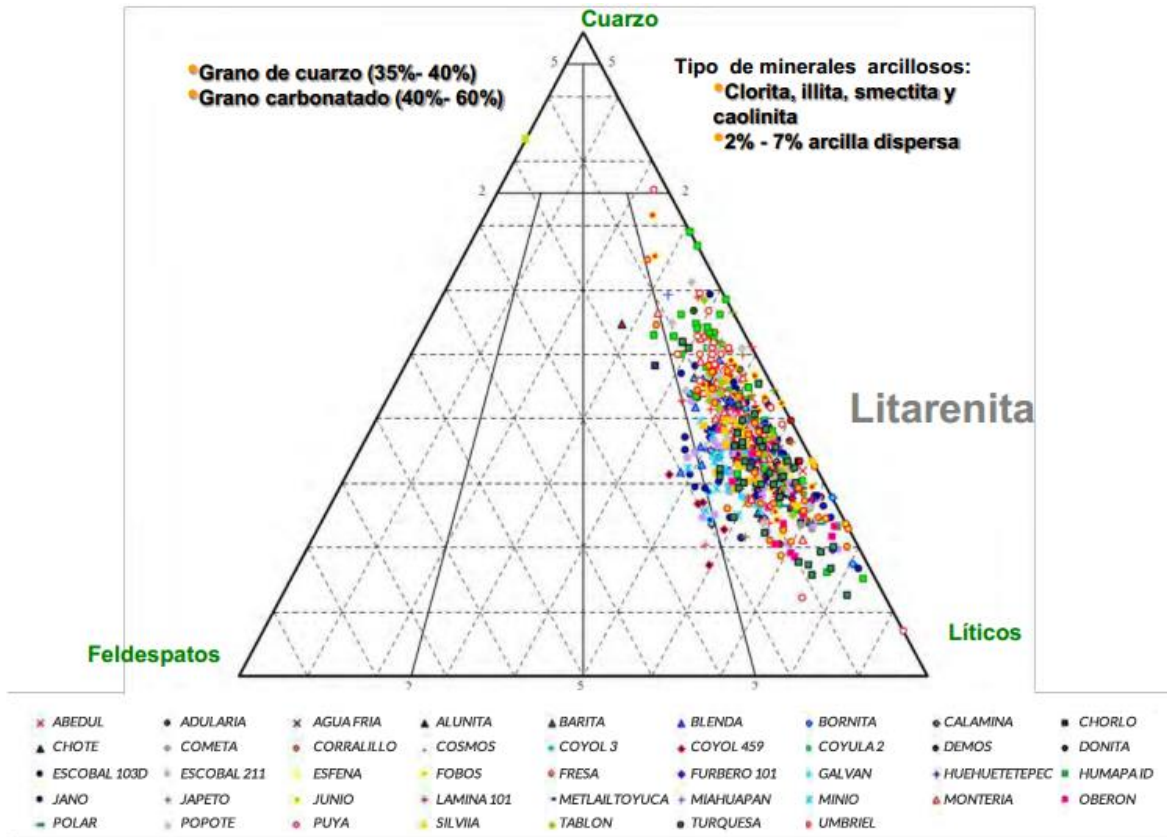
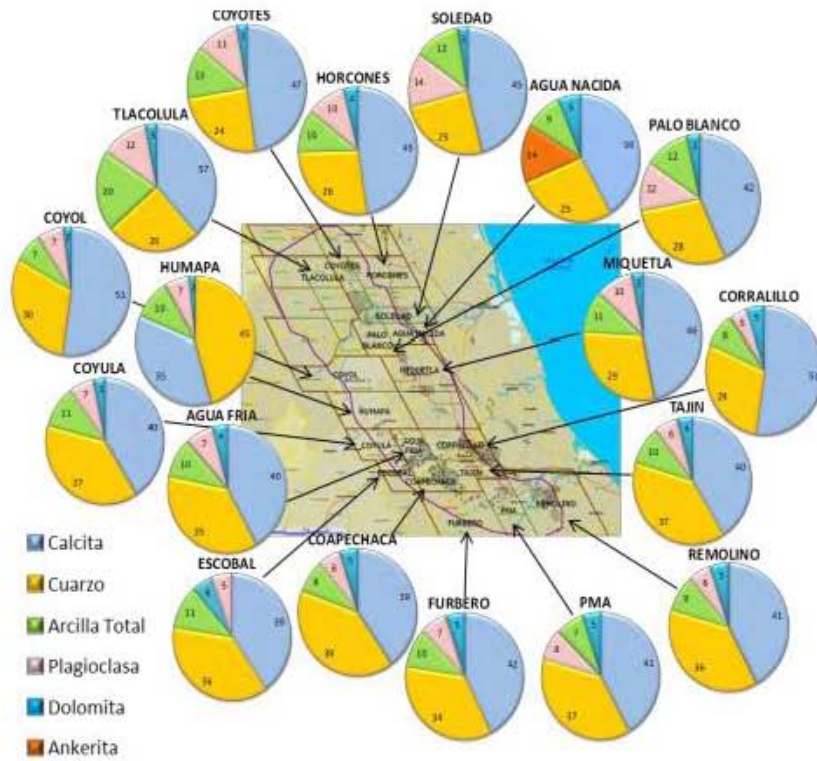


Figura 5.10. Composición Interna de las Areniscas por Campo (Tomada de Narvaez, 2013).

Componentes principales (DRX, % de mineral individual)



Minerales de arcilla (DRX, % de mineral individual)

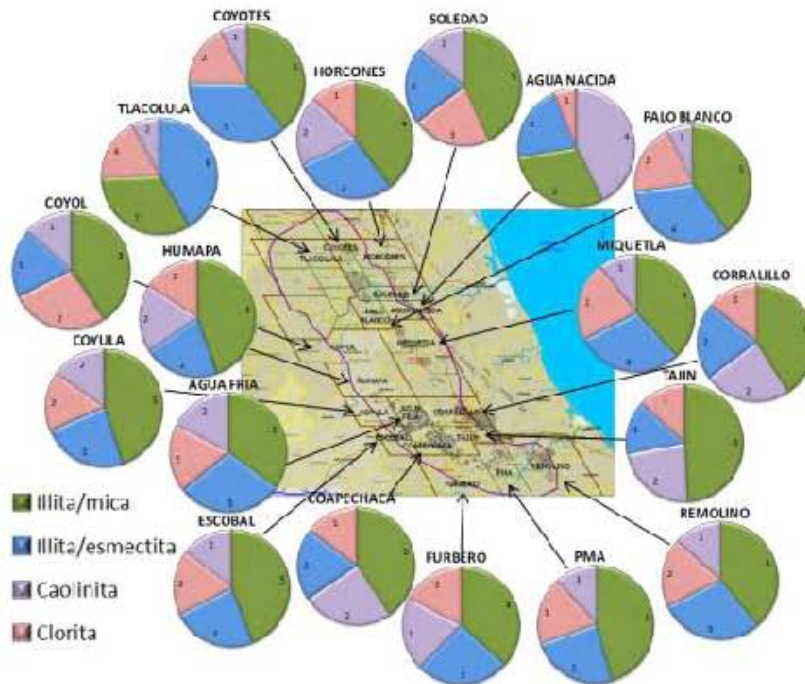


Figura 5.11. Componentes minerales por campo (Tomada de Narvaez, 2013).

Investigadores de la UNAM (CNH-UNAM, 2012) determinaron que el Grupo Chicontepec del Paleoceno-Eoceno Inferior, dentro del Paleo-Cañón de Chicontepec presenta diversos atributos estratigráficos y paleo-sedimentarios los cuales permiten dividir en tres megasecuencias litroestratigráficas; Inferior, Media y Superior (Figura 5.12).

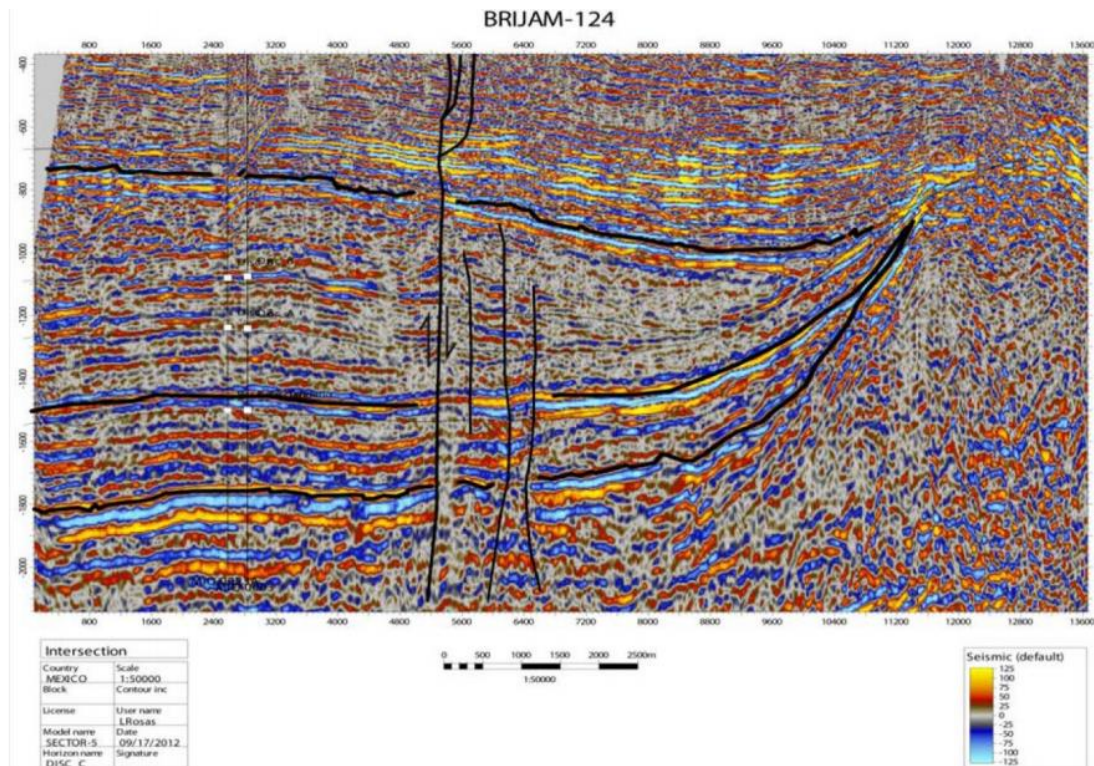


Figura 5.12. Sección sísmica donde se observan las megasecuencias litroestratigráficas de la Cuenca de Chicontepec (Tomado de CNH-UNAM, 2012).

Las megasecuencias litroestratigráficas de las unidades 1, 2 y 3 son resultado de diferentes procesos tectono-sedimentarios durante su depósito.

La unidad uno (inferior) paso por un proceso pasivo y nivelador con facies arcillosas distales o externas, la unidad dos por un proceso activo, con mayor aporte sedimentario de facies medias areno-arcillosas y la unidad tres por un proceso de colapso; con facies arcillo-arenosas internas o proximales, por deslizamientos, derrumbes y flujos de escombros predominantemente arcillosos. Las tres unidades se encuentran limitadas por cuatro superficies discordantes: 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, los espesores

promedios en los campos Aragón, Coyotes, Palo Blanco, Humapa, Agua Fria, Miquetla, Furbero y Tajin se describen en la tabla 5.1, así como su distribución y geometría se observan en las secciones sísmicas de las figuras 5.13, 5.14, 5.15 y 5.16 (CNH-UNAM, 2012).

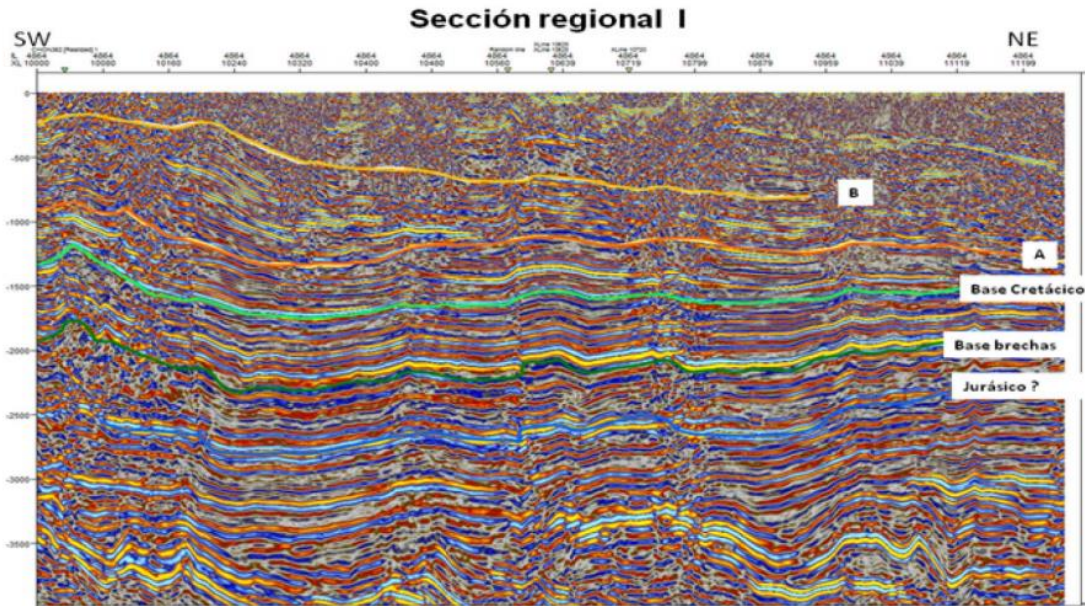


Figura 5.13. Sección regional I mostrando los límites de las megasecuencias, así como las trazas sin interpretar de las fallas subverticales que cortan del basamento a la superficie (Tomado de CNH-UNAM 2012).

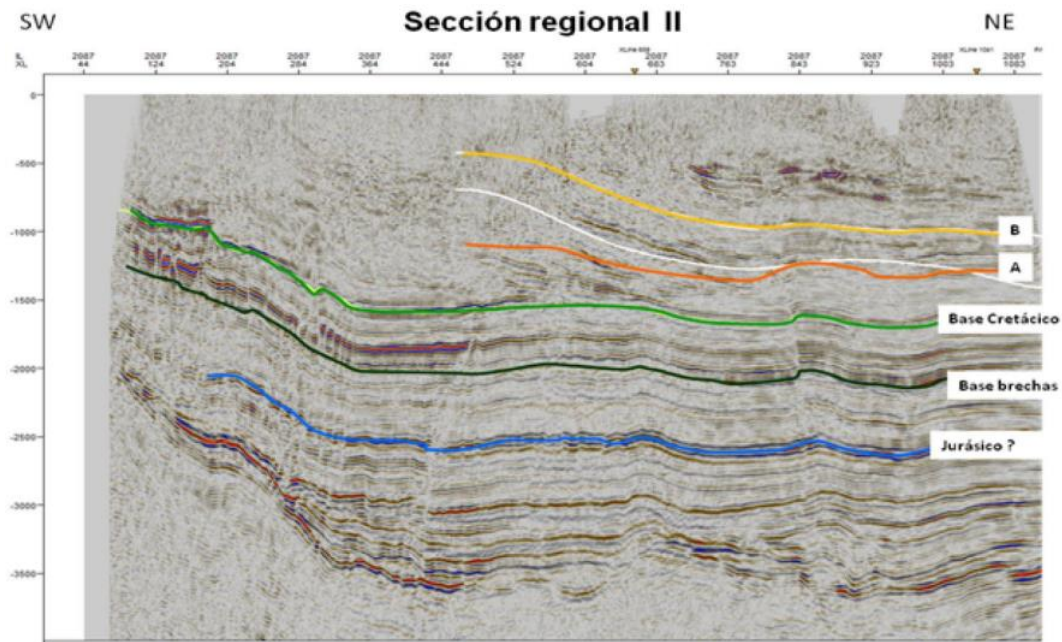


Figura 5.14. Sección regional II mostrando los límites de las megasecuencias, así como las trazas de las fallas subverticales (Tomado de CNH-UNAM 2012)

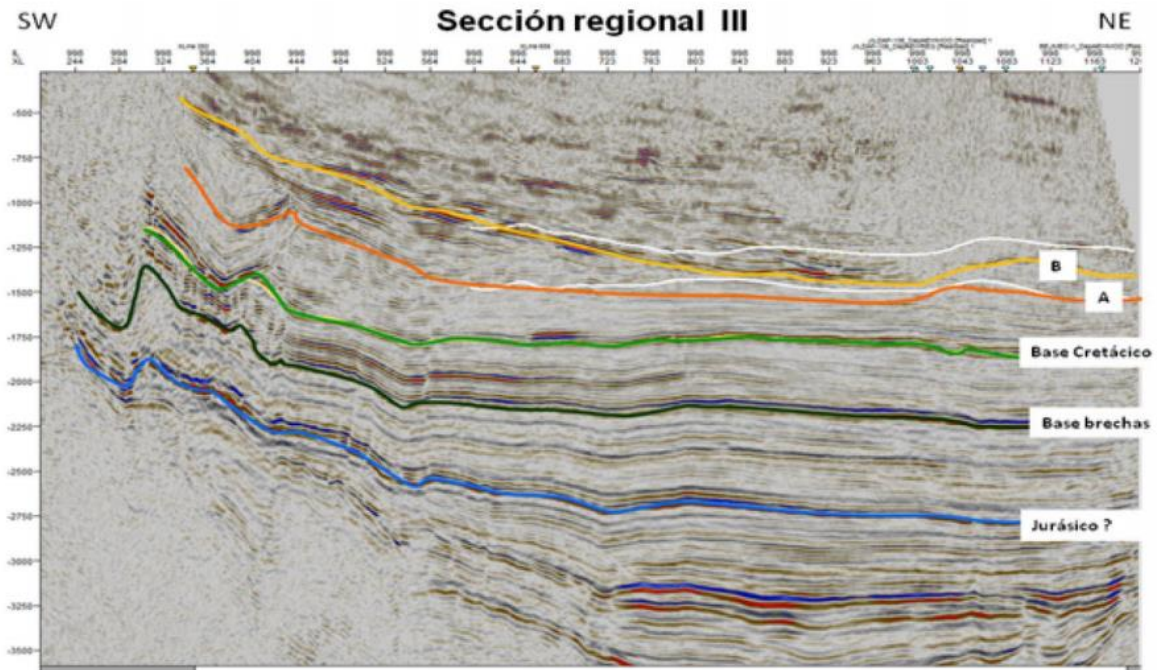


Figura 5.15. Sección regional III mostrando los límites de las megasecuencias (Tomado de CNH-UNAM 2012)

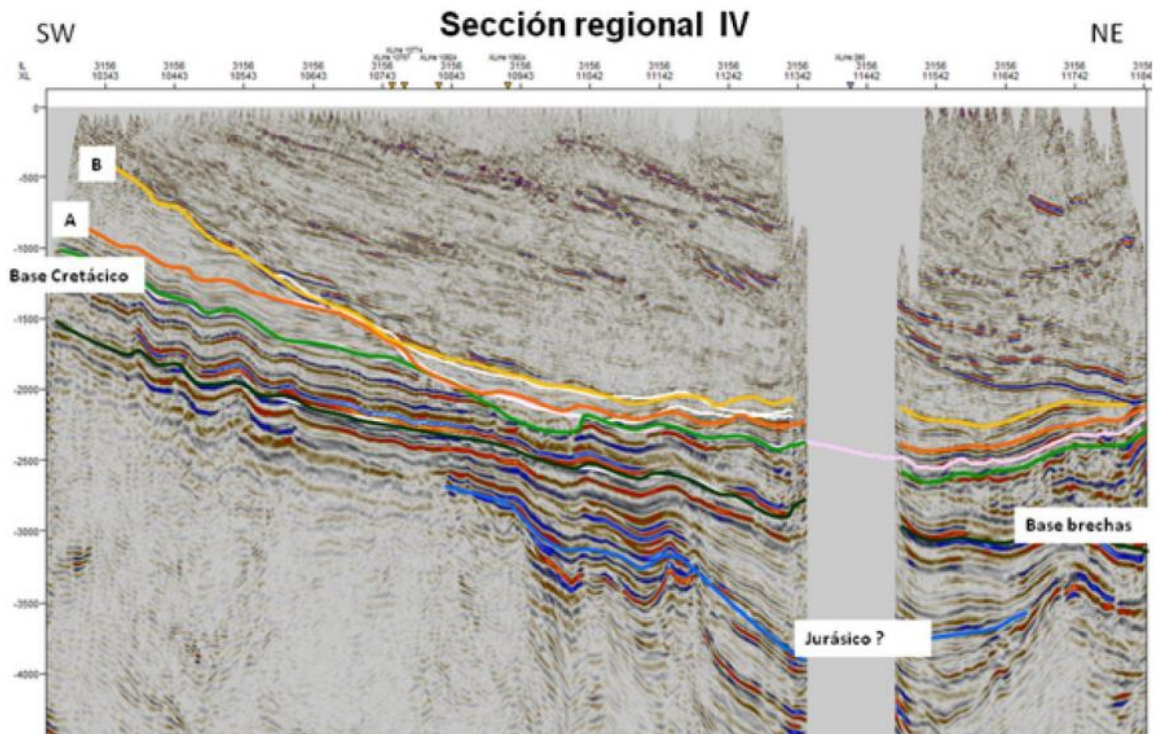


Figura 5.16. Sección regional IV mostrando los límites de las megasecuencias (Tomado de CNH-UNAM 2012)

ESPEORES PROMEDIO DE LAS MEGASECUENCIAS				
Campo	Intervalo (m)			Espesor (m)
	Discordancia C – Discordancia B	Discordancia B – Discordancia A	Discordancia A – Base Terciario	TOTAL
SECTOR NORTE				
ARAGON	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
AGUAFRIA	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 5.1. Espesores promedio de las Megasecuencias Inferior, Medio y Superior en los sectores norte, centro y sur (CNH-UNAM, 2012)

5.2.1.5 Sistema Petrolero.

El sistema petrolero es aquel que comprende los elementos y procesos esenciales que intervienen en la acumulación de aceite y/o gas en una cuenca sedimentaria (Magoon, 1992).

Los elementos esenciales del sistema petrolero son: roca almacenadora, roca sello y sobrecarga. Los procesos esenciales del sistema petrolero son la formación de la trampa, generación, migración y acumulación del hidrocarburo. Los sistemas petroleros en general varían dependiendo de su forma geométrica, el tipo de receptáculo, la evolución geológica, columna estratigráfica, condiciones terminas, etc.

El sistema petrolero de Chicontepec se define como híbrido ya que sus trampas son de tipo estratigráfico, cuyo origen se asocia con abanicos submarinos, superficies de erosión y rellenos de paleocanal, pero también cuenta con deformaciones estructurales significativas, ya que se tienen importantes fallas laterales.

El Grupo Chicontepec contiene sus reservas de hidrocarburos en cuerpos lenticulares independientes de areniscas a profundidades que varían entre 800 y 2400 metros con presiones iniciales del orden de 220 kg/cm^2 y temperaturas de fondo entre $65 - 75^\circ \text{ C}$.

5.2.1.5.1 Roca Generadora.

La roca generadora es aquella que posee las características necesarias para la generación de hidrocarburos, debe contener suficiente materia orgánica para generar grandes volúmenes de hidrocarburos. En Chicontepec las rocas generadoras son las mismas de la región de Tampico-Misantla; son rocas generadoras del Jurásico Superior que han sido caracterizadas por técnicas geoquímicas y son predominantemente calizas arcillosas y lutitas de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano respectivamente.

La formación Tamán y Pimienta predominan al norte mientras que la formación Santiago tiene el mayor potencial remanente en el sur, todas ellas tienen una alta concentración de materia orgánica que en conjunto con la secuencia marina de abanicos de hasta 1,700 m de espesor ha favorecido la maduración térmica (Nieto, 2010).

5.2.1.5.2 Migración.

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 la migración de hidrocarburos al oriente, hasta el Paleógeno. La migración ocurrió principalmente en dirección vertical ascendente con moderada extensión hacia rocas con porosidades mayores, constituyendo las fallas laterales las principales rutas de migración comunicando las secuencias generadoras con los estratos arenosos del Grupo Chicontepec y de la Formación Aragón del Eoceno Interior.

5.2.1.5.3 Roca Almacenadora.

Las rocas almacenadoras de esta formación constituyen aproximadamente el 33% del relleno de la cuenca, principalmente areniscas (litarenitas y grauvacas) de grano medio a fino con algunos estratos conglomeráticos de matriz arenosa.

La unidad de mayor interés se encuentra entre las discontinuidades A y B de la Megasecuencia Media (Unidad 2) pues presenta mayor cantidad de depósitos sedimentarios con geometría lobular y lenticular, aunque dispersos y aislados con facies medias canalizadas (Figura 5.17).

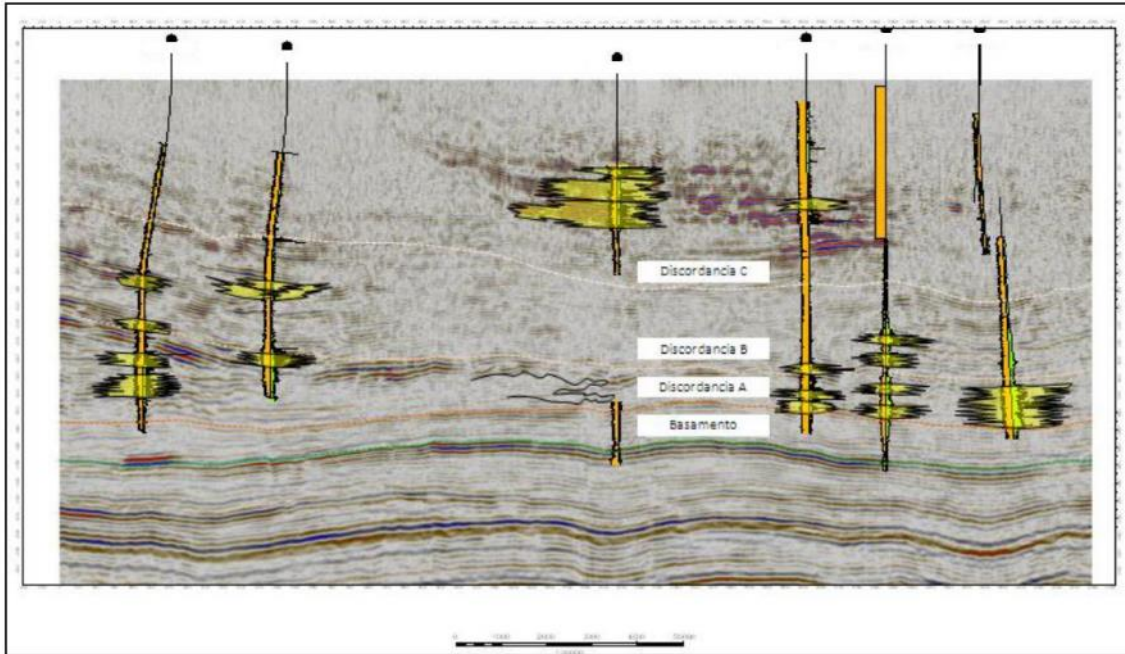


Figura 5.17. Sección sísmica NO-SE del campo Agua Fría con los cuerpos arenosos de mayor interés (Tomado de López, 2013)

Los cuerpos arenosos de mayor potencial almacenador de geometrías lobulares, barras de desborde y canales distributarios tienen espesores de 2 hasta 30 metros.

Un mapa de atributos RMS (Root Mean Square) muestra anomalías de alta amplitud que se asocian con áreas de mayor arenosidad, es por esto que las mejores zonas para hallar una acumulación de hidrocarburos son las zonas rojas y amarillas de propiedades petrofísicas más favorables. Utilizando las anomalías en los principales intervalos productores de cada campo podemos hacer una correlación cualitativa de estas y encontrar las mejores zonas para una probable acumulación de hidrocarburos.

En la figura 5.18 se muestra un mapa RMS al centro de la cuenca, en el Campo Agua Fría, dentro de las discordancias A y B en una capa de 60 metros de espesor donde vemos la ubicación de los pozos perforados, el 20% de estos se ubican en zonas de baja

amplitud donde su producción fue nula o muy baja debido a las propiedades petrofísicas poco favorables para constituir roca almacenadora.

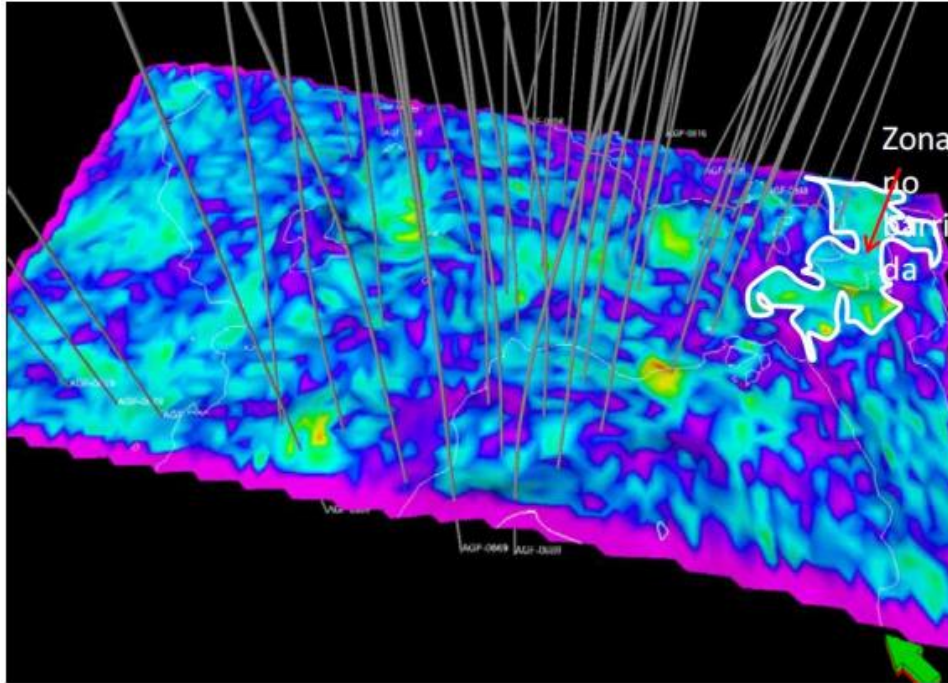


Figura 5.18. Mapa RMS del Campo Agua Fría con la ubicación de los pozos perforados en áreas sin potencial productor (Tomado de CNH-UNAM, 2012)

5.2.1.5.4 Roca Sello.

La roca sello debe ser impermeable ya que evita que el petróleo siga desplazándose y permite la acumulación. En Chicontepec las mismas formaciones del Grupo en sus facies de lutitas interestratificadas con areniscas de grano fino actúan como rocas sello.

En el norte y centro de la cuenca el sello principal es de sedimentos arcillosos mientras que al sureste el sello son las rocas arcillosas de la Formación Guayabal.

La Megasecuencia Superior (Unidad 3) se considera como una roca sello regional pues su mezcla de materiales gruesos y finos resultan en una porosidad muy baja.

5.2.1.5.5 Trampas.

5.2.1.5.5.1 Trampas por Variación de la Permeabilidad.

Este tipo de trampas son las que permiten la acumulación de hidrocarburos sin existir una deformación estructural en el subsuelo, son resultado de la presencia de un volumen de roca-almacén aislada por formaciones impermeables en sentido vertical y horizontal. Este tipo de trampas se forman por anomalías en la distribución de los sedimentos o a la naturaleza de la litología de las formaciones. Este es el tipo de trampas que almacenan los hidrocarburos en la Cuenca de Chicontepec y pueden ser de dos tipos; trampas estratigráficas primarias o secundarias.

Las trampas estratigráficas primarias son aquellas donde el sedimento es capaz de originar un almacén de tamaño limitado, de buena porosidad y permeabilidad rodeado de rocas impermeables. En esta categoría se ubican la mayor parte de los cuerpos arenosos lenticulares dentro de las Formaciones del Grupo Chicontepec.

Las trampas estratigráficas secundarias se forman a partir de fenómenos ocurridos después de su sedimentación que resultan en discordancias angulares o basales, en Chicontepec son trampas asociadas a discordancias angulares.

Las trampas más comunes en Chicontepec se muestran en la figura 5.19, estas son formadas por variación de la permeabilidad, en la mayoría lutitas intercaladas con areniscas de grano fino de estratificación delgada que limita su cima, base y secciones laterales a secciones arenosas los cuales forman las principales acumulaciones de importancia económica.

Estas trampas de tipo estratigráfico son complejas, su geometría fue influenciada por la ocurrencia de paleoestructuras y controlada por la geometría del depósito debida a la superposición de abanicos submarinos y superficies de erosión.

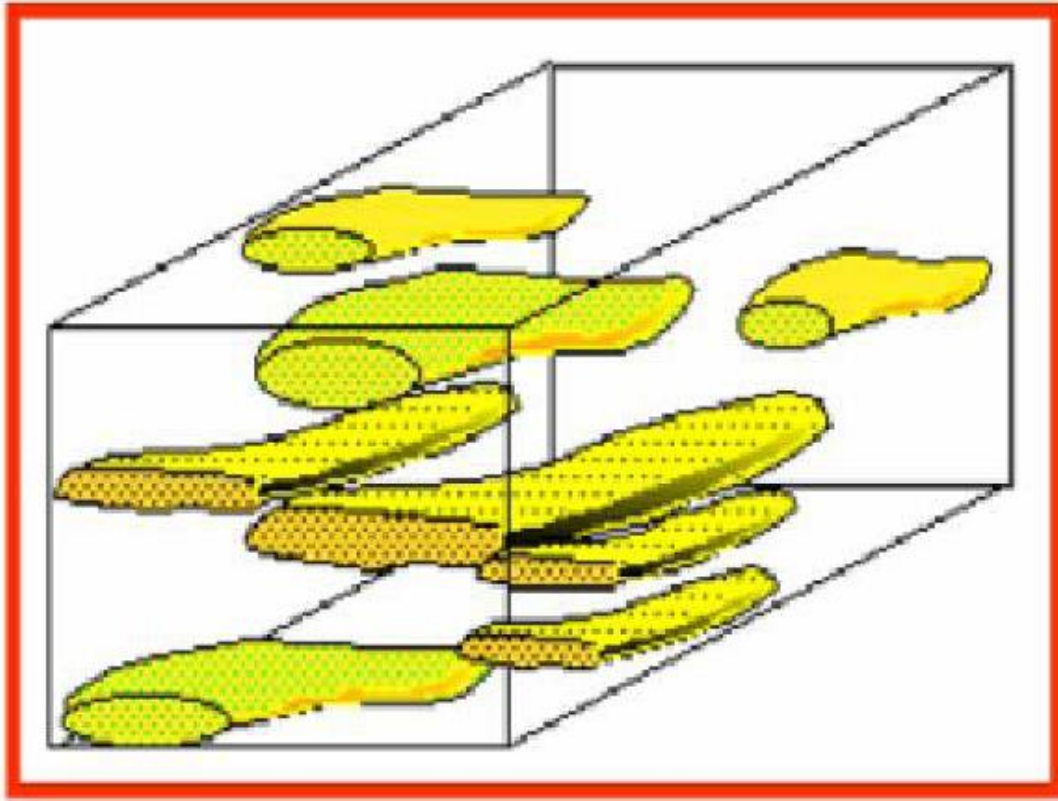


Figura 5.19 Cuerpos arenosos más comunes en la Cuenca de Chicontepec de importancia económica (Tomado de Nieto, 2010).

5.2.1.5.5.2 Trampas Combinadas.

También existen trampas combinadas, las cuales presentan variaciones de porosidad y deformaciones estructurales, tomando en consideración que, la Cuenca de Chicontepec se vio afectada por un sistema de fallas laterales, por lo que los horizontes y los cuerpos lenticulares se desplazaron horizontalmente y colocaron en contacto cuerpos arenosos con cuerpos de lutitas cerrando los yacimientos. Son dependientes de los cambios estratigráficos que limitan la permeabilidad y la estructura para crear el cierre permitiendo así la acumulación del hidrocarburo.

5.2.2 Cuenca de Veracruz.

5.2.2.1 Aspectos Generales

La Cuenca de Veracruz se encuentra al frente de una zona deformada por cabalgaduras y pliegues que deformaron a las secuencias del Mesozoico. Este produce gas húmedo no

asociado de la Formación Guzmantla, gas condensado de la brecha San Felipe y por último de la formación Orizaba produce aceite y gas asociado (SPE, 39839).

Actualmente PEMEX no cuenta con un cálculo probabilístico del volumen original de hidrocarburos, sin embargo, se calcula que las reservas 2P de aceite del actual Proyecto Integral Cuenca de Veracruz representa el 0.05% de las reservas 2P totales del país y el 2.68% de las reservas de gas (CNH, 2010).

5.3.2 Ubicación

La Cuenca de Veracruz se encuentra ubicada geográficamente en la parte central del estado de Veracruz en el margen occidental del Golfo de México.

La cuenca abarca un área de 20,660 km² aproximadamente y se ubica en los estados de Veracruz y una parte de Oaxaca. La Cuenca de Veracruz se localiza en los paralelos 18° 00' y 20° 00' de latitud norte, y entre los meridianos 94° 30' y 97° 00' de longitud oeste.

Aunque los límites precisos son difíciles de establecer, la cuenca de Veracruz se encuentra limitada geológicamente al norte y noreste por el Cinturón Volcánico Transmexicano, al oeste por el Frente Tectónico Sepultado, al sureste por el complejo Juárez y el Batolito de la Mixtequita, al sur por la cuenca Salina del Istmo y finalmente, al oriente y nororiente su límite se considera como la línea actual de la costa del Golfo de México (Figura 5.20), (Viniegra, 1995).

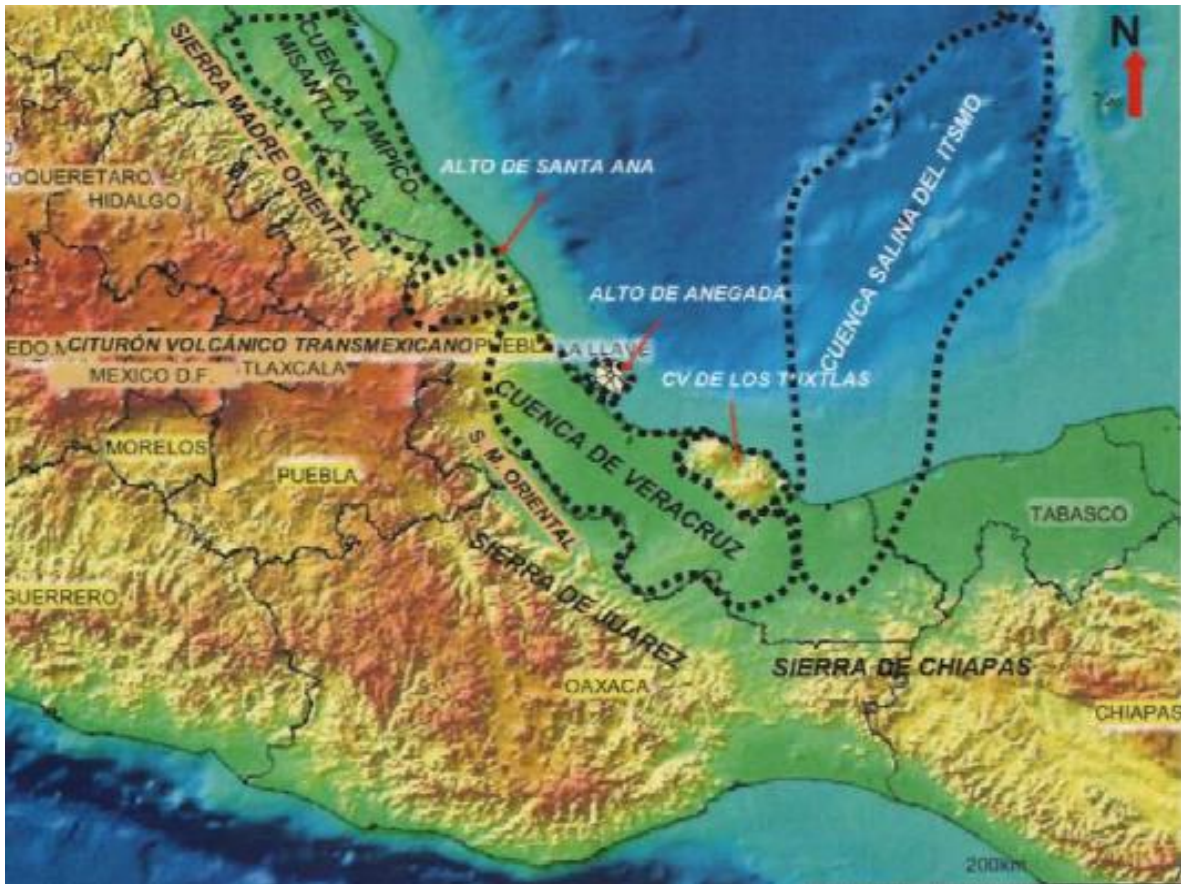


Figura 5.20 Ubicación geográfica de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Gutiérrez, 2005).

5.2.2.3 Fisiografía.

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

Esta cuenca está constituida por rocas clásticas del Cenozoico, es una Cuenca Foreland formada entre el Paleoceno-Oligoceno, con aporte de sedimentos de la erosión de secuencias ígneas del Alto de Santa Ana, metamórficas de La Mixtequita, Sierra de Juárez y Macizo de Chiapas y carbonatadas de la Plataforma de Cordoba y la Sierra de Zongolica.

La cuenca está compuesta por depósitos Cenozoicos y en su cima tiene material piroclástico, con una geomorfología de tierras bajas y lomeríos. Cerca de la costa en casi

todos los cauces de los ríos existen amplios meandros con poco gradiente pues han alcanzado su nivel base de erosión (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.

5.2.2.4 Marco Geológico.

5.2.2.4.1 Evolución Geológica.

Las secuencias del Jurásico de la Cuenca de Veracruz tienen origen en la fragmentación del súper continente Pangea en el Triásico tardío, en donde hubo un emplazamiento de flujo térmico que adelgazó la litosfera produciendo una zona de rifting, originando sistemas 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 Pacífico.

Una transgresión marina permitió el desarrollo de la plataforma carbonatada de Córdoba y Orizaba compuestas principalmente de calizas con parte de evaporitas y dolomías, esto durante el Cretácico Temprano.

En el periodo del Cretácico Tardío – Cenozoico Temprano tuvo lugar la Orogenia Laramide y la subsidencia de la litosfera formó la Cuenca Foreland de Veracruz a lo largo del margen oriental del cinturón cabalgado. Esta subsidencia continuó hasta finales del Cenozoico, acumulando secuencias clásticas con espesores mayores a los 10,000 m (Figura 5.21).

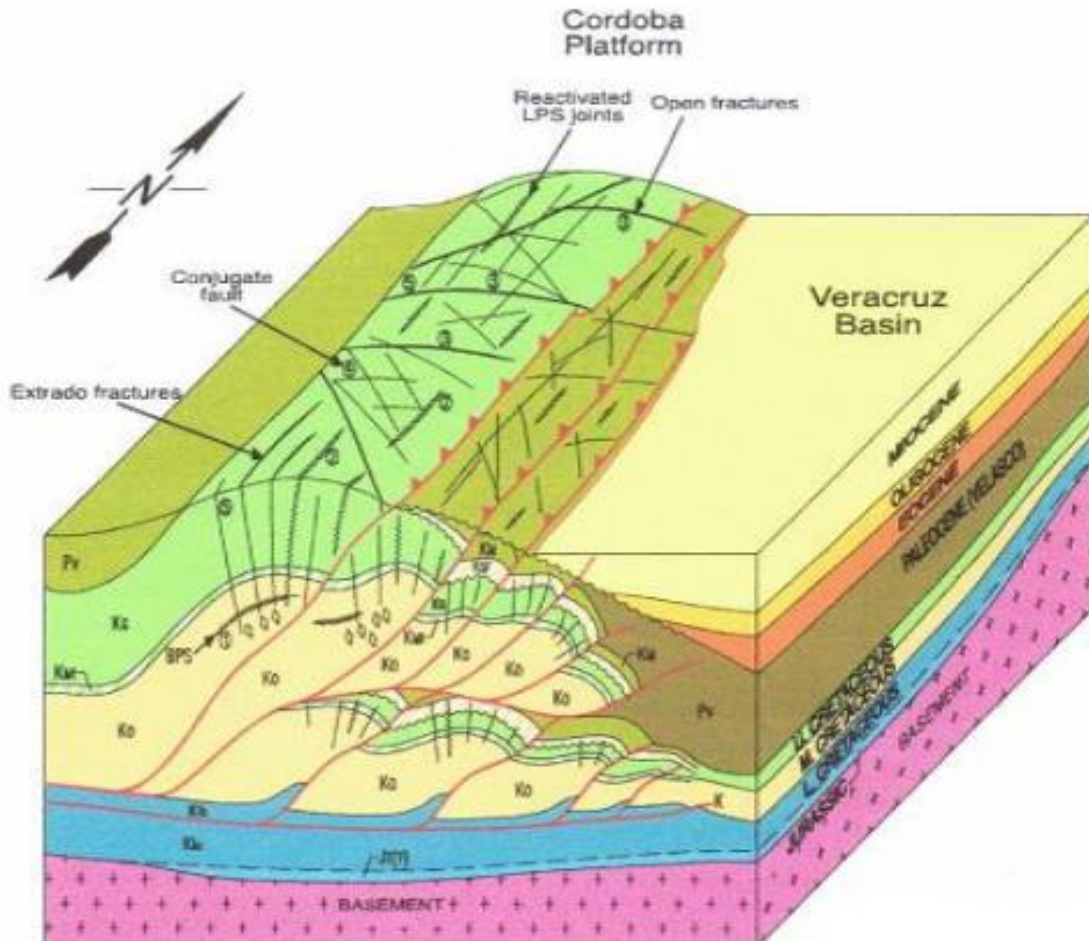


Figura 5.21 Modelo de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Varilla, 2009).

Durante el Eoceno – Oligoceno continuaron los esfuerzos compresivos sobre la Plataforma de Córdoba que desarrollo un alineamiento en el Frente Tectónico Sepultado con pliegues y fallas inversas. Este proceso genero una mayor subsidencia de la cuenca y durante este periodo la sedimentación continuó con flujos turbidíticos sobre el talud y pie de talud.

Las secuencias clásticas del Mioceno originadas por turbiditas en abanicos submarinos se distribuyen por toda la cuenca con ligeras variaciones laterales en las facies para algunas formaciones caracterizándose por acumulaciones de abanicos submarinos en el Mioceno Inferior en gran parte de la Cuenca de Veracruz.

El levantamiento gradual de la cuenca inició en el Mioceno Inferior generando dos sistemas de fallas inversas, un sistema NO-SE Víbora-Novillero basado en una estructura en echelón y el segundo formado por los Altos de los Tuxtlas – Anegada, este levantamiento alcanzó su máximo a finales del Mioceno Medio (Figura 5.22).

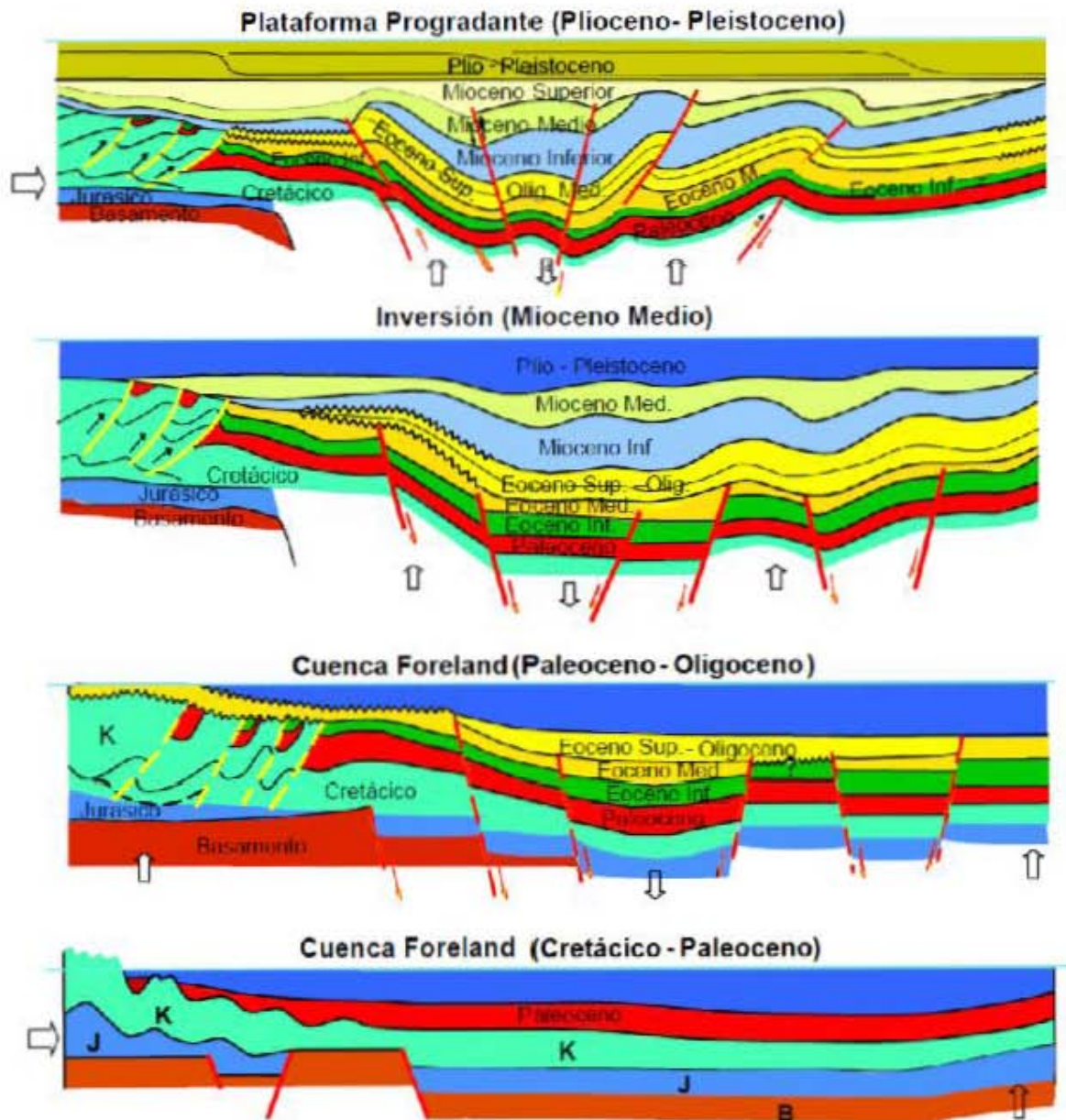


Figura 5.22. Evolución tectónica de la Cuenca Cenozoica de Veracruz (Modificado de Vázquez, 2010)

5.2.2.4.2 Estratigrafía de la Cuenca de Veracruz.

En la figura 5.23 podemos observar las provincias de la planicie costera de Veracruz, tenemos la Plataforma de Córdoba y la Cuenca Cenozoica al oriente, dos grandes provincias geológicas limitadas por una falla transformante en dirección NO-SE.

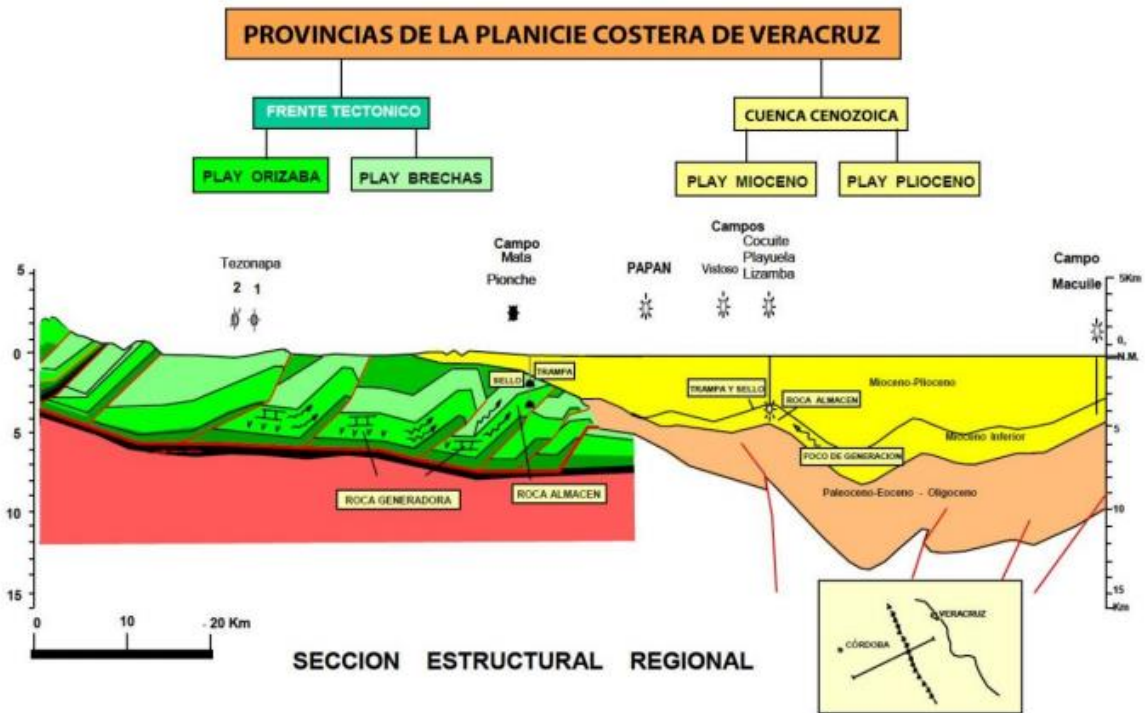


Figura 5.23. Provincias de la Planicie Costera de Veracruz (Modificado de Obispo, 2013).

La Plataforma de Córdoba está conformada por rocas calcáreas mesozoicas, que al disminuir de espesor en dirección a las cuencas de Zongolica y Veracruz, forma dos bordes complejos, donde encontramos cuerpos arrecifales y depósitos lagunares.

La Plataforma de Córdoba descansa sobre basamento metamórfico-granítico del Paleozoico y sus depósitos sedimentarios continentales iniciales son del Triásico-Jurásico Medio, posteriormente se compone de secuencias discordantes de evaporitas y carbonatos del Jurásico Superior y finalmente carbonatos y margas del Cretácico.

La secuencia de la Cuenca Cenozoica de Veracruz se alterna entre lutitas, areniscas y conglomerados con una amplia distribución y gran variación litológica. Dentro de su columna sedimentaria se incluyen plays establecidos e hipotéticos tanto del Paleógeno como del Neógeno alcanzando un relleno sedimentario de decenas de metros en el margen occidental hasta más de 9 mil metros en su depocentro.

Las secuencias turbidíticas se formaron a partir 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

Las litologías del Eoceno Medio y Superior se constituyen de lutitas, cuerpos de litarenitas, conglomerados y areniscas con fragmentos de carbonatos en un sistema turbidítico con derrumbes, canales y lóbulos. Se tienen rocas volcánicas del Mioceno (derrames de andesita, brechas y cenizas volcánicas) cubren discordantemente las secuencias más antiguas (Lozano, 2014). En la figura 5.24 podemos observar las cinco unidades estratigráficas Mesozoicas y diez Cenozoicas que componen la secuencia estratigráfica, de lo que está por arriba y por debajo de las turbiditas acumuladas durante el desarrollo de la Cuenca Foreland.

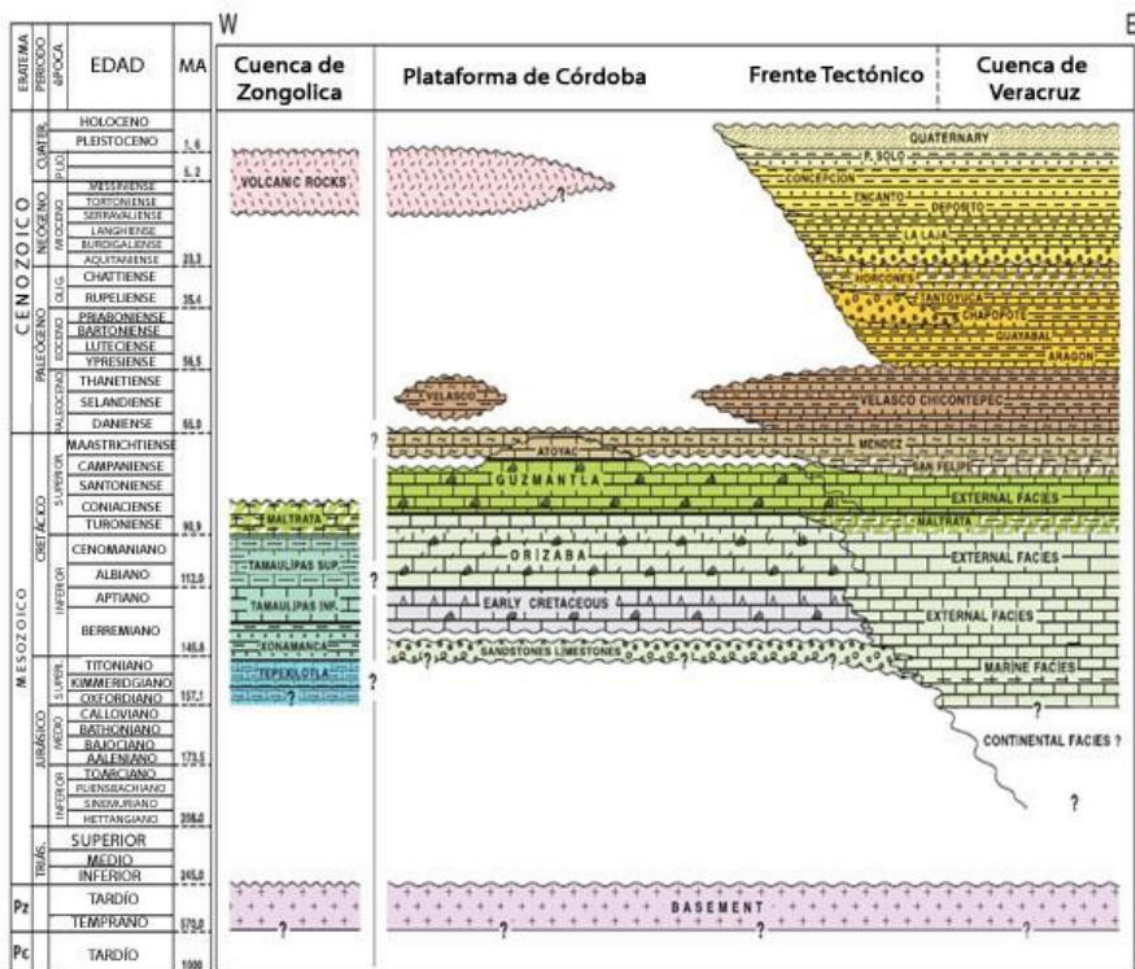


Figura 5.24. Columna estratigráfica del subsuelo de la Cuenca de Veracruz (Tomado de Varilla, 2009)

5.2.2.4.3 Modelo Sedimentario.

El modelo Sedimentario de la Cuenca de Veracruz también es un sistema turbidítico donde la desembocadura de los ríos y cañones submarinos generaron grandes movimientos de sedimentos. Estos flujos turbidíticos forman geometrías de abanicos submarinos mostrados en la figura 5.25, que se extienden perpendicularmente en orientación a la cuenca.

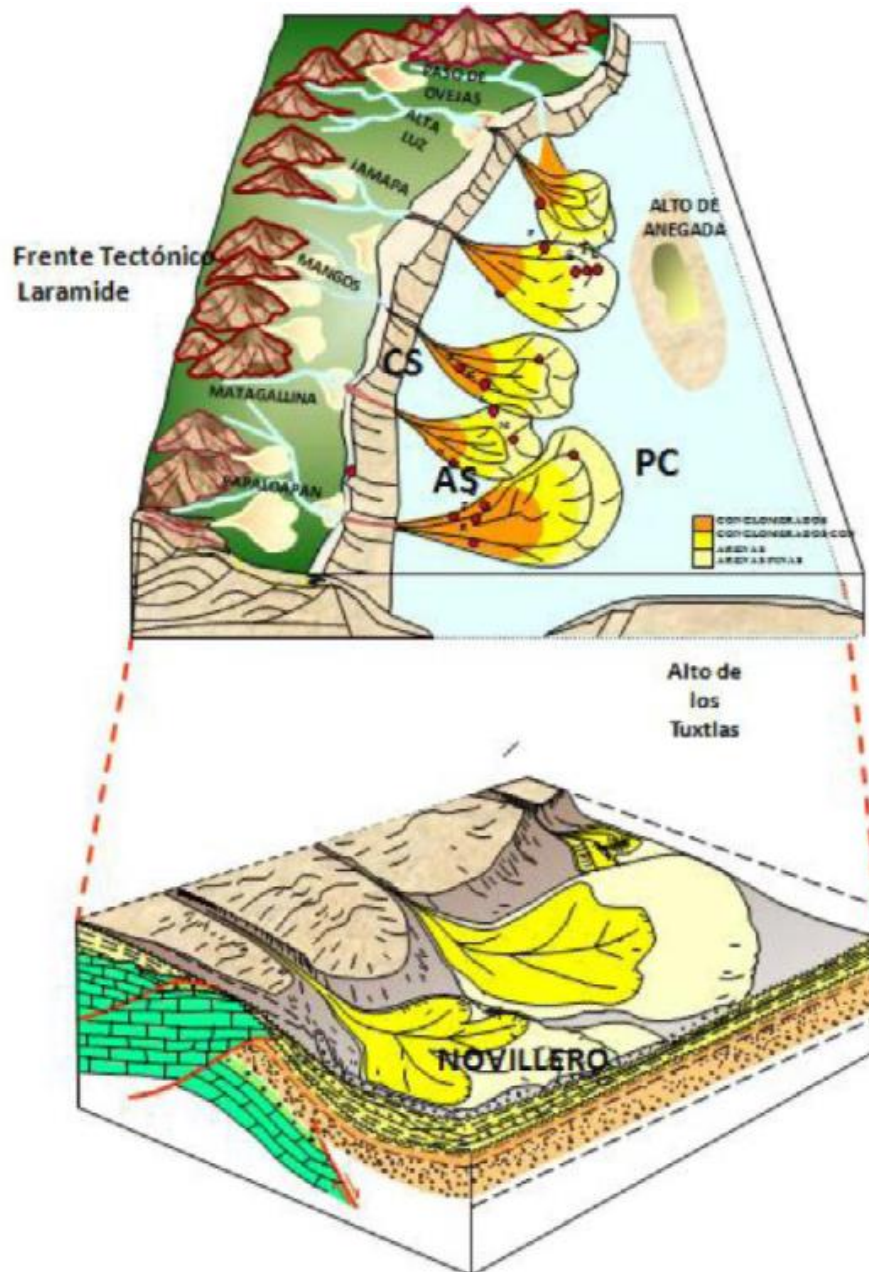


Figura 5.25. Modelo sedimentario de la Cuenca de Veracruz en el Mioceno Inferior donde se muestra la formación de cañones submarinos, abanicos submarinos y piso de cuenca (Tomado de Corona, 2010).

Los sedimentos están compuestos de granos gruesos interestratificados con limos y arcillas que a medida que se alejan de la fuente de aporte la granulometría disminuye.

Los abanicos formados pueden ser subdivididos en interno o superior (la porción más proximal donde el abanico presenta la fuente de aporte), medio (la parte media, constituida principalmente de sedimentos arenosos con numerosos lóbulos y canales entrelazados) y externo (la parte distal del abanico compuesta por grano fino y cuya característica principal es la intercalación de arenas, limos y arcillas con gran extensión lateral).

5.2.2.4.4 Marco Tectónico Estructural.

La Cuenca Foreland de Veracruz se formó gracias a los esfuerzos de compresión de la Orogenia Laramide debido a la interacción con las placas de Farallón Norteamericana en el Paleoceno – Eoceno – Oligoceno – Mioceno, esto provocó la deformación de las rocas de la Plataforma de Córdoba, produciendo el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Zongolica, el Frente Tectónico Sepultado y la subsidencia de la litosfera. La cuenca se encuentra detrás del arco magmático y tiene estrecha relación con la subducción de la litosfera oceánica de la Placa Farallón.

En la parte baja entre las plataformas de Orizaba y Córdoba se encuentran las formaciones Orizaba y Guzmantla en el Cretácico Inferior y Superior respectivamente, sobre las que evolucionó la Cuenca de Veracruz al oriente, tal como se ilustra de forma esquemática en la figura 5.26.

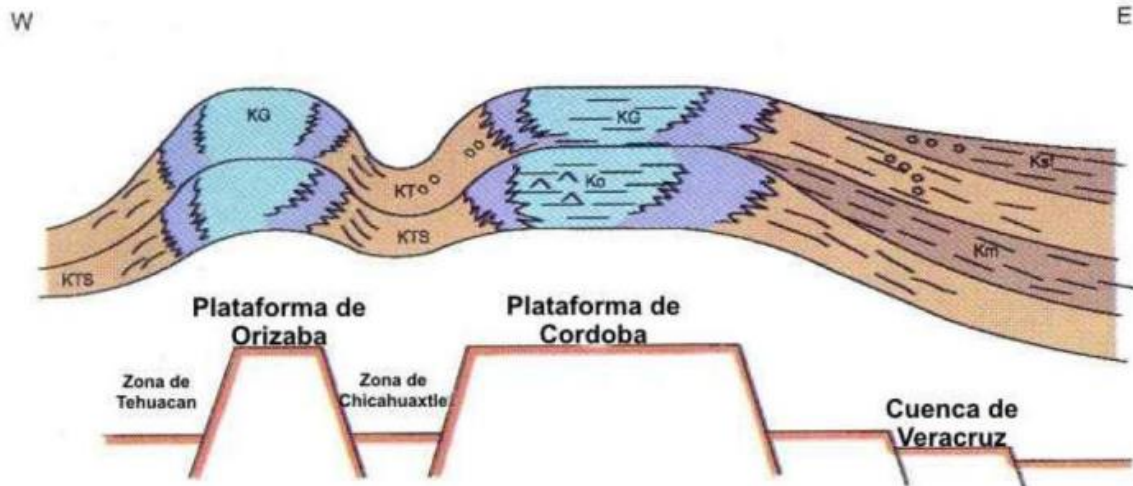


Figura 5.26. Sección transversal del Cretácico Medio – Superior de la Cuenca de Veracruz (Tomada de Hidalgo, 2006).

5.2.2.5 Sistema Petrolero

5.2.2.5.1 Roca Generadora

Análisis geoquímicos de pirolisis y biomarcadores así como análisis de isotopía han permitido determinar que los subsistemas generadores de hidrocarburos se encuentran entre en el Jurásico Superior y en el Neógeno.

Se han podido identificar 5 subsistemas generadores que son:

Jurásico Superior (Tithoniano). Este intervalo ha sido alcanzado solo en los extremos menos profundos de la Plataforma de Córdoba donde los estudios de pirolisis y ópticos presentan muestras de concentraciones de carbono orgánico del 2% y de hidrocarburos potenciales (S2) de 5 mg/g lo que indica que el Kerógeno predominante es el tipo II.

Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano). Las rocas generadoras presentan facies evaporíticas y arcillo calcáreas con espesores de 130 m aproximadamente, con características idóneas para generar hidrocarburos líquidos y gaseosos en la catagénesis. Los estudios realizados resultaron en valores de carbono orgánico del 1.14% y de hidrocarburos potenciales (S2) de 7.5-10-3 mg/g, concluyendo que el kerógeno de estos horizontes es de tipo II, el cual proviene del subsistema generador del Cretácico Inferior que se localiza en la parte norte de la Plataforma de Córdoba.

Cretácico Superior (Cenoniano-Turoniano). De pruebas geoquímicas realizadas a calizas arcillosas oscuras de la plataforma externa del Turoniano se encontró que contienen una cantidad de carbono orgánico mayor al 1%, y de hidrocarburos potenciales (S2) 5 mg/g lo que indica un Kerógeno predominante del tipo II. Aunque tiene buen potencial, es poco factible que haya contribuido de manera importante en la generación de hidrocarburos del Cretácico y Cenozoico.

Paleógeno (Paleoceno-Eoceno). Predominan las lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino en una matriz arcillo-calcárea. La cantidad de carbono orgánico es de 0.65% y el de hidrocarburos potenciales (S2) va de los 2.74 a los 3.66 mg/g. El kerógeno presente es del tipo I y II teniendo un potencial generador medio.

Neógeno (Mioceno-Plioceno). Predominan las intercalaciones de areniscas de grano fino y conglomerados con cementante calcáreo y matriz arcillosa depositados en un ambiente de plataforma clástica. Con base en un análisis geoquímico se determinó que el kerógeno es un tipo III con un contenido orgánico del 0.7% y de hidrocarburos potenciales (S2) de 1 mg/g.

6.3.1.4.2 Migración.

Las rocas del Jurásico Superior y del Cretácico son las rocas generadoras de los hidrocarburos que posteriormente migraron hasta alcanzar a las areniscas del Mioceno Inferior, este evento se dio principalmente de forma vertical y lateral a lo largo de fallas, discordancias y fracturas. En rocas del Cenozoico Temprano la migración se dio durante el Mioceno Reciente donde las principales vías de migración fueron fallas normales y discordancias que se formaron durante el Mioceno.

6.3.1.4.3 Roca Almacenadora y Sello.

Las principales rocas almacenadoras de la Cuenca Foreland en la Cuenca Veracruz son secuencias de areniscas y conglomerados, con facies de canal y abanicos submarinos. Los cuerpos de areniscas son de permeabilidad media-alta

Un play constituye un componente indispensable en el sistema petrolero, este corresponde a la roca almacenadora. Los Plays Cenozoicos en la Cuenca de Veracruz se

conforman por sistemas deltaicos, de plataforma clástica y depósitos turbidífticos, en los que se tienen importantes yacimientos de gas seco.

Los horizontes estratigráficos productores principales son del Neógeno, sin embargo, la mayor parte del gas extraído pertenece a rocas generadoras del Jurásico por lo que se cree puede haber yacimientos a mayor profundidad. Los plays Cenozoicos se muestran en la tabla 5.2 a continuación:

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 5.2 Plays Cenozoicos de la Cuenca de Veracruz de acuerdo a su tipo y edad (Tomado de Loza, 2014).

Las rocas almacenadoras de la Cuenca de Veracruz y la Plataforma de Córdoba han demostrado compartir semejanza geológica con los de la Cuenca Salina del Istmo; esto se interpreta a partir de estudios geológicos y de yacimientos realizados por PEMEX para definir y ubicar los plays (PEMEX, 2012).

6.3.1.4.4 Trampas.

En la Cuenca de Veracruz encontramos diferentes tipos de trampas originadas por estructuras diversas y estratigrafía variada. Como se puede observar en la figura 5.27, se tienen trampas estratigráficas, estructurales y combinaciones de ambas.

Las trampas en la zona posterior al Frente Tectónico Sepultado se produjo por procesos de sedimentación originados al ocurrir el levantamiento de la sierra Zongólica, como producto de la Orogenia Laramide formando un Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras con una antifosa rellena por sedimentos siliclásticos durante el Eoceno Tardío – Mioceno Temprano. Durante el Mioceno Medio se incrementó la complejidad tectónica, debido a sistemas de fallas laterales, formando trampas mixtas, al formarse pliegues y fallas.

Existen trampas estratigráficas debido al cambio de facies de areniscas y conglomerados del Mioceno que constituyen los sistemas depositacionales (abanicos submarinos con facies canalizadas). Estas secuencias sufrieron eventos tectónicos compresivos durante el Mioceno Medio que favoreció la formación de trampas mixtas también.

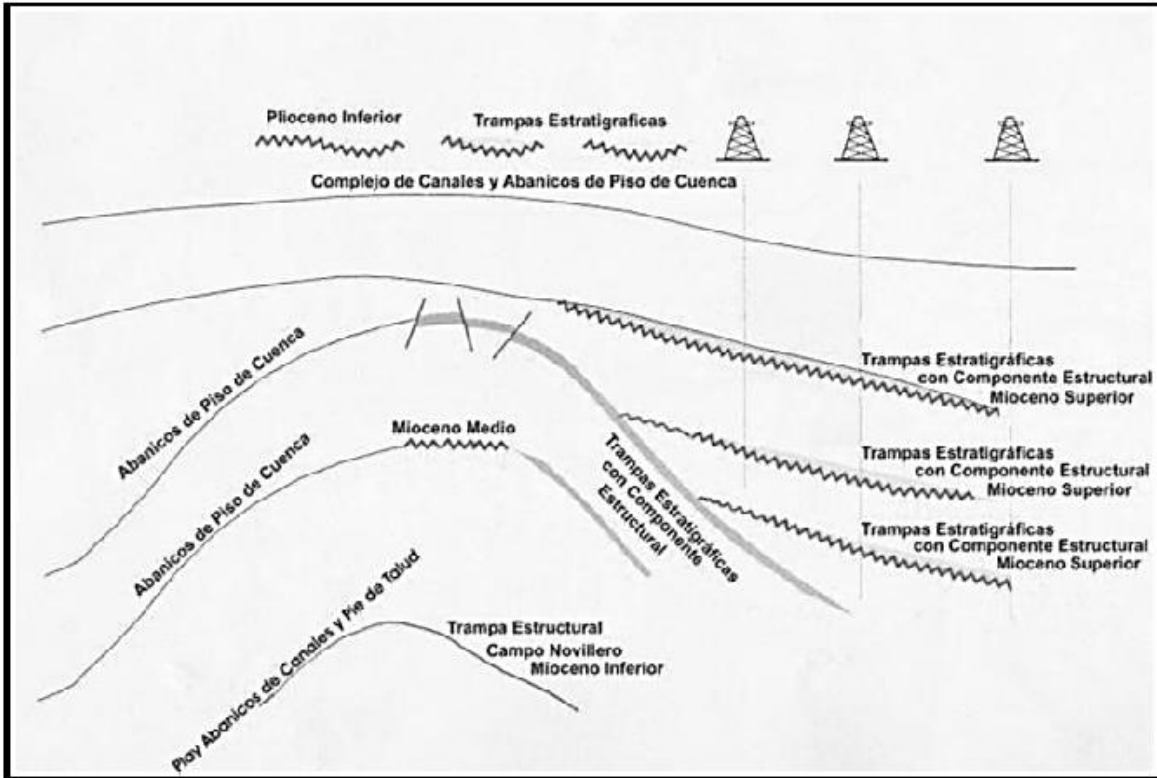


Figura 5.27. Esquema de los diferentes tipos de trampas y cierres en la Cuenca de Veracruz (Tomada de PEMEX, 2013).

5.3. Ejemplos en el Mundo.

5.3.1 Cuencas tipo Foreland en China

Las Cuencas Foreland en China que se observan en la figura 5.28, contienen los más importantes yacimientos de hidrocarburos de esa región asiática; para distinguir estas cuencas a nivel regional se han dividido en tres tipos de acuerdo a sus características petroleras: Cuenca Foreland Superpuesta, Retrogada y Reformativa.

El sistema petrolero de cada una de estas tiene características distintivas respecto a la roca generadora, almacén, sello, etc, que las diferencian.

La cuenca de Tarim en China es una cuenca tipo Foreland formada por el orógeno producido cuando ocurrió el cabalgamiento de placas posteriormente a su choque, en un límite convergente. Este escenario tuvo lugar al sur, donde la placa continental que transportó a la India colisionó con el continente asiático, donde al ser ambas cortezas continentales de la misma densidad ninguna de las dos pudo subducirse debajo de la otra

lo cual produjo un levantamiento de la corteza que generó la cadena montañosa de los Himalayas, la meseta del Tibet, y de manera asociada la Cuenca Foreland de Tarim, la cual es la más grande del mundo (Figura 5.29)

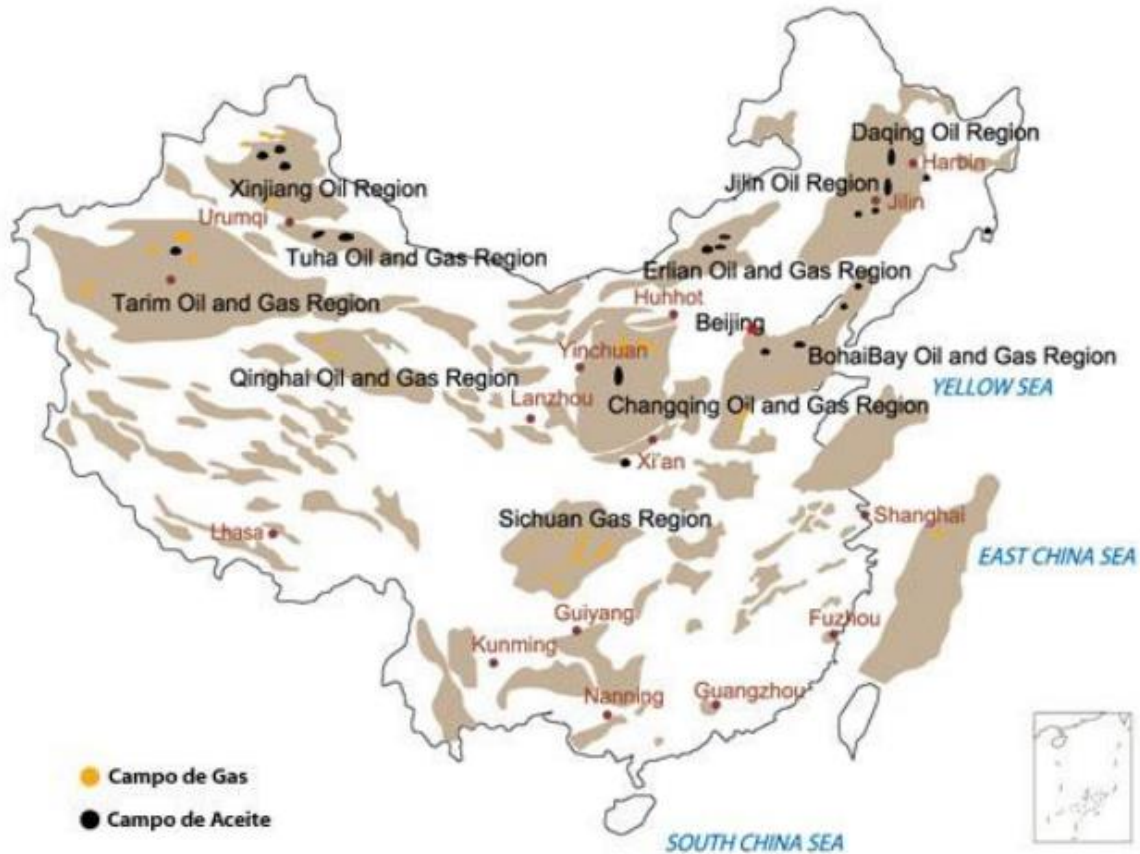


Figura 5.28 Mapa de China y sus principales regiones Petroleras (Tomada de Loza, 2014).

La Cuenca Tarim pertenece a las Cuencas Foreland superpuestas y se caracteriza por dos etapas de desarrollo (temprano y tardío). Las acumulaciones de los hidrocarburos ocurrieron en múltiples etapas de durante y después de su desarrollo.

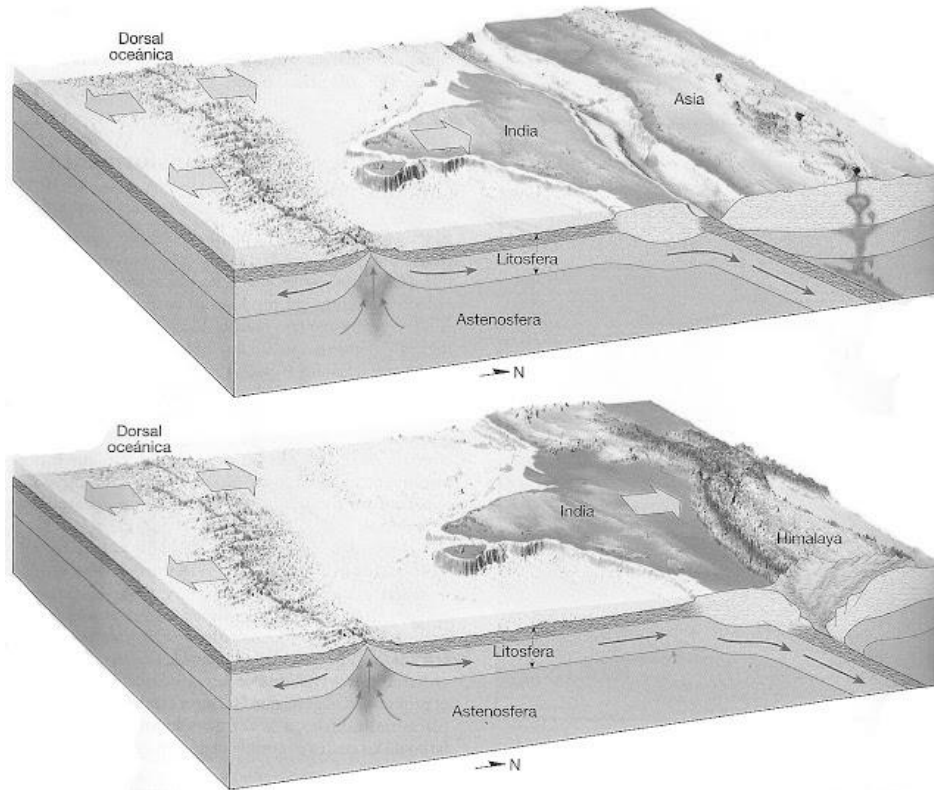


Figura 5.29 Reproducción del choque de la india con Asia (Tomada de CNPC, 2010).

En el borde de la placa de Tarim, la subducción intensa al norte del Paleo-Océano de Tethys durante el Triásico, origina las características tectónicas compresionales iniciales que se presentaron en las rocas del basamento.

La cuenca está formada de rocas metamórficas del proterozoico sobre la que se tiene una gruesa columna de sedimentos de depósitos continentales y marinos del sistema marino Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

La estratigrafía de la Cuenca de Tarim consiste en secuencias de sedimentos marinos y continentales, sobre un basamento de rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico. Estas rocas en su mayoría afloran en los márgenes de la cuenca, y consisten en esquistos granítico-biotíticos, esquistos cuarzo-biotíticos y gneiss granitoides del Arcaico; y Qtz-esquistos, mica-esquistos, cuarcitas, anfibolitas, filitas, mármol, rocas carbonatadas y rocas meta-volcánicas del Pre-Sinian.

Los paquetes de rocas ubicadas por encima son:

- Sinian: Dolomitas, calizas-arcillosas, tillitas, areniscas feldespáticas, conglomerados, limolitas, pizarras, esquistos, margas y brechas volcánicas.
- Cámbrico-Ordovícico: Sedimentos marinos.
- Silúrico inferior: Areniscas, limolitas y calizas.
- Devónico: Areniscas y conglomerados.
- Carbonífero-Pérmico: Carbonatos y rocas detríticas.
- Triásico-Terciario: Secuencias sedimentarias continentales fluviales y lacustres
- Cretácico y Paleógeno: Secuencias sedimentarias marinas en el oeste y suroeste de la cuenca.
- Cuaternario: Extensos depósitos aluviales, fluviales, eólicos y glaciales

Las rocas sedimentarias del noroeste de la cuenca de Tarim pueden subdividirse en tres megasecuencias basándose en sus características internas y en la posición de las discontinuidades angulares más significativas; Megasecuencia Sinian-Ordovícica, Megasecuencia Silúrica – Devónica y Megasecuencia Carbonífera – Pérmica.

El sistema petrolero está conformado por rocas generadoras de la secuencia sedimentaria del Carbonífero, Pérmico Inferior, Cretácico Superior y Paleógeno y consisten en rocas carbonatadas, pizarras y lodolitas.

Así mismo las rocas almacenadoras están constituidas por areniscas, conglomerados y calizas, y dolomitas fracturadas. Estas rocas carbonatadas están presentes en las secuencias del Cámbrico Ordovícico, Carbonífero y Pérmico Inferior.

Esta cuenca atrapa más de 8,062 billones de toneladas de aceite y 8.86 trillones de metros cúbicos de gas, que representa la sexta parte de las reservas de aceite y una cuarta parte de las reservas totales de gas de china.

En 2010 la perforación de nuevos pozos exploratorios permitió descubrir 26 nuevos yacimientos de gas y aceite con una reserva probada de 730 millones de toneladas de aceite y 1.21 trillones de metros cúbicos de gas natural (CNPC, 2010).

Para la China National Petroleum Corporation, esta cuenca representa un gran valor económico ya que es donde se encuentran sus reservas más importantes junto con las cuencas de Junggar, Turpan, Qaidam, Ordos, Songliao, Bohai bay, Erlian, Sichuan, Norte del Tibet, South Huabei y Jiangnan.

El entendimiento de los procesos de evolución de esta cuenca no solo es importante para la China National Petroleum Corporation sino también para el mundo pues sirve como un marco de referencia para el estudio de este tipo de cuencas foreland en otras regiones del mundo.

5.3.2 Cuencas tipo Foreland en Rusia.

En Rusia las provincias petroleras se han dividido en 7 regiones asentamientos geológicos, cuya división se basa en su estructura, estratigrafía y tipo de cuenca; estas son: Khatanga Saddle, Yenisey-Khatanga Basin, Lena-Anabar Basin, Lena-Anabar Updip, Sukhan-Motorchun Riphean Rift, Northern Priverkhoyansk Foredeep, y Zyryanka (Figura 5.30)

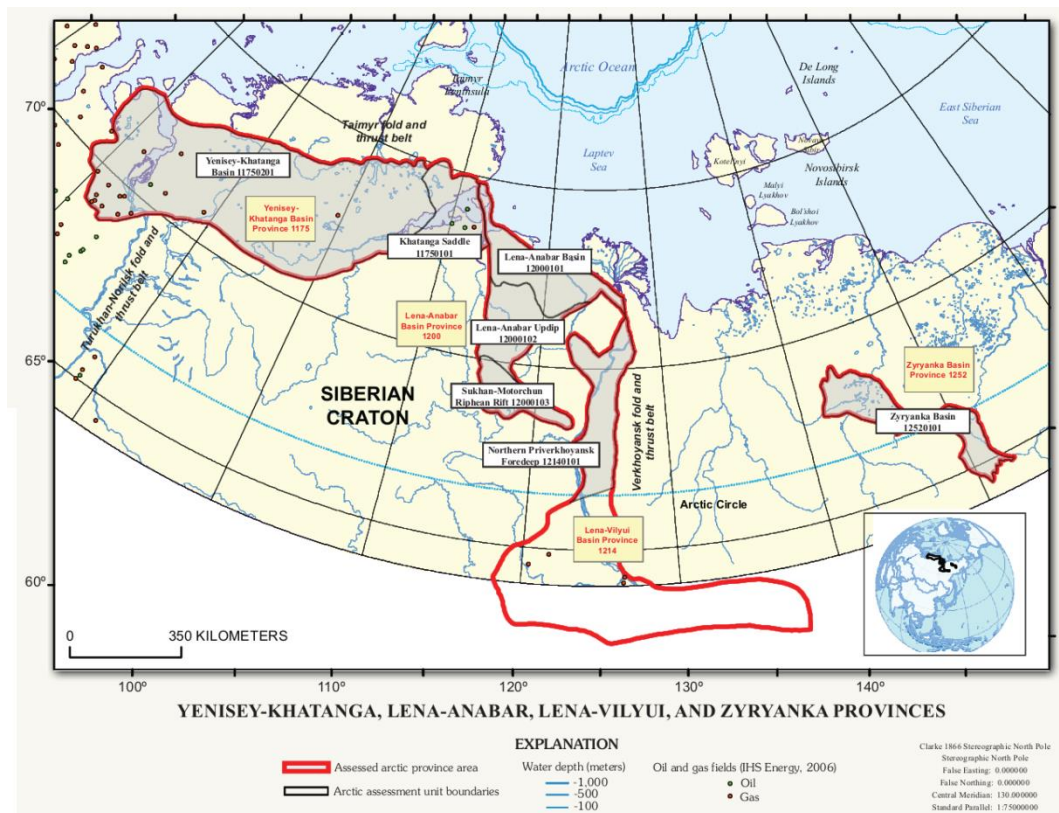


Figura 5.30. Provincias geológicas de Rusia en el Círculo Ártico (Tomado de U.S. Geological Survey , 2008).

En 2007 la U.S. Geological Survey (USGS), finalizó la valoración de potenciales yacimientos petroleros en Rusia aun sin descubrir, pero que son técnicamente recuperables (asumiendo la ausencia de hielo marino) de aceite y gas en las cuencas de Yenisey-Khatanga, Lena-Anabar, Lena-Vilyui (parte norte), y en la Cuenca Foreland de Zyryanka (USGS, 2008).

La Cuenca Foreland de Zyryanka es parte del programa USGS Circum-Arctic Oil and Gas Resource Appraisal (CARA) y comparte características similares con otras cuencas ubicadas en el círculo ártico que contienen importantes recursos petroleros, aunque se tiene insuficiencia de datos con su correspondiente incertidumbre geológica, lo que ha dificultado hasta el momento su exploración y desarrollo.

La Cuenca foreland de Zyryanka cubre un área de 56,000 km² aproximadamente, es una cuenca foreland formada a partir de la deformación ocasionada por las placas tectónicas cercanas creando un orógeno y el frente de la Cuenca Foreland cuyo sistema petrolero se formó en el Paleozoico-Mesozoico. La sedimentación inicia con secuencias sedimentarias marinas del Oxfordiano de 6 km de espesor. El sistema petrolero de la Cuenca Foreland de Zyryanka se compone de areniscas compuestas por conglomerados, rocas sedimentarias del Paleozoico-Mesozoico.

5.3.3 Cuencas tipo Foreland en Italia.

La Cuenca de Po se encuentra en el sureste de Europa a 43°-46° latitud norte y 7°-15° longitud este. Cubre la región de Lomardy, al norte de Italia, así como la parte noreste del mar Adriático, con una pequeña porción en la península Istriana de la costa de Croacia. La Cuenca de Po surge a partir de la partición de la placa continental de Pangea en el Mesozoico, su origen se ubica al noroeste, en los límites de lo que era la placa continental de Gondwana en el periodo previo a la orogenia herciniana. Las colisiones que tuvieron lugar en el Cenozoico dieron origen a cuencas siliclasticas tipo foreland en la región.

Debido a la post Orogenia Herciniana fuerzas tensionales afectaron la región central del mediterráneo abriendo las cuencas oceánicas NeoThyan y Mesogean. La cuenca de Po fue parte del sistema de microplacas Adriáticas formadas entre África y Europa. Durante el Jurásico y Cretáceo se encuentra evidencia de la continua transición de la zona a un

margen continental pasivo. Durante el Cretáceo Tardío y el Cenozoico, la subducción de la corteza oceánica de Tethys y la colisión continental entre África y Europa deformaron, rotaron y destruyeron la microplaca Adriática pero una parte significativa de esta placa se preservó con deformaciones mínimas bajo la parte central del mar Adriático y debajo de la cuenca de Po. Esta área evolucionó a una cuenca en aguas profundas caracterizada por turbiditas siliclásticas.

Durante el Mioceno Tardío una bajada en el nivel del mar, combinado con los efectos de la continua colisión de las placas Europea y Africana, dio origen a un periodo de insolación de las cuencas del mediterráneo, en este periodo se generaron discordancias locales y el depósito de evaporitas diseminadas. La orogenia Apenina alcanzó su punto máximo durante Plioceno con la deformación de zonas al noroeste de Italia aunque el periodo de deformación continuó hasta el pleistoceno. La deformación transpresional continuó, pero ciertas áreas de este país en especial a lo largo del mar Adriático y la península Istriana se mantuvieron relativamente intactas.

El llenado de la Cuenca Foreland de Po ocurrió simultáneamente con las orogenias Alpina y Apenina lo que dio como resultado una capa sedimentaria de 8 km de espesor.

Los hidrocarburos, provenientes de rocas generadoras del Mesozoico, se encuentran almacenados en su mayoría en rocas del Triásico, donde más de la mitad del este de la cuenca aún no se encuentra totalmente caracterizada. Los yacimientos de esta zona se caracterizan por tener permeabilidades de 10 md en promedio y rangos de porosidad del 1-13% como en el caso del Yacimiento Malossa, el dieciseisavo yacimiento más grande de la región. Los espesores de esta zona van desde los 100 hasta los 580 metros, aunque existen otros campos como el Cavone donde existen múltiples yacimientos con espesores que van de 100 hasta tan solo 10 metros.

En los yacimientos Siliclásticos del Terciario y Cuaternario encontramos depósitos en su mayoría turbidíticos donde las rocas van desde areniscas de grano fino hasta conglomerados. Estos fueron depositados a lo largo de grandes estructuras sinclinales como en el Campo Cortemaggiore, el décimo más grande de la región, donde se encuentran yacimientos con porosidades de 25% al 30% y permeabilidades de entre 80 y

180 md con zonas productoras de espesores desde 31 metros hasta 1.5 metros de espesor.

Por último, cabe mencionar que el Campo Barbara, el cual se encuentra costa afuera, es el tercero más grande de la región, este produce en areniscas del Cuaternario, algunas zonas tan delgadas que van desde centímetros hasta unos cuantos metros de espesor, aquí las mejores porosidades son del 30% y las permeabilidades entre 5 y 100 md. Estos Yacimientos son los que contienen el 78% de las reservas recuperables de la Cuenca Foreland de Po.

Capítulo 6. Desarrollo de Yacimientos en Cuencas Tipo Foreland en México y el Mundo

6.1 Consideraciones Generales.

Las acumulaciones de hidrocarburos en cuencas tipo foreland en la industria petrolera de México representan más del 30% de las reservas del país. Este tipo de cuencas almacenan hidrocarburos en trampas con características muy peculiares, las cuales requieren de un análisis y estudio más completo para lograr la eficiente extracción de los hidrocarburos almacenados.

Una característica de los yacimientos en cuencas tipo Foreland es que son de origen turbidítico altamente heterogéneo; tienen procesos diagenéticos complejos. En la mayoría de los casos son areniscas en algunos casos con alto nivel de compactación y cementación, por lo que tenemos una baja permeabilidad y porosidad, además es común que sean formaciones deformables y reactivas a ciertos fluidos.

Debido a estas características, un problema muy común presente en la extracción de estos hidrocarburos es la baja productividad y rápida declinación al inicio de la explotación de los yacimientos, lo que origina un bajo volumen de recuperación y una dificultad para mantener los niveles de producción en cada pozo. A manera de ejemplo podemos ver en la figura 6.1 que muestra la gráfica de declinación de la producción de un pozo del Campo Agua Fría del Proyecto Aceite Terciario del Golfo (ATG).



Figura 6.1. Grafica de producción típica de un pozo en el campo Agua Fría (Tomada de Camacho, 2009)

Otro problema común de los yacimientos de la Cuenca de Chicontepec es la presión inicial de los yacimientos, la que es muy cercana al punto de burbuja, lo que provoca la liberación del gas disuelto durante su explotación, esto dificulta el flujo de aceite hacia los pozos, además de que el yacimiento pierde energía para vencer la columna hidrostática en el pozo y llevar la producción hasta superficie.

Los factores de recuperación bajo explotación primaria generalmente son de entre el 5% y el 7%, es por ello que es necesaria la implementación de sistemas artificiales de producción y métodos de mantenimiento de presión para evitar en lo posible las rápidas caídas de presión.

A continuación se presentan las prácticas más actualizadas en el desarrollo de yacimientos en Cuencas tipo Foreland, para lograr una recuperación de hidrocarburos más eficiente y económicamente rentable.

6.2 Desarrollo de Yacimientos en Cuencas Tipo Foreland.

6.2.1 Perforación de Pozos.

El objetivo de la perforación de un pozo petrolero es construir un conducto desde el yacimiento hasta la superficie, que permita la explotación de gas y/o aceite del mismo (PEMEX, 2000). La práctica más recomendada en el desarrollo de pozos de yacimientos en Cuencas tipo Foreland es la perforación direccional, esto gracias a la posibilidad que ofrece de controlar la dirección e inclinación de un pozo para acceder a acumulaciones de hidrocarburos que se encuentren en zonas próximas utilizando el mismo pozo, situación muy común en este tipo de yacimientos, ya que se tienen múltiples cuerpos arenosos independientes, los que funcionan como rocas almacenadoras.

La perforación de pozos en cuencas tipo foreland se recomienda mediante múltiples pozos desde la misma estructura para simplificar la logística operativa, en este caso, Macroperas Autosustentables. Una Macropera se define como un conjunto de pozos en una misma área, conectados todos a el mismo ducto para llevar la producción hacia la batería de separación; cuentan con tanques de almacenamiento propios, estaciones de compresión y manejo de gas (para futuras implementaciones de Bombeo Neumático), baterías de separación de aceite y gas, etc. Las Macroperas Autosustentables utilizan su propia energía, optimizan la producción por pozo, el daño al medio ambiente es bajo, la logística se simplifica, se aprovecha al máximo el capital humano al estar concentrado, y términos generales es más rentable económicamente.

6.2.2 Perforación Direccional.

La perforación direccional se define como la práctica de controlar la dirección e inclinación de un pozo a una ubicación u objetivo debajo de la superficie. Para alcanzar el objetivo es necesario tener control del ángulo y la dirección del pozo, las cuales son referidas a los planos vertical (inclinación) y horizontal (dirección) (Bourgoyne, 1991).

Existen varios tipos de perfiles de pozos direccionales, estos se diferencian por su forma, función, limitaciones geológicas, geo-mecánicas, económicas y de operación. En los

últimos años la practica más común es la de pozos tipo tangencial, es decir, tipo “S”, tipo “J”, inclinados, horizontales y multilaterales (Cárdenas, 2008).

Los pozos direccionales pueden tener un sinfín de trayectorias dependiendo de los aspectos económicos y técnicos, sin embargo, se clasifican de acuerdo a su trayectoria; las que se muestran de forma esquemática en la figura 6.2.

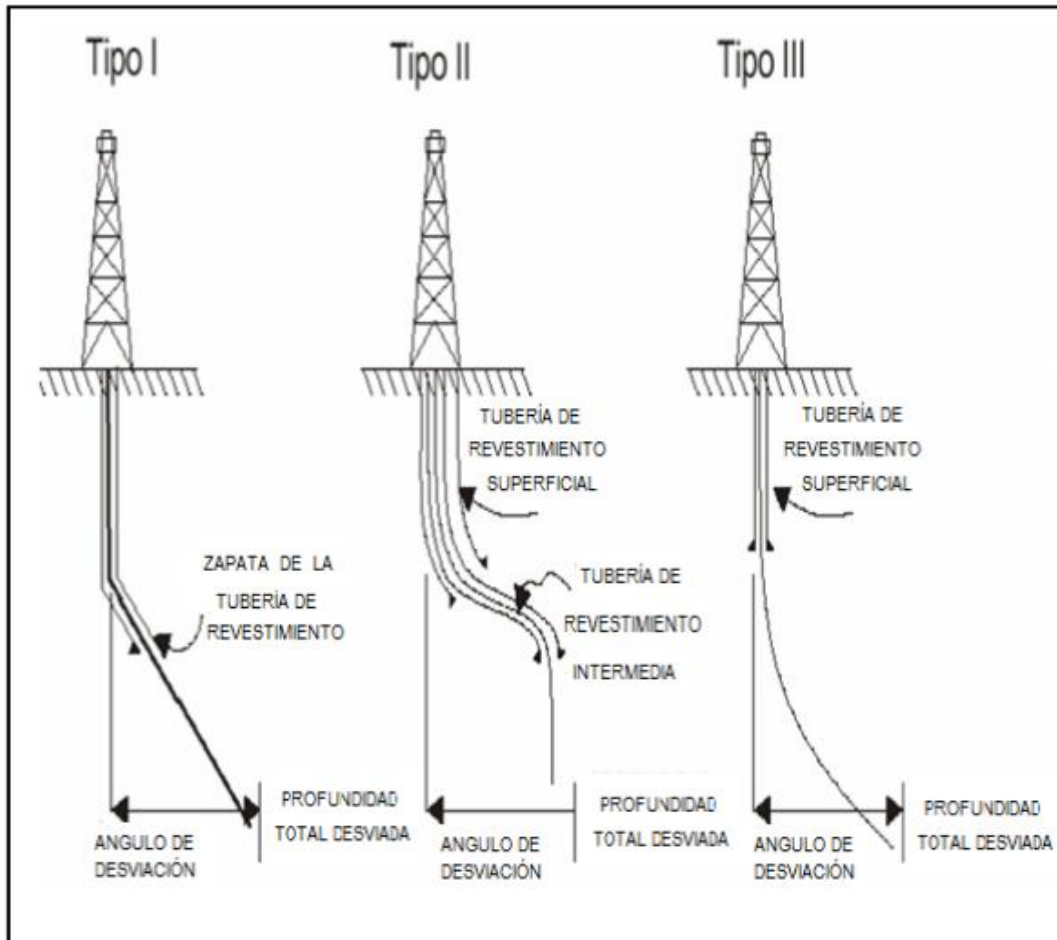


Figura 6.2 Patrones de desviación en la perforación direccional (Tomado de Cárdenas, 2008).

Tipo I. Estos pozos se caracterizan por contar con una desviación inicial a poca profundidad donde el ángulo de inclinación se mantiene hasta lograr el objetivo además de que las trampas se localizan a una profundidad moderada (Cárdenas, 2008).

Tipo II. Este tipo de pozos se caracterizan por tener una trayectoria en forma de “S”, esto se logra comenzando la desviación desde la superficie y manteniendo la inclinación hasta que se completa el desplazamiento lateral deseado, posteriormente se reduce el ángulo de desviación hasta lograr volver a una posición vertical y alcanzar el objetivo (Cárdenas, 2008). Esta configuración puede presentar dificultades técnicas durante su perforación debido a su geometría y es utilizada principalmente para perforar pozos con múltiples intervalos productores o donde se tienen limitaciones por el tamaño o localización del objetivo.

Tipo III. Este tipo de pozos inician su desviación a grandes profundidades y el ángulo promedio de inclinación se mantiene constante hasta lograr el objetivo (Cárdenas, 2008). Esta configuración se utiliza principalmente para perforar a través de fallas donde se tienen varios horizontes estratigráficos de interés.

La perforación direccional nos permite ingresar a diferentes zonas productoras con el mismo pozo, permitiendo así reducir los gastos de operación y simplificando las operaciones de mantenimiento de presión de pozos.

6.2.3 Perforación de Pozos de Alcance Extendido.

Este tipo de pozos se caracterizan por tener una curva del pozo resultante en relación al desplazamiento horizontal dos veces mayor a la profundidad vertical, la cual en algunos casos llega a ser hasta 5 veces mayor (Figura 6.3) como en pozos de alcance ultra extendido perforados en el mar del norte.

Este tipo de pozos tienen por objetivo alcanzar y explotar diferentes yacimientos simultáneamente, además debido a su orientación se obtiene una mayor sección en contacto con el yacimiento lo cual nos permite drenar uno o varios yacimientos de forma más eficiente.

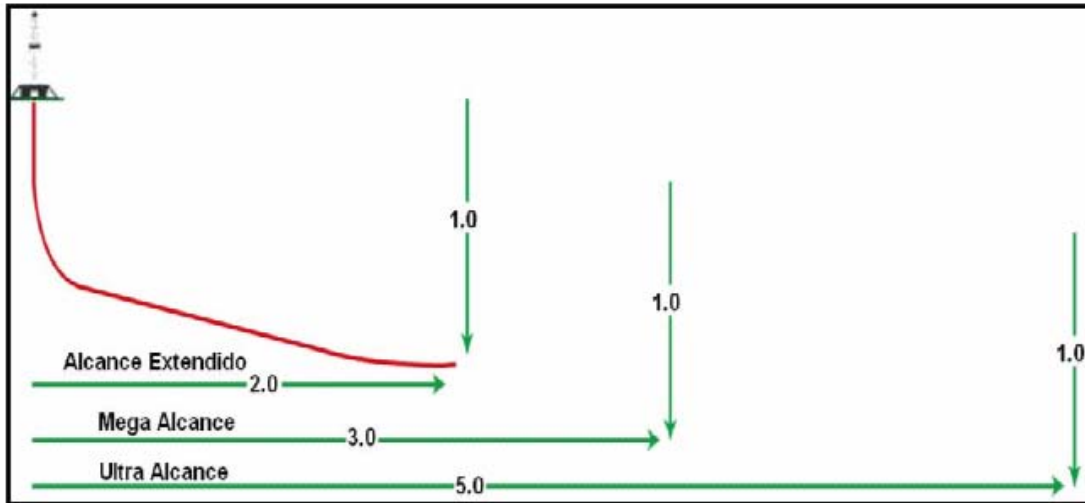


Figura 6.3 Esquema Representativo de un pozo de alcance extendido (Tomado de Sanchez, 2008)

Para la perforación de un pozo de alcance extendido de manera exitosa se debe cuidar la estabilidad mecánica del agujero, la limpieza de los recortes de perforación, los parámetros hidráulicos, la presión de poro y los gradientes de fractura presentes.

Los principales problemas para la perforación de este tipo de pozos pueden ser mecánicos y los relacionados con las características litológicas y petrofísicas de la formación.

Entre los límites mecánicos nos encontramos con los relacionados al uso del top drive, el máximo torque y arrastre, el material de la sarta de perforación, el gasto proporcionado por la bomba, parámetros hidráulicos de la perforación, dimensiones y capacidad del equipo de perforación, etc.

6.2.4 Perforación de Pozos No Convencionales.

La práctica recomendada para yacimientos en Cuencas tipo Foreland cuando las rocas almacenadoras tienen geometrías lenticulares, lóbulos y rellenos de canal, con múltiples objetivos próximos, se realiza mediante la perforación de pozos no-convencionales, en estos pozos se aumenta el área de drenaje para lograr incrementar la extracción de hidrocarburos al perforarse siguiendo la longitud máxima del horizonte rocoso de interés.

Los pozos pueden ser altamente desviados, multilaterales o hidráulicamente fracturados. Este tipo de pozos son de mayor costo y riesgo operacional pero en yacimientos con poco espesor, como es el caso de los que tienen geometría lenticular, aumentan los porcentajes de recuperación de hidrocarburos considerablemente.

En la mayoría de las Cuencas tipo Foreland, los pozos no convencionales se deben diseñar con trayectorias de máximo contacto, terminación con multifracturas y sistemas artificiales de producción. En el Proyecto ATG, desarrollado en la Cuenca de Chicontepec, este tipo de pozos han tenido buenos resultados desde su implementación en 2012 como se muestra en la tabla 6.1 y figura 6.4 donde observamos los indicadores económicos y proyecciones de producción de 23 pozos no convencionales.

Pozo	Qoi (Bls)	Qo Actual (Bls)	Np 90 días (Bls)	Np (Bls)	Tiempo op'n (días)	Costo (MM\$)	VPN/VPI (\$/\$)	PR (meses)
Corralillo 629	1,100	704	104,130	510,620	565	52	15.3	2
Coyotes 423 D	400	98	19,738	69,493	457	78	0.6	14
Presidente Aleman 1565	3,445	405	141,921	338,630	391	108	5.0	2
Remolino 1631	1,334	249	80,040	156,167	327	52	5.2	2
Remolino 1648	1,248	133	67,402	117,698	320	108	1.1	6
Remolino 1608	1,063	111	47,575	75,911	257	52	1.9	4
Remolino 1606	2,518	128	66,073	90,417	241	52	2.4	2
Escobal 197	3,000	857	132,347	258,568	205	134	3.6	3
Escobal 195	1,080	1,303	107,425	234,616	190	154	3.8	5
Remolino 1366	988	342	55,288	89,680	187	35	6.8	2
Presidente Aleman 3367	1,152	215	51,699	65,279	150	52	3.0	2
Presidente Aleman 1505	1,398	263	19,819	24,493	118	108	0.2	38
Presidente Aleman 3365	775	99	22,332	22,791	95	52	0.8	12
Tajin 195	800	600	49,012	56,505	105	52	4.1	3
Presidente Aleman 3692	1,234	228		35,685	76	52		
Presidente Aleman 1526	723	278		22,333	63	108		
Corralillo 785	1,999	1,145		81,072	62	108		
Coyotes 276 D	319	276		12,231	75	78		
Presidente Aleman 3697	1,042	256		60,803	58	108		
Coyotes 168 D	70	39		1,848	56	50		
Presidente Aleman 3612	1,106	419		30,341	56	52		
Presidente Aleman 1758	246	146		12,831	49	108		
Total	27,040	8,294	942,469	2,368,012		1,547		

Tabla 6.1. Producción e indicadores económicos de la producción de 23 pozos no convencionales del proyecto ATG (Tomada de Narváez, 2013)

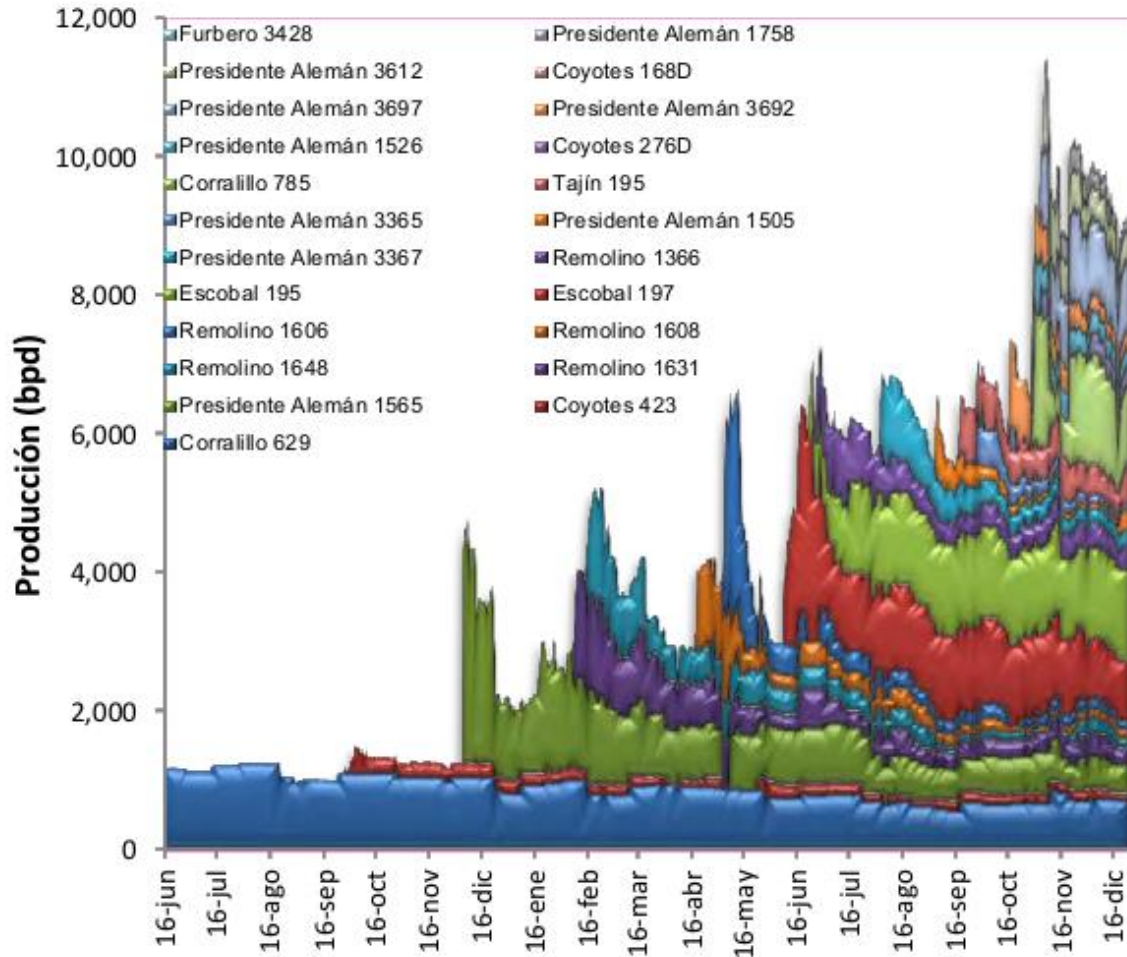


Figura 6.4. Grafica de producción de 23 pozos no-convencionales del proyecto ATG en 2012. (Tomada de Narváez, 2013)

6.2.5 Mantenimiento de Pozos.

Las caídas de presión en este tipo de yacimientos son muy prematuras, por lo que es importante mantenerlos en condiciones de producción favorables y se deben tomar acciones periódicamente para resolver problemas específicos o de control de yacimientos. Este mantenimiento puede ser preventivo o correctivo, pero el contar con un buen programa de mantenimiento permite evitar elevar los costos de producción por tener que tomar medidas correctivas.

Estas reparaciones se clasifican de acuerdo al nivel de modificación a la estructura del pozo y pueden ser mayores o menores.

En una reparación mayor la esencia del pozo es modificada, por ejemplo, se puede cambiar el intervalo de producción, ya sea ampliándolo o reduciéndolo; se puede

modificar la profundidad de explotación o modificar el pozo para cumplir con otros objetivos; también se puede pasar de ser un pozo productor a un pozo inyector.

En una reparación menor, la esencia del pozo no es modificada aunque los costos pueden ser tan elevados como los de una reparación mayor. Las reparaciones menores más comunes son para corregir problemas en el aparejo, acondicionar el pozo para diferentes configuraciones de producción, adaptación de sistemas artificiales de producción (bombeo neumático, centrífugo o mecánico) o cambios en la posición de empacadores, por mencionar algunos.

6.2.6 Fracturamiento.

Consiste, como su nombre lo indica, en el rompimiento de una sección de rocas almacenadoras del intervalo productor mediante la fuerza hidráulica ejercida por un fluido inyectado a alta presión.

El propósito principal de esta técnica es la de mejorar las condiciones del flujo del hidrocarburo del yacimiento al pozo mediante la apertura de canales generados durante la inyección del fluido al vencer la resistencia de la roca.

Al fracturar se consigue incrementar el gasto de producción, el radio efectivo de drene, sobrepasar zonas dañadas y extender la vida económica de un pozo entre otros beneficios.

El fracturamiento se realiza hidráulicamente e inmediatamente después se coloca un apuntalante, para que la fractura abierta no se cierre este fluido es inyectado a presión en la formación creando un canal de flujo nuevo y más grande que los preexistentes. La primera cantidad del fluido inyectado se encarga de crear el canal y del control de la pérdida de fluido dentro de la formación, una vez creado el canal se adicionan los apuntalantes encargados de mantener la fractura abierta. Los apuntalantes pueden estar compuestos de arenas, esferas de aluminio, acero, bauxita, etc.

En México las condiciones geológicas de los yacimientos en cuencas tipo foreland han provocado que la productividad de los pozos dependa del fracturamiento que se realiza. En proyectos recientes se han realizado pruebas piloto de fracturamiento y ha sido una de

las tecnologías implementadas que mejor resultados ha tenido, como observamos en la figura 6.5 cuando en 2012 la producción diaria tuvo aumentos de hasta el 549% para el Campo Remolino del Proyecto ATG.

Total por Campo, 2012

Campo	Antes (bpd)	Despues (bpd)	Incremental (bpd)	Porcentaje
PA	140	493	353	352%
Humapa	217	561	344	259%
Remolino	73	401	328	549%
Furbero	108	409	301	379%
Soledad	79	228	149	289%
Corralillo	164	282	118	172%
Tajin	82	105	23	128%
Otros	96	153	57	159%

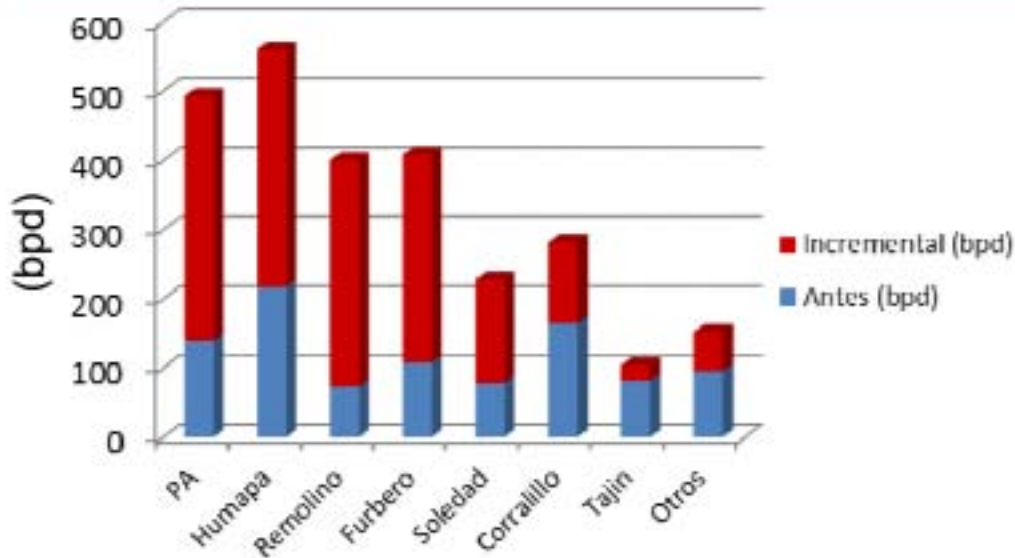


Figura 6.5. Porcentajes de incremento en la producción después de la implementación de fracturamiento en Campos del Proyecto ATG (Tomado de Narváez, 2013).

La configuración típica de una terminación multifractura se muestra en la figura 6.6, en este caso para un pozo del Campo Corralillo 629, en el cual se utilizó un fluido viscoelástico libre de polímeros, donde la multifractura se apuntaló con esferas

biodegradables divergentes y se disparó en 11 secciones en un intervalo de 100 metros (9 cm cada sección) sobre 4 horizontes de areniscas.

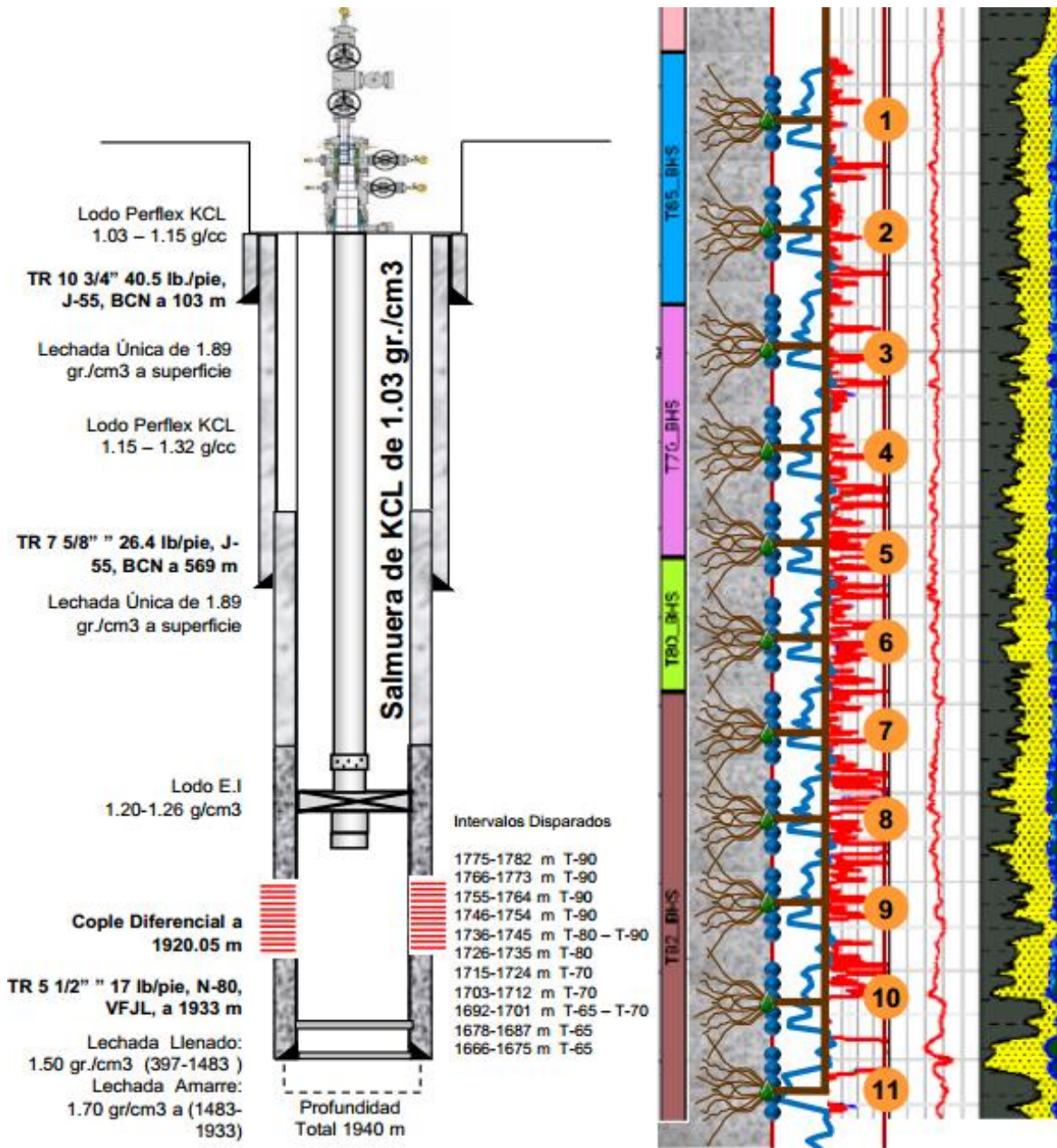


Figura 6.6. Configuración de la terminación multifractura de un pozo del Campo Corralillo 629 (Tomada de Narváez, 2011)

6.2.6.1 Proyecto Piloto Hectárea Fracturada.

Con base en los excelentes resultados obtenidos con el fracturamiento hidráulico en yacimientos en Cuencas tipo Foreland en México recientemente se desarrolló el Proyecto

Piloto Campo Coyula - Hectárea Fracturada, que consiste en la perforación de 6 pozos horizontales paralelos desde la macropera Coyula 1663 atravesando 3 campos de areniscas diferentes, la arena Pechi B, la arena 70 y la arena 50.

El proyecto piloto contempla de 10 a 12 etapas de fracturamiento transversal por pozo utilizando la técnica “Rapid Frac” y “Zipper Frac”, se consideró un espaciamiento de 190 metros entre los pozos tomando en cuenta un ala de fractura de 100 metros. En la figura 6.7 se muestra el diseño esquemático de las trayectorias de los pozos y en la figura 6.8 se muestra el programa de perforación de uno de los campos del proyecto piloto, que inicio con el Pozo Escobal 197.

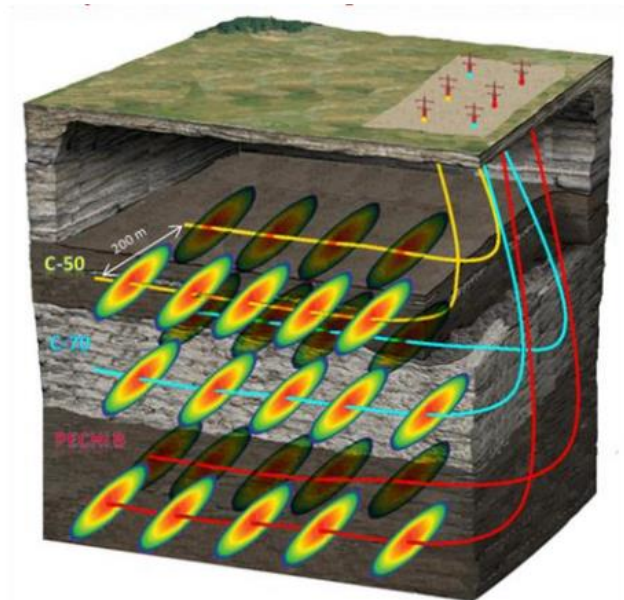


Figura 6.7. Diseño esquemático de las trayectorias de los pozos a travesando las 3 arenas en proyecto piloto (Tomada de Narváez, 2011)

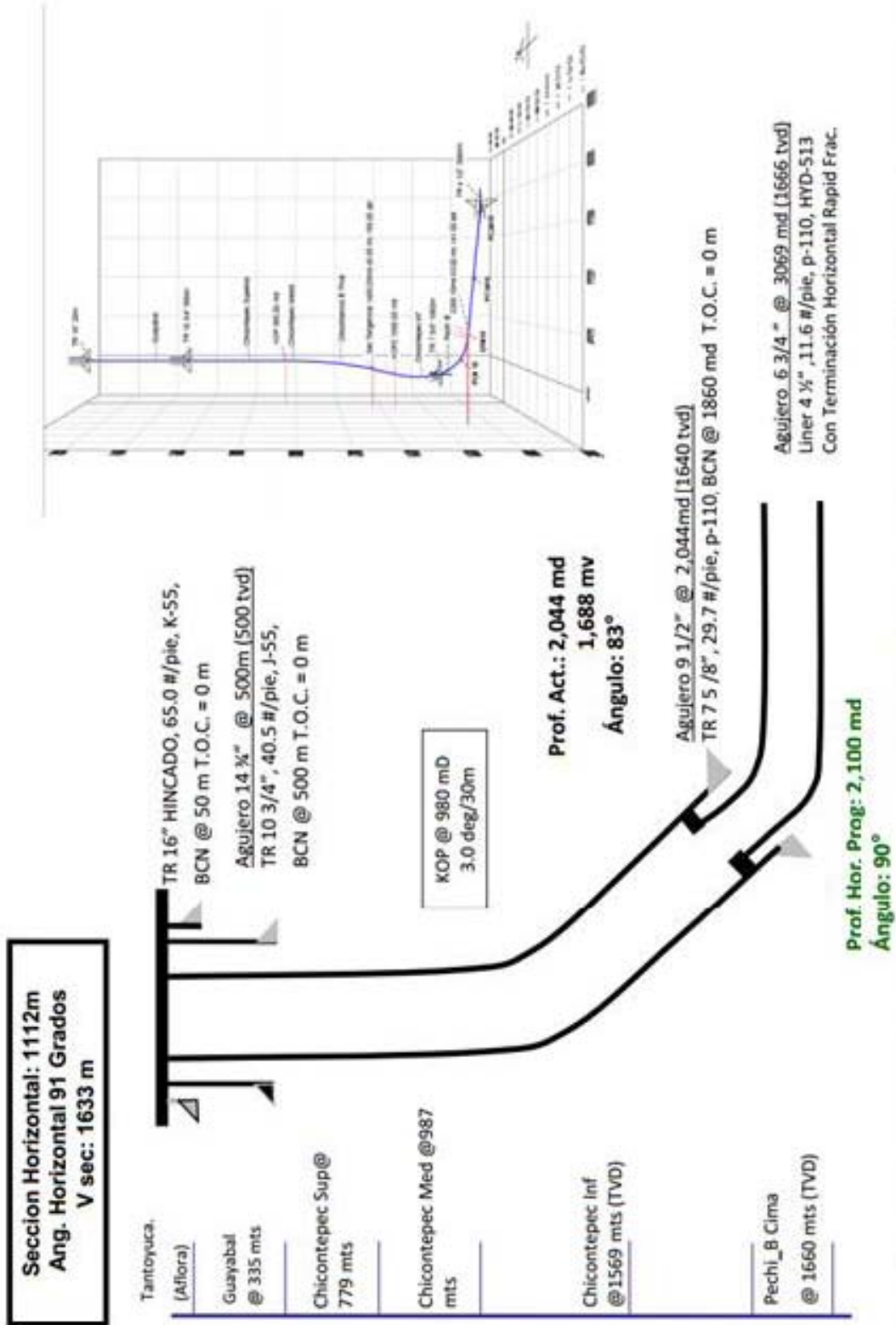


Figura 6.8. Programa de perforación del pozo Escobal 197 del proyecto piloto de Hectárea Fracturada del Campo Coy perteneciente al Proyecto de Explotación ATG (Tomada de Narváez, 2011).

Durante la perforación de los pozos Escobal 197 y Escobal 195, se realizaron 32 actividades de fracturamiento; 16 en el Pozo Escobal 197 y 16 en el Pozo Escobal 195. La ejecución se realizó en 4 días, tiempo record.

El resultado final es un proyecto único a nivel mundial, con 32 horizontes fracturados en total y una producción inicial de 4,886 bpd para Escobal 197 y 3,196 bpd para Escobal 195. A finales de 2011 la producción descendió a 1,300 bpd para Escobal 195 y a 1,300 para Escobal 197, como se muestra en el histórico de producción en las figuras 6.9 y 6.10.

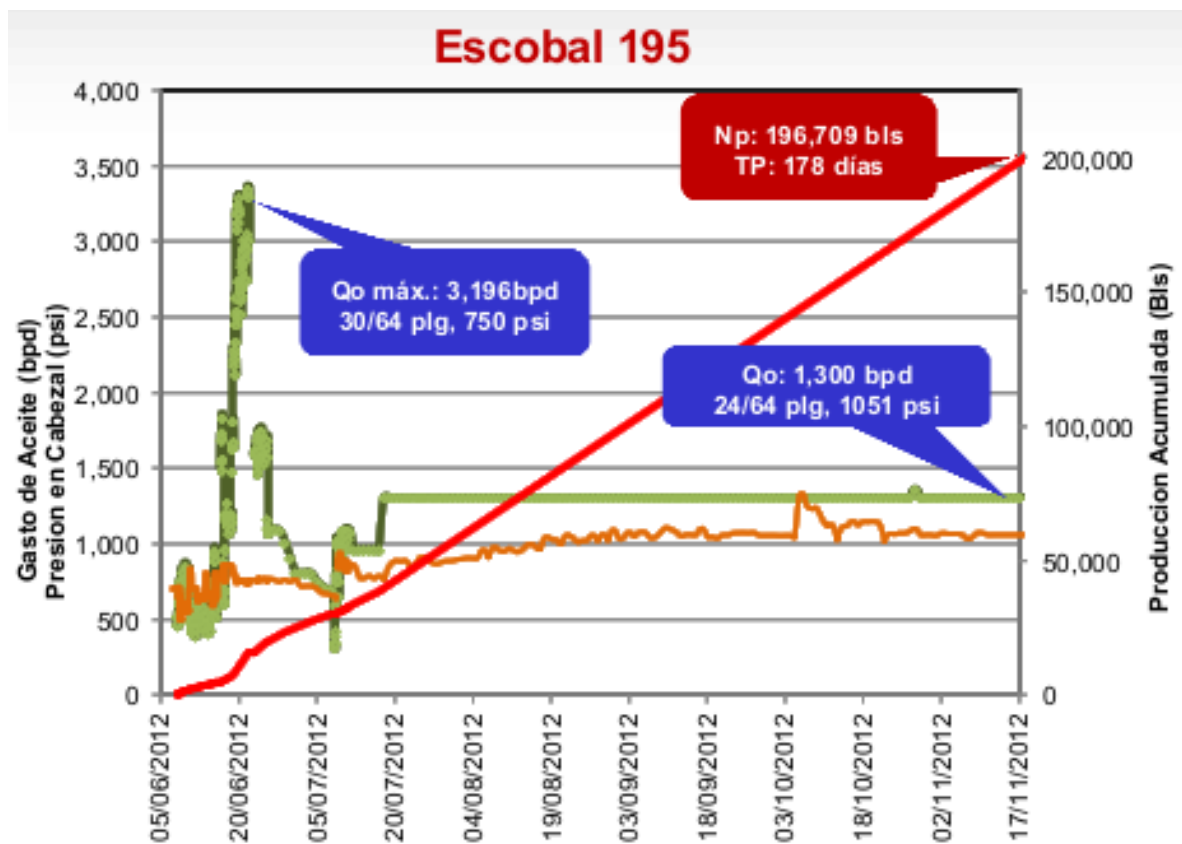


Figura 6.9. Gráfica de producción del pozo Escobal 195 (Tomada de Narváez, 2013).

Escobal 197

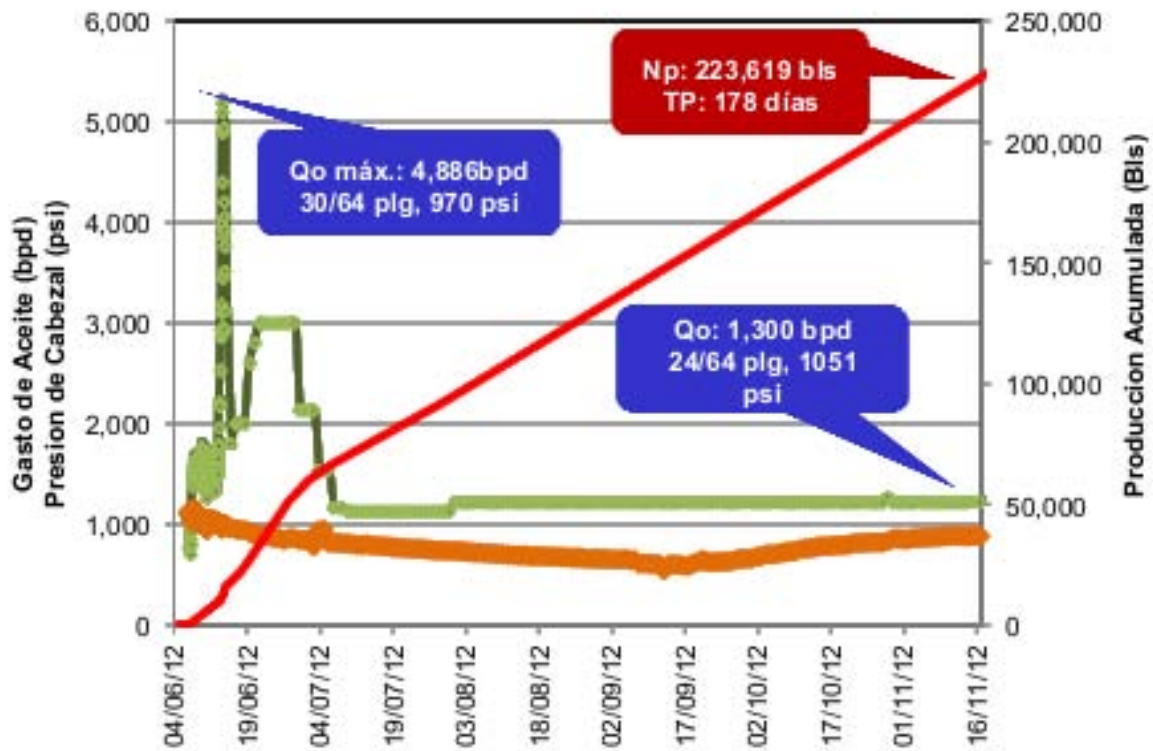


Figura 6.10. Gráfica de producción del pozo Escobal 197 (Tomada de Narváez, 2013).

El Proyecto Piloto Campo Coyula - Hectárea Fracturada ha demostrado ser una de las técnicas a implementar con mejores resultados para yacimientos de estas características.

6.2.7 Sistemas Artificiales de Producción (SAP).

Muchos yacimientos formados en Cuencas Foreland son de especialmente baja energía, aportan bajas cantidades de crudo y en muchas ocasiones el yacimiento no cuenta con la suficiente energía para llevar la producción a la superficie; el ejemplo más típico se encuentra en Chicontepec

Una solución para este problema de baja energía es la instalación de los Sistemas Artificiales de Producción: Bombeo Mecánico y Bombeo Neumático.

6.2.7.1 Bombeo Mecánico.

El bombeo mecánico tiene la función de extraer fluidos mediante un movimiento ascendente-descendente que se transmite por medio de la sarta de varillas a la bomba colocada dentro de la TP en el fondo, cerca del yacimiento.

Entre las ventajas y desventajas de este sistema artificial de producción encontramos:

Ventajas.

- Fácil diseño
- El equipo superficial puede ser reutilizado en otros pozos
- Adaptable para agujeros reducidos
- Flexible
- Levanta aceites viscosos y de altas temperaturas.

Desventajas.

- No es posible manejar solidos
- No se adapta a grandes profundidades
- En operaciones costa-afuera resulta pesado y estorboso.

El bombeo mecánico consta de equipo superficial y sub-superficial que se describe a continuación:

Equipo Superficial.

Motor. El motor puede ser eléctrico o de combustión interna. Un motor eléctrico ofrece ventajas como un bajo costo inicial y menor costo de mantenimiento mientras que uno de combustión interna permite un control de la velocidad más flexible y un menor costo de operación al ser de gasolina o gas, que el mismo operador produce.

Reductor de Engranés. Su función es la de reducir la velocidad del motor principal a la velocidad de bombeo adecuada, esta recibe toda la potencia del motor principal a través de bandas.

Unidad de bombeo superficial. Esta transfiere la energía del motor principal a la sarta de varillas convirtiendo el movimiento rotatorio del motor a uno reciprocante u oscilatorio. Reduce la velocidad del motor a una velocidad adecuada y mantiene la verticalidad de la varilla pulida. La unidad de bombeo superficial puede ser de balancín (BIMBA),

hidroneumática de bombeo recíprocante (TIEBEN) o de carrera larga (ROTAFLEX). La diferencia principal entre ellas es el principio de funcionamiento, mientras la bimba recibe energía de movimiento mediante el reductor de engranes que hace girar las manivelas, en una unidad hidroneumática el motor mueve una bomba hidráulica para que mediante el sistema hidráulico se muevan de forma recíprocante los cilindros. La unidad de carrera larga se diferencia por ser utilizada en pozos de alta capacidad de producción o pozos profundos, y emplea un diseño completamente mecánico con una cadena.

Cabezal y Conexiones Superficiales. En el cabezal se utilizan válvulas para el control y manejo de los fluidos, así como para la operación del equipo mecánico y el aparejo de producción.

Varilla Pulida. Es la conexión entre la sarta de varillas de succión y el equipo superficial; soporta el peso del fluido, las varillas, las cargas de aceleración, vibración, fuerzas de flotación y fricción.

Equipo Sub-superficial.

Sarta de Varillas. Es el sistema mediante el cual el equipo transmite la energía superficial o movimiento a la bomba sub-superficial. La selección de la sarta depende de la profundidad y condiciones de operación del pozo.

Bomba Sub-superficial. Esta se encarga de desplazar los fluidos del yacimiento desde el fondo del pozo hasta la superficie por el interior de la tubería de producción; esta puede ser de inserción, de tubería de revestimiento o de tubería de producción.

Este Sistema Artificial de Producción ha obtenidos buenos resultados para las condiciones de operación de los pozos en este tipo de yacimientos. Para 2009 en Chicontepec se tenían registrados ya 140 pozos en el Campo Agua Fría, 141 en Coapechaca y 114 en Tajín, con un sistema de bombeo mecánico. La tendencia actual es ampliar la implementación de este sistema artificial de producción a mas pozos del proyecto ATG.

6.2.7.2 Bombeo Neumático.

Cuando el pozo se encuentra fluyendo naturalmente el fluido viaja hasta la superficie venciendo la columna hidrostática en el pozo llevando la producción hasta la superficie

con la energía del yacimiento; cuando esta energía es insuficiente para llevar la producción a superficie, el Bombeo Neumático aligera la carga hidrostática inyectando gas a alta presión con la finalidad de aligerar la carga hidrostática en el pozo y desplazar así la producción hasta la superficie.

Existen 4 categorías de pozos para ser considerados en la aplicación del Bombeo Neumático:

- Pozos de alto índice de productividad y alta presión de fondo
- Pozos de alto índice de productividad y baja presión de fondo.
- Pozos de bajo índice de productividad y alta presión de fondo
- Pozos de bajo índice de productividad y baja presión de fondo.

Existen 3 tipos de configuraciones para la instalación de un Bombeo Neumático; abierta, semicerrada y cerrada (figura 6.11).

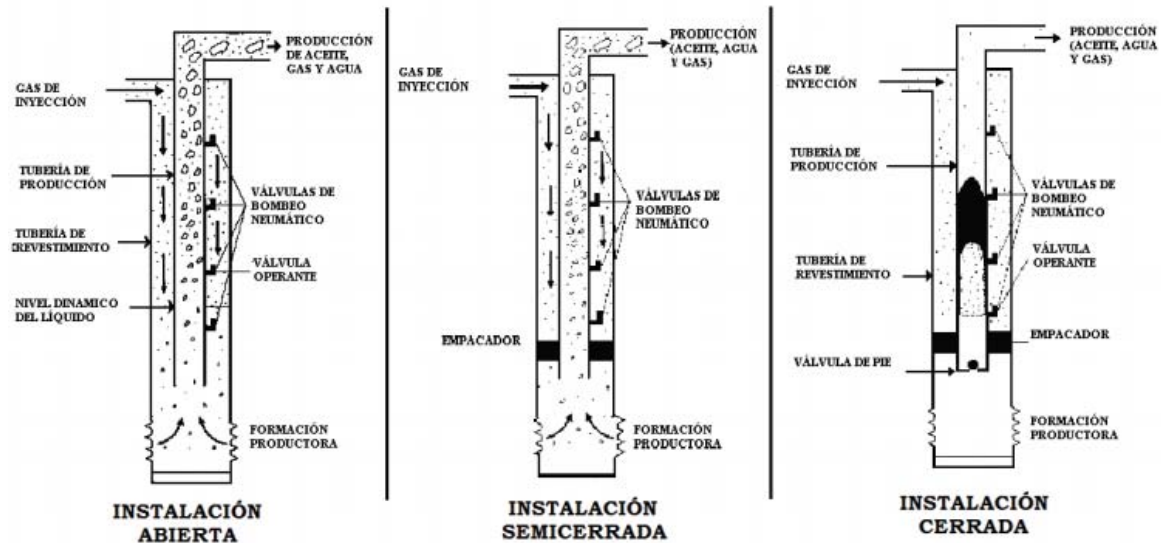


Figura 6.11. Tipos de Instalaciones de Bombeo Neumático (Tomada de Villegas, 2011).

Instalación Abierta, en esta configuración el aparejo de producción queda suspendido dentro del pozo sin empacador, el gas se inyecta por el espacio anular formado entre las tuberías de revestimiento y producción, de esta forma los fluidos contenidos en la tubería son desplazados

Instalación Semicerrada, esta configuración es similar a la abierta excepto por la adición de un empacador que sirve de aislante entre las tuberías de revestimiento y producción; en esta se puede usar tanto Bombeo Neumático Continuo como Intermitente.

Instalación Cerrada, en esta configuración similar a la semicerrada, se coloca una válvula de pie en la tubería de producción. Esta válvula de pie se coloca en el fondo del pozo aunque también puede estar inmediatamente debajo de la válvula operante. La válvula de pie se encarga de evitar que la presión del gas de inyección actué contra la formación.

El Sistema Artificial de Producción de Bombeo Neumático se clasifica con base en la operación y diseño, este puede ser Bombeo Neumático Continuo o Intermitente. Los criterios para la elección del tipo de Bombeo Neumático adecuado son en base a las características del pozo y su capacidad de mantener una columna de fluidos dentro de la TP.

Para 2009 en Chicontepec ya existían 99 pozos del Campo Agua Fría, 110 de Coapechaca, 100 pozos de Soledad Norte y 90 pozos de Tajín; los que contaban con un sistema de bombeo neumático. Los resultados han sido tan favorables que en 2011 se perforó un pozo pulmón para poder garantizar el volumen suficiente de gas a alta presión para operar los pozos con Bombeo neumático.

De la implementación de Bombeo Neumático en pozos del Proyecto ATG se ha encontrado que existe una falta de información para el correcto análisis y simulación nodal de cada pozo, además existe una alta presencia de condensado en las líneas de inyección de gas, así como una falta de mantenimiento adecuado del equipo superficial y sub-superficial.

El Bombeo Neumático se mantiene como uno de los mejores Sistemas Artificiales de Producción, en los campos de la Cuenca de Chicontepec, que mejora notablemente los factores de recuperación en pozos de yacimientos en cuencas tipo foreland.

6.2.8 Métodos de Recuperación Mejorada.

Una vez que el yacimiento ha agotado su energía y se encuentra al final de su vida útil, el aceite remanente es demasiado difícil de extraer o no es económicamente rentable su producción, es decir, ya no es posible desplazar el aceite que aún se encuentra en el yacimiento hasta el pozo y ser llevado a la superficie de manera natural.

La recuperación mejorada de yacimientos consiste en inyectar energía nuevamente al yacimiento para lograr desplazar los hidrocarburos remanentes al pozo y lograr su extracción. Es un proceso de desplazamiento utilizado para proveer al yacimiento de una fuente adicional de energía, con el objetivo de recuperar el hidrocarburo remanente después de su etapa de explotación primaria.

Entre los métodos de recuperación mejorada que mejores resultados han mostrado en este tipo de yacimientos se encuentra la inyección de gas, vapor o algún fluido para desplazar el aceite remanente.

6.2.8.1. Inyección de Agua.

En este proceso se inyecta agua directamente en el yacimiento para desplazar el aceite crudo, es uno de los métodos más utilizados debido a la disponibilidad (relativa) de agua y la facilidad con la que puede ser inyectada en los pozos.

Como parte del Proyecto de Explotación ATG se realizó una prueba de inyección de Agua en la macropera Furbero 1432. Esta prueba de inyección tuvo como objetivo comprobar la efectividad del patrón de inyección en dirección del fracturamiento y líneas alternadas.

La prueba inicio el 21 de Enero de 2011 y consistió en un arreglo de once pozos productores y seis inyectores con la distribución presentada en la figura 6.12.

Con este arreglo se buscó comprobar las ventajas de iniciar la inyección de agua en un yacimiento con una presión por encima de la presión de saturación.

Arreglo de Pozos

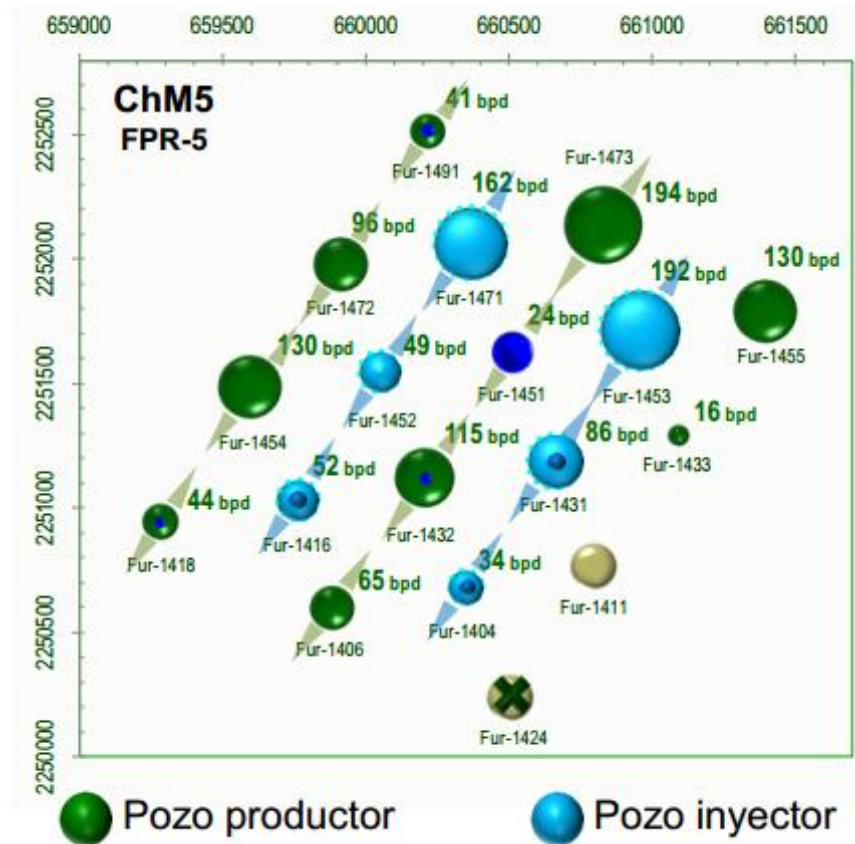


Figura 6.12. Arreglo de pozos de la prueba de inyección de agua en la Macroperla Furbero 1432 (Tomada de Narváez, 2011).

La prueba inició el 21 de Enero de 2011 y para Diciembre de ese año, el volumen acumulado de agua inyectado había sido de 309 Mbbls, con un volumen de producción de aceite de 52 Mbbls y un comportamiento de la presión por pozo como se muestra en la figura 6.12.

Debido al contraste de inyectabilidad en las diferentes zonas, la heterogeneidad del yacimiento sigue siendo el factor determinante para una correcta explotación del mismo por este método de recuperación mejorada.

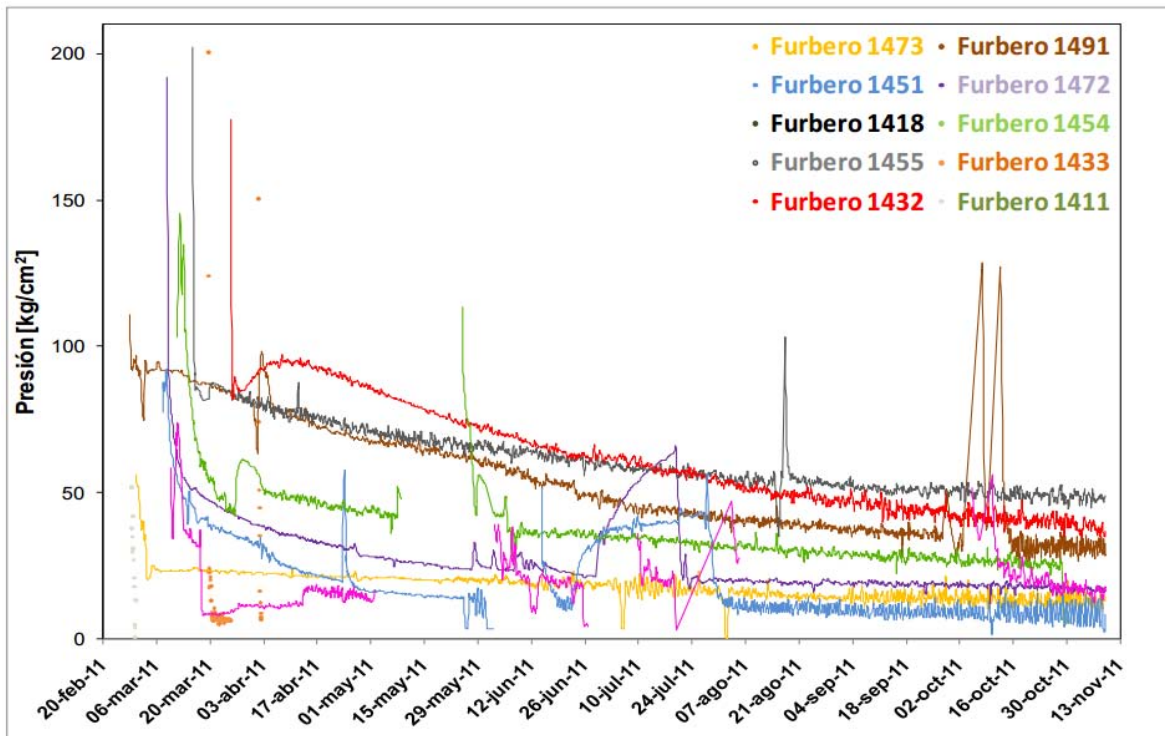


Figura 6.12. Grafica del comportamiento de la presión de los pozos de la prueba de inyección de agua en la Macropera Furbero 1432 (Tomada de Narváez, 2011)

6.2.8.2 Prueba de Inyección Continua de CO₂.

Al igual que en el método por inyección de agua, en este caso se utiliza CO₂ para desplazar el aceite remanente. Se realizaron dos pruebas de inyección continua de CO₂ entre el 19 de Julio de 2010 y el 31 de Marzo de 2011. Estas pruebas consistieron en inyectar CO₂ de manera continua a través de un pozo inyector y obtener la producción a partir de 6 pozos productores en la Macropera Coyotes 331, del campo Coyotes.

El objetivo es determinar si entre pozos separados 400 metros existe continuidad hidráulica y así evaluar si la inyección de CO₂ es un método viable para incrementar la recuperación de aceite en Chicontepec.

La prueba duró 166 días inyectando un total de 9,860 toneladas de CO₂ a ritmos de 40, 50 y 80 toneladas diarias. El arreglo de la figura 6.13 se muestra la distribución de los pozos siendo el c-331 el pozo inyector y los pozos 351, 353, 333, 311, 332 y 312 los pozos

productores. Después de 50 días de inyección se detectó la presencia de CO₂ en el pozo C-312 con una concentración del 27.1%.

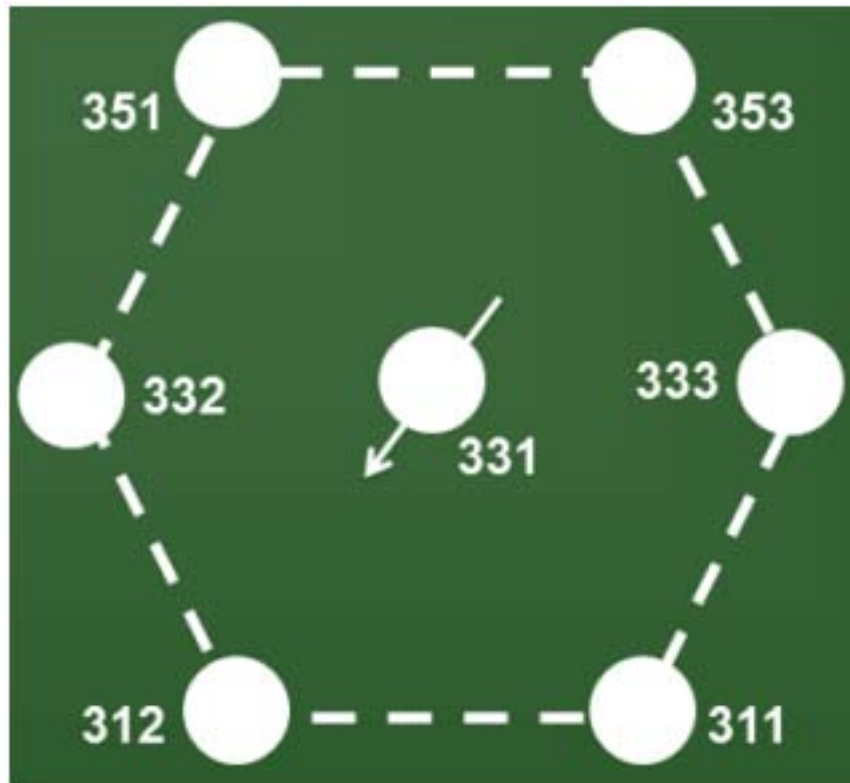


Figura 6.13. Arreglo de pozos de la prueba de inyección de CO₂ en el Campo Coyotes (Tomada de Narváez, 2011).

Durante la prueba se observó un aumento paulatino de la presión como se muestra en la figura 6.14 pero desafortunadamente la declinación de la producción persistió, con lo que se demostró que los diferentes cuerpos arenosos productores no están interconectados.

De esta prueba se puede concluir que debe considerarse el modelo geológico para conocer la distribución de las areniscas en el subsuelo, ya que en los pozos equidistantes de 400 metros, las unidades de flujo no presentan una continuidad hidráulica, por lo que se deben realizar pruebas nuevamente en un arreglo de pozos más cercanos (100 metros) para volver a probar la continuidad hidráulica de flujo y determinar si este método es una opción viable para la explotación de yacimientos en Cuencas tipo Foreland, con características como las de Chicontepec.

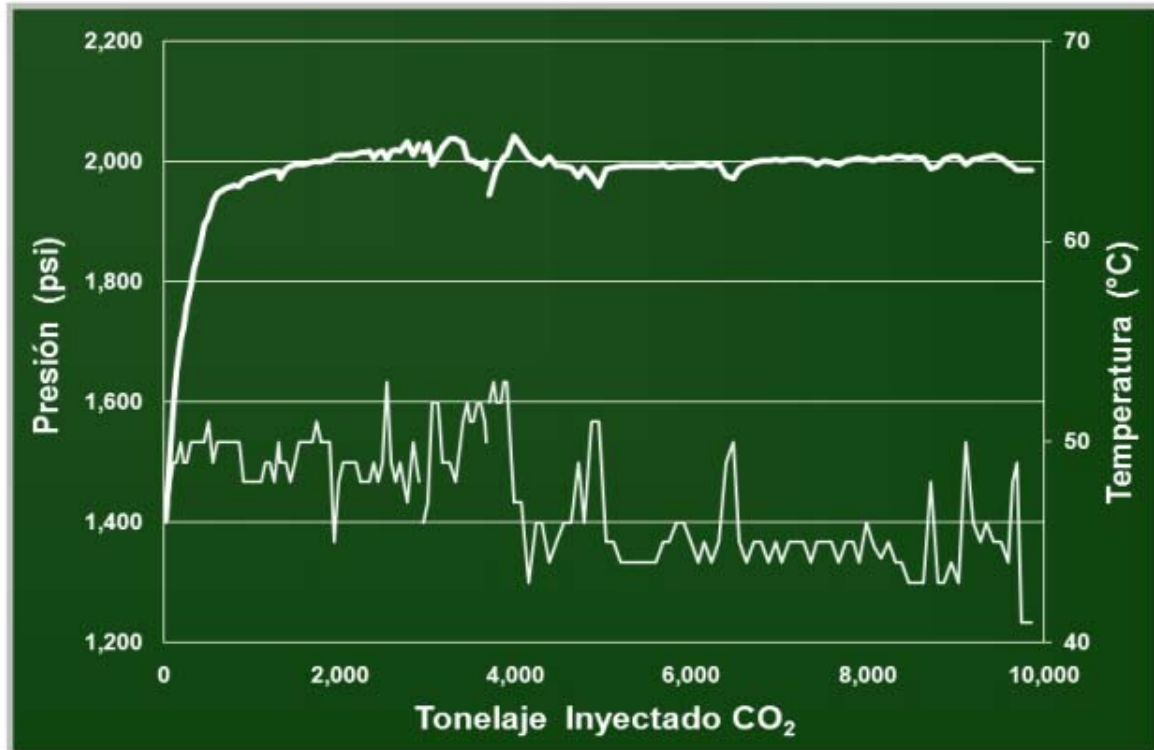


Figura 6.14. Grafica de aumento de la presión respecto a la inyección de CO₂ en la prueba de inyección de CO₂ en el Campo Coyotes (Tomada de Narváez, 2011).

6.3 Ejemplo Proyecto Agua Fría – Coapechaca en México.

Este proyecto se encuentra ubicado geológicamente sobre el Paleocanal de Chicontepec, en la planicie costera del Golfo de México. Se localiza en el extremo sureste entre la planicie costera del Golfo de México y la zona baja de la Sierra Madre Oriental.

Geográficamente se ubica en los municipios de Coatzintla, Poza Rica, Papantla y Tihuatlan, del Estado de Veracruz, y Francisco Z. Mena y Venustiano Carranza del Estado de Puebla, abarcando un área aproximada de 358 km². Se ubica a una altitud de 200-500 metros sobre el nivel del mar y existen innumerables escurrimientos y corrientes de agua menores intermitentes y permanentes.

Las vías de acceso son mediante la carretera federal México-Tuxpan y las carreteras estatales de Poza Rica-Álamo-Cerro Azul y Álamo-Metlatoyuca.

Los proyectos actuales del proyecto Agua Fría buscan alcanzar una producción acumulada de 710 millones de barriles de aceite y 1,139 miles de millones de pies cúbicos de gas.

Se contempla la perforación de 1789 pozos, así como la ejecución de 1931 reparaciones mayores; por lo que se requieren 275 macroperas, 281 km de ductos y 17 instalaciones de producción, que es la infraestructura necesaria para el transporte y manejo de la producción de hidrocarburos del área.

6.3.1 Modelo Geológico, Geofísico y Petrofísico.

El proyecto Agua Fría – Coapechaca se encuentra en un sistema sedimentario turbidítico, estos sistemas presentan cambios litológicos laterales y verticales abruptos lo cual los hace yacimientos discontinuos, aislados y de formas irregulares de gran complejidad como se muestra en la figura 6.15.

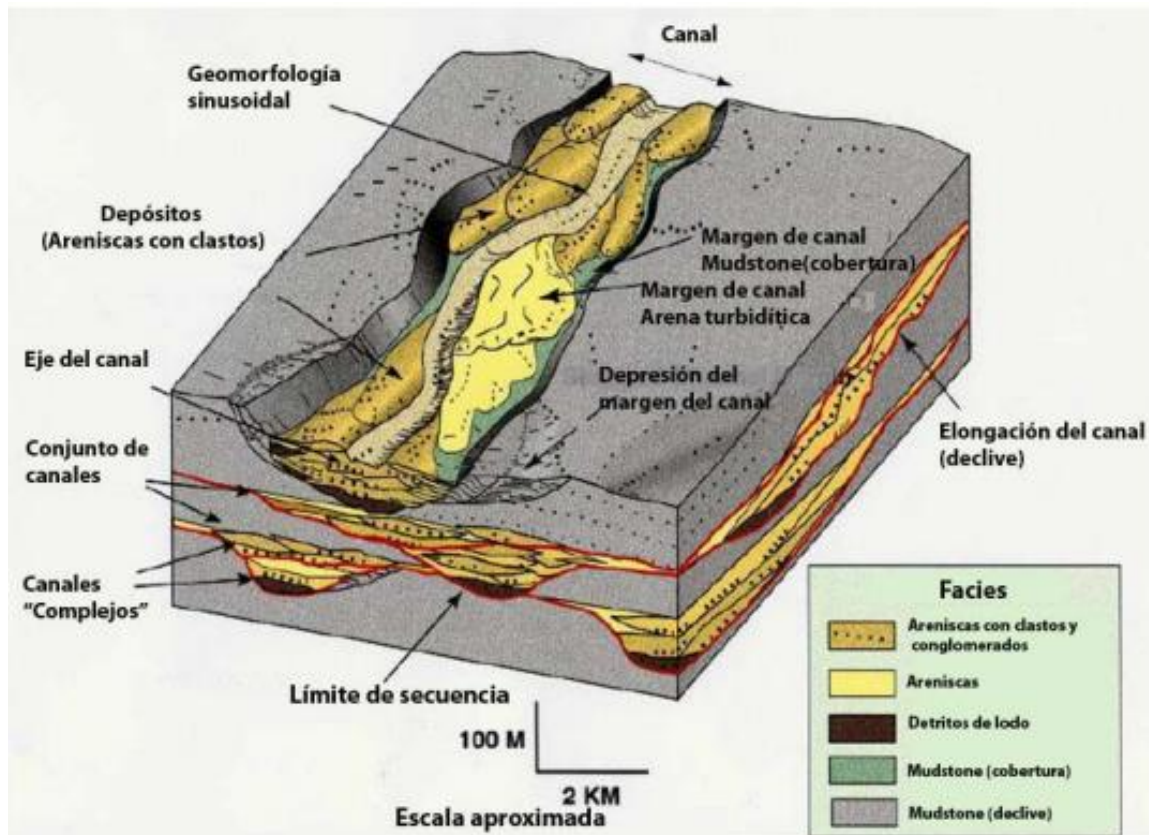


Figura 6.15. Sistema Sedimentario Turbídico en el proyecto Agua Fría (Tomada de CNH, 2010).

El patrón de entrapamiento se encuentra formado por una gran cantidad de trampas por variación de la permeabilidad, en la mayoría son areniscas intercaladas con lutitas de estratificación delgada. En los desarrollos arenosos se forman las principales trampas.

Las trampas que predominan son del tipo estratigráfico, compleja cuya geometría lenticular, de canales y lóbulos, está influenciada por la ocurrencia de grandes paleoestructuras en el subsuelo como los paleocanales, en otros casos, por la geometría del depósito debida a la superposición de abanicos submarinos y superficies de erosión dentro del paleocanal.

Estos sedimentos fueron transportados masivamente como deslizamientos, derrumbes, flujo de escombros y por corrientes de turbidez, posteriormente depositados de forma masiva, tabular, lenticular y lobular, al pie de talud de la cuenca y en el piso marino.

Como se muestra en la figura 6.16, la dirección de flujo de los lóbulos submarinos presenta una tendencia preferencial hacia el SE mientras que los depósitos formados por deslizamiento, derrumbes y flujo de escombros tienen una orientación hacia el NE y al SW.

En la figura 6.17 podemos observar una vista de planta del modelo de abanico submarino propuesto por Mutti y Ricci Lucchi en 1972 y la posición relativa del abanico interno, medio y externo, así como de la planicie de la cuenca, sus litofacies asociadas esquematizando la columna regresiva hipotética.

Por otro lado, los depósitos asociados al campo Agua Fría presentan una mezcla de areniscas lenticulares saturadas de hidrocarburos, acumulados sobre superficies de depresiones, corte y relleno; esto ocurre en los canales. Una geometría de esta complejidad tiene un impacto importante en la terminación de pozos y el desarrollo del campo, pues es indispensable que se pueda lograr una combinación tecnológica óptima para cada uno de los pozos a perforar y obtener los gastos de producción esperados.

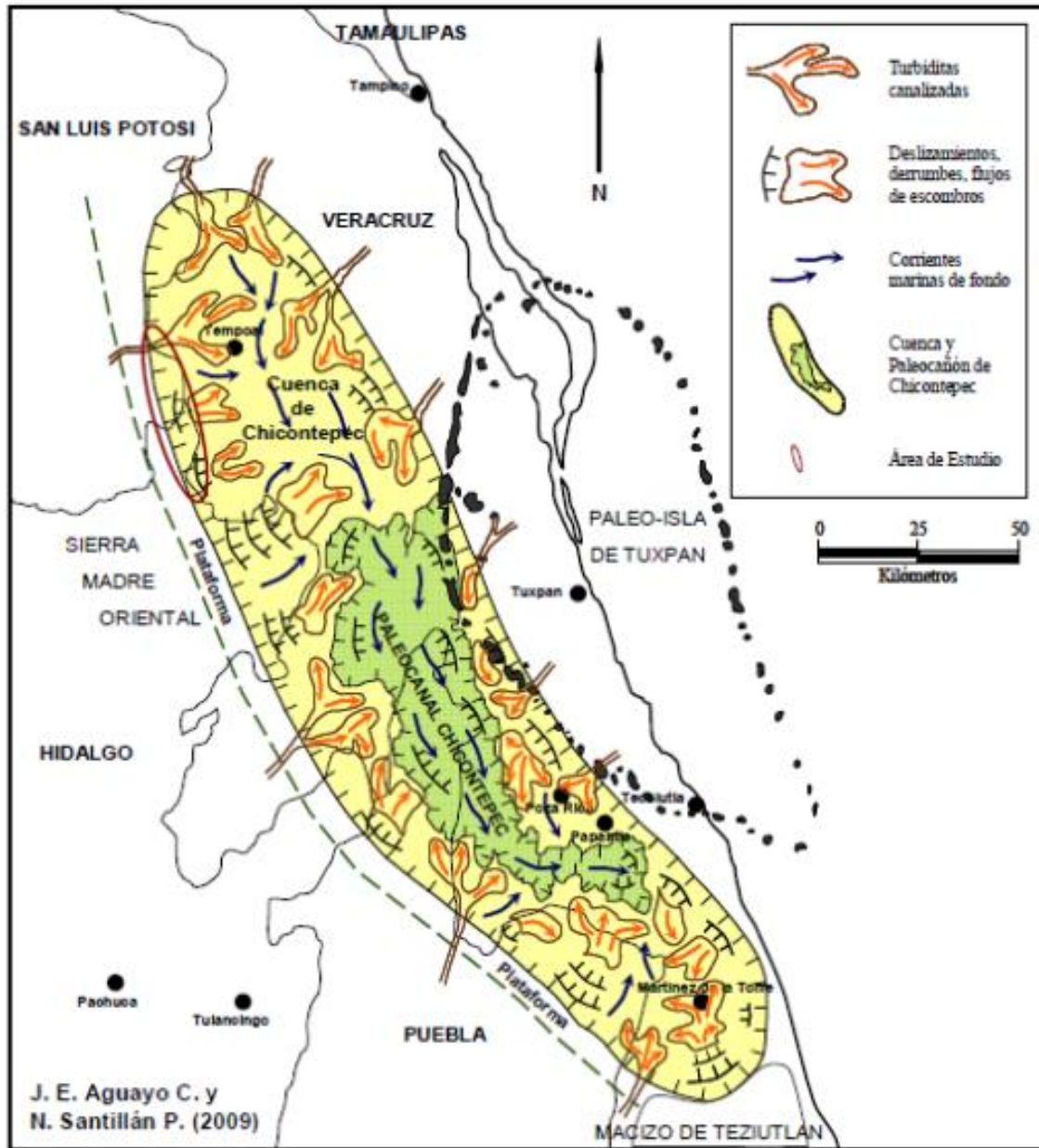


Figura 6.16 Modelo Conceptual de la Cuenca de Chicontepec según Aguayo y Santillan (Tomado de CNH, 2010).

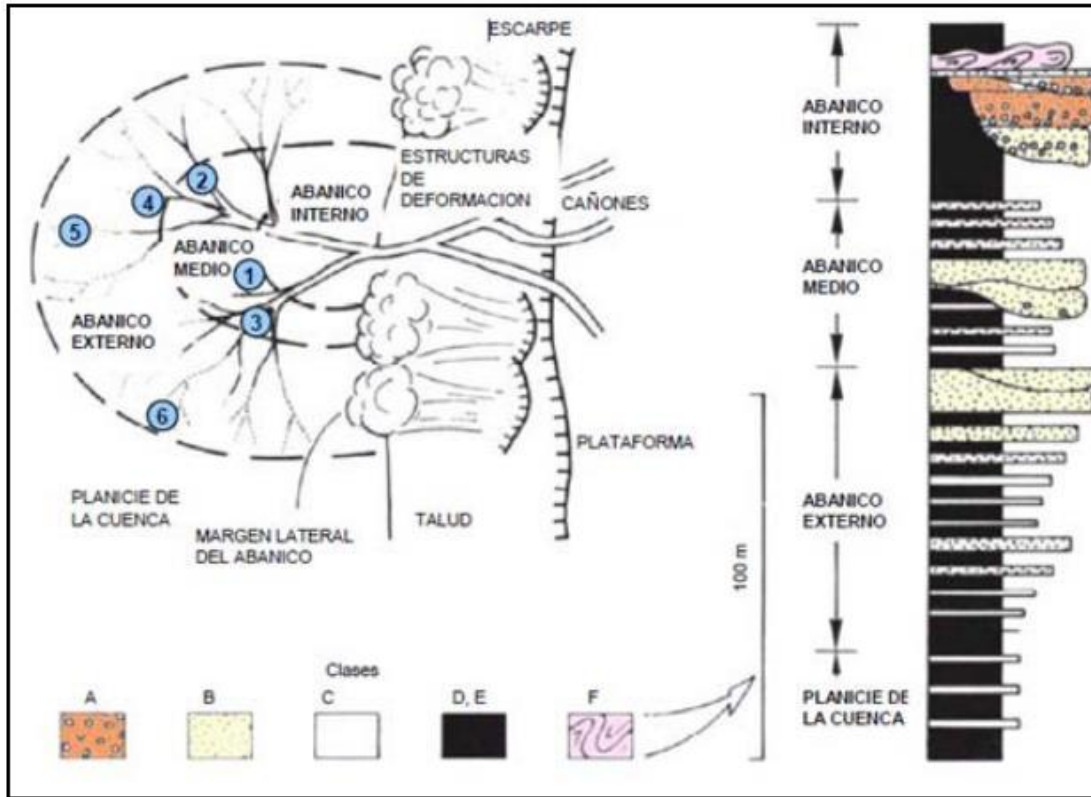


Figura 6.17. Vista de planta de la ocurrencia de turbiditas en un abanico submarino (Tomada de CNH, 2010).

6.3.2 Estrategia de Explotación.

La estrategia de explotación consiste en el mantenimiento de la presión y la implementación de tecnología mediante la combinación de pozos convencionales y no convencionales.

Durante 2013 en las secciones 2, 4, 6 y 7 que se encuentran en desarrollo y optimización de la producción, correspondiente al proyecto ATG, se ejecutó la terminación de 1,171 pozos convencionales, 428 pozos horizontales, 180 pozos con terminación múltiple y 1931 reparaciones mayores.

Se contempló la operación de pozos con sistemas artificiales de producción durante toda la vida de cada yacimiento, como bombeo mecánico, bombeo neumático, cavidades progresivas, etc.

El proyecto de explotación de Agua Fría – Coapechaca contempla también la implementación de métodos de recuperación secundaria (inyección de agua como método para mantener la presión) a partir del año 2015, con la perforación de 341 pozos inyectoros.

Se pretende una reducción gradual de los costos en el tiempo de operación debido a los nuevos diseños de pozos e infraestructura adecuada de producción y perforación de pozos.

El proyecto actual de explotación se desarrolla mediante la perforación de pozos convencionales en arreglos de 9 pozos por macropera, donde uno de ellos es vertical y 8 direccionales como se muestra en la figura 6.18.

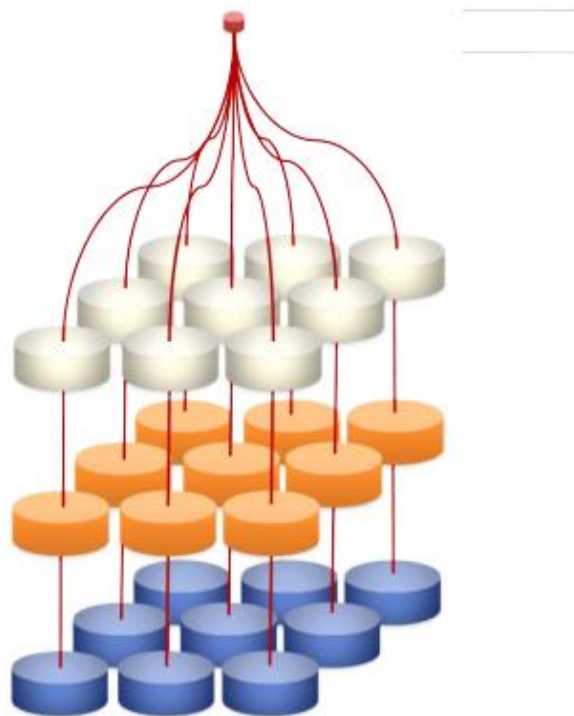


Figura 6.18 Arreglo de pozos en Macropera (Tomado de CNH, 2010).

La perforación de pozos no convencionales se hará en arreglos de 4 pozos horizontales por macropera como se muestra en la figura 6.19.

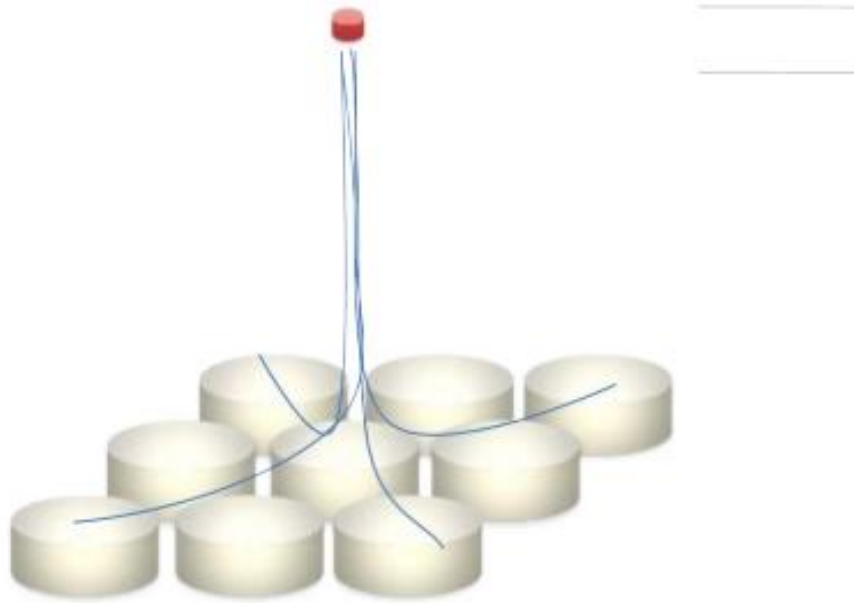


Figura 6.19 Arreglo de pozos horizontales en macropera (Tomado de CNH, 2010)

6.3.3 Volumen Original y Reservas.

PEMEX ha determinado que los volúmenes originales de aceite para los campos Agua Fría, Coapechaca, Coyula y Escobal, que comprenden campos importantes en la Cuenca de Chicontepec presentan factores de recuperación 1P, 2P y 3P moderado; mismos que se muestran en la tabla 6.2:

Campo	VOA 1P (mmb)	VOGN 1P (mmmpc)	VOA 2P (mmb)	VOGN 2P (mmmpc)	VOA 3P (mmb)	VOGN 3P (mmmpc)	Fr 1P % aceite	Fr 2P % aceite	Fr 3P % aceite
Agua Fría	2,566	770	5,099	1,530	5,374	1,612	1.1	4.3	4.5
Coapechaca	1,579	511	3,255	1,053	3,615	1,170	1.5	5.1	6.0
Coyula	1,211	545	2,158	971	2,636	1,186	1.3	7.0	8.2
Escobal	550	165	1,849	555	2,012	604	2.1	4.0	4.6
Total	5,906	1,991	12,362	4,109	13,637	4,572	1.4	4.9	5.6

Tabla 6.2 Volúmenes originales y factores de recuperación proyecto Agua Fría - Coapechaca (Tomado de CNH, 2010).

Así mismo, las reservas que PEMEX ha publicado oficialmente para los campos que comprenden este proyecto Agua Fría - Coapechaca se muestran en la tabla 6.3:

Campo	Aceite	Gas	PCE	Aceite	Gas	PCE	Aceite	Gas	PCE	Acum	Acum
	1P mmb	1P mmmpc	1P mmb	2P mmb	2P mmmpc	2P mmb	3P mmb	3P mmmpc	3P mmb	Dic 2009 mmb	Dic 2009 mmmpc
Agua Fría	29	47	39	221	505	331	241	561	364	36	72
Coapechaca	24	40	32	166	377	241	215	514	318	16	19
Coyula	16	26	22	151	347	227	217	529	333	1	0
Escobal	11	22	15	74	170	105	93	225	135	2	4
Total	80	135	108	611	1,398	904	767	1,829	1,150	54	96

Tabla 6.3 Reservas al 1 de Enero del 2010 presentadas por PEMEX (Tomado de CNH, 2010).

6.3.4 Pozo Agua Fría 811.

El pozo Agua Fría 811 fue terminado en 1978 con resultados poco prometedores, para 1983 la zona inferior fue fracturada hidráulicamente con un polímero gelificado con una longitud de 600 metros, para la terminación de 1983 se predijo una recuperación de 900,000 barriles de aceite.

En 1991, la zona superior también se fracturó, con el consecuente aumento de la producción y buena recuperación, lo que indicó la presencia de una zona con hidrocarburo no extraído. Este intervalo “zona 10”, como podemos ver en la figura 6.19, propició un incremento de 400,000 barriles, por lo que queda claro que la productividad de estos pozos es el resultado de un buen conocimiento del subsuelo, buen diseño de disparos y un fracturamiento ejecutado correctamente.

Para 1998 se realizó un programa de fracturamiento más, pero con poco impacto en la producción, lo cual nos indicó que la zona ya se encontraba agotada.

A pesar de que la zona se encontraba en un horizonte de facies intermedias y que al parecer, estas zonas no contribuyen a la recuperación de hidrocarburos de manera significativa, podemos concluir con los resultados del fracturamiento de 1983, que en estas zonas el factor de recuperación creció y drenó el área, obteniendo una producción muy importante, la que fue muy próxima a la producción inicial esperada de 900 000 barriles recuperados.

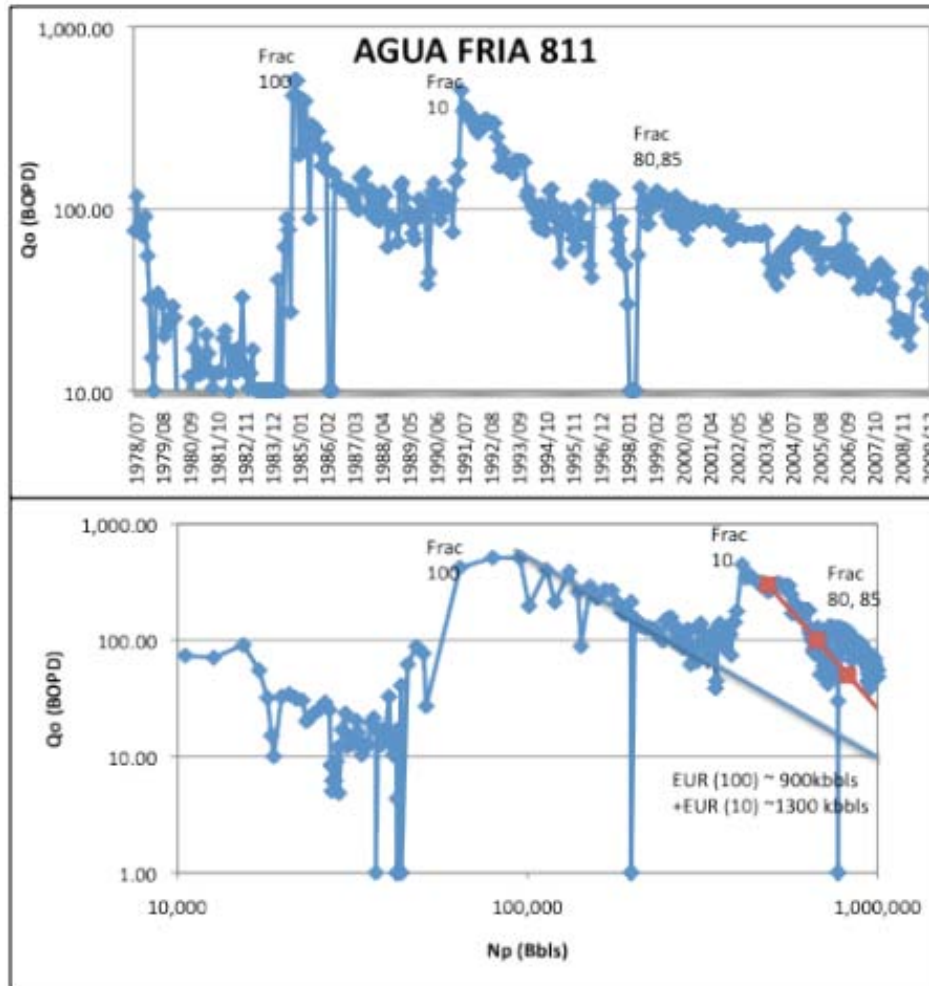


Figura 6.19 Ejemplo del aumento de producción debido a un buen análisis del pozo Agua Fría 811 (Tomado de CNH, 2010).

Este ejemplo confirma la correcta implementación del actual plan de desarrollo del proyecto Agua Fría – Coapechaca, en el cual se han implementado más de una de las técnicas modernas de recuperación, con buenos resultados en el desarrollo de yacimientos en Cuencas tipo Foreland. Otra técnica recomendada pero cuyos resultados aún no han podido ser corroborados, es la inyección de agua como método de recuperación mejorada. Los resultados de la implementación en este proyecto podrán ser corroborados a partir del 2015 cuando sea aplicado y los resultados puedan ser estudiados.

6.4. Ejemplo Campo Spraberry en Estados Unidos de América.

6.4.1 Aspectos Generales.

El campo de Spraberry se localiza al oeste de Texas, fue descubierto en 1948 y se estima que tiene más de 10 billones de barriles de aceite en una serie de apilamientos de yacimientos de la edad Pérmica cubriendo un área de más de 6,500 km².

La producción acumulada del campo es del 8% del volumen original, que corresponde a aproximadamente 850 millones de barriles de aceite y 3 trillones de pies cúbicos de gas.

6.4.2 Descripción Geológica.

El campo Spraberry produce de un sistema de abanicos submarinos depositados en la Cuenca Midland durante la edad Pérmica, hace 250 millones de años (Figura 6.20).

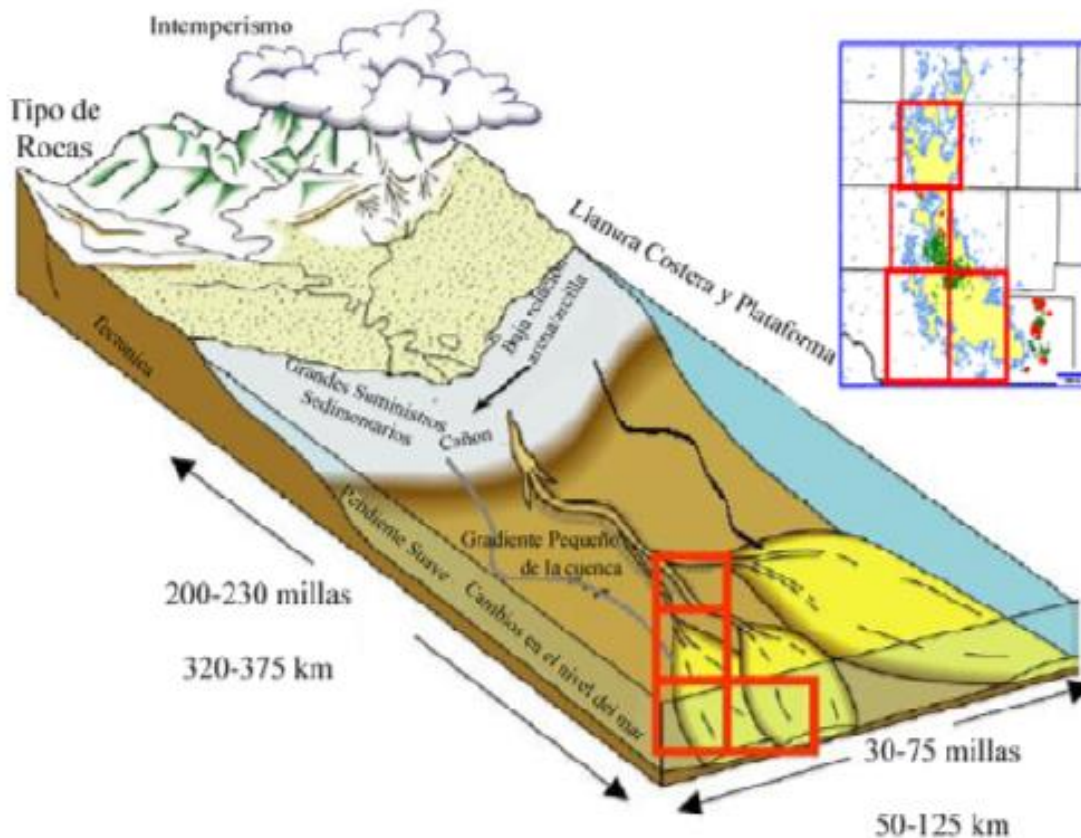


Figura 6.20. Modelo de depósito del campo Spraberry (Tomada de Jiménez y Sandoval, 2009).

Las arenas y limos fueron derivados de la erosión de las rocas sedimentarias del Norte y Noroeste de la cuenca, transportados y depositados en horizontes estratigráficos muy amplios en el centro de la cuenca. El contenido de arenas y limos del sistema de abanicos disminuye en dirección norte-sur y perpendicular a la dirección del transporte; el contenido de arenas es alto, esto sugiere que el sistema de canales de abanicos se centró a lo largo de la cuenca y los depósitos fuera de ella.

Los grosores originales de los intervalos de la Edad Pérmica van de 305 a 460 metros y comprenden formaciones de abanicos submarinos y depósitos de piso de cuenca, donde se tienen intercalaciones de lutitas, areniscas, limolitas y calizas.

En la sección sísmica de la figura 6.21 podemos observar la típica discontinuidad lateral y la simplicidad estructural de un intervalo en el Campo Spraberry, además de la falta de contraste entre las limolitas y las lutitas.

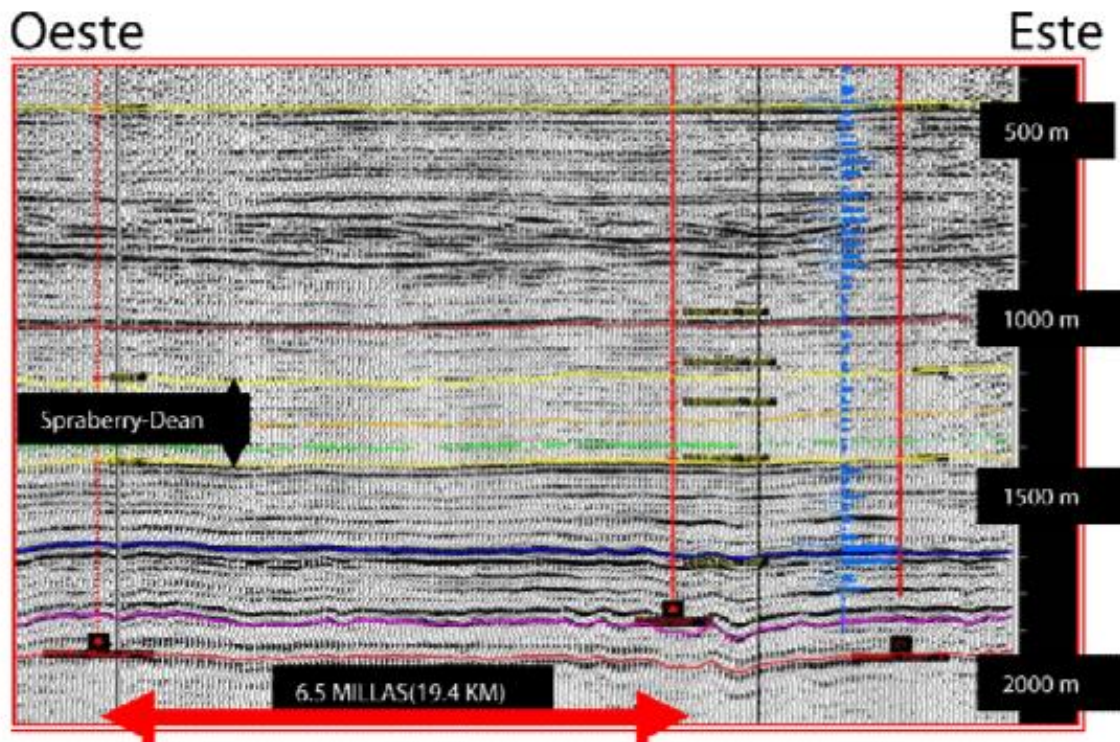


Figura 6.21. Típica sección sísmica a través del campo Spraberry (Tomada de Jiménez y Sandoval, 2009).

La producción del Spraberry proviene de tres zonas principales en el rango de 2130 a 2740 metros de profundidad: Spraberry Superior, Spraberry Inferior y Dean.

El espesor del intervalo Spraberry-Dean es de aproximadamente 434 metros y los intervalos de interés son de rocas arenosas- limosas con composiciones de cuarzo arcosa y subarcosa del 60% al 80%. Los intervalos no productores están cementados con carbonatos y son de composición similar.

La porosidad es predominantemente primaria, la porosidad intergranular se reduce principalmente por el cemento de los carbonatos, pero algo de porosidad secundaria se presenta del cemento y la disolución de granos. Las porosidades de las zonas productivas son areniscas de grano fino y limolitas con porosidades de entre el 12% y el 14% con permeabilidades típicas entre 0.1 y 0.5 md (Figura 6.22).

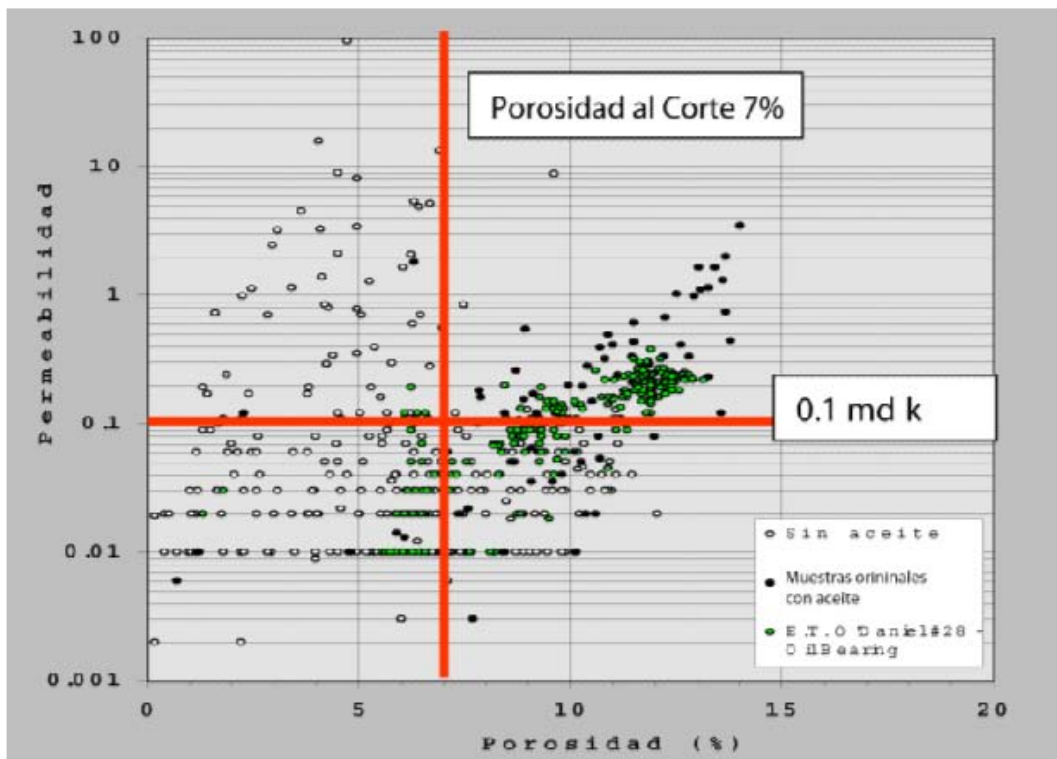


Figura 6.22. Gráfica típica de la porosidad en el Campo Spraberry (Tomada de Jiménez y Sandoval, 2009).

6.4.3 Historial de Producción.

El pozo descubridor fue el SeaBoard Oil Lee 2-D perforado en 1948 en el condado de Dawson, Texas, posteriormente se perforaron pozos delimitadores a 65 y 95 millas al sur del pozo SeaBoard Oil Lee 2-D resultando productores. Para 1952 se tenían 1,558 pozos

productores sobre cuatro condados en el Oeste de Texas demostrando que se estaba produciendo de un yacimiento muy grande.

A finales de la década de 1950 el campo comenzó a destacarse por la rapidez con la que sus pozos declinaban su producción a niveles muy bajos poco después de su inicio de producción.

En 1980 la compañía “Parkey y Parseley”, predecesora de la Pioneer Natural Resources, adquirió grandes unidades de superficie donde llevó a cabo intensivos programas de perforación. Entre 1993 y 2000 perforo más de 1,700 pozos aumentando su producción como se muestra en la figura 6.23.



Figura 6.23. Historial de Producción mostrando el aumento de producción (Tomada de Jiménez y Sandoval, 2009).

Estos nuevos pozos mostraron producciones iniciales de entre 30 y 50 bpd con declinaciones iniciales del 50% - 90%.

El minimizar los costos iniciales y los gastos de operación fue factor clave para desarrollar un plan de explotación económicamente rentable; caso similar se tiene en el Proyecto ATG en la Cuenca de Chicontepec de México.

6.4.4. Mantenimiento de Pozos y Fracturamiento.

Los pozos de este campo se caracterizan por tener gastos iniciales altos y posteriormente una rápida declinación, en algunos casos, solo se logran recuperar de entre 26,000 a 40,000 bbl en un rango de 15 a 17 meses antes del abandono del pozo.

Los primeros métodos de mantenimiento de presión consistieron en la aplicación de fluidos base aceite generalmente bombeados por una tubería de producción de 2 3/8 de pulgada con gastos promedios de 5 bbl/min. Los operadores comenzaron a aplicar tratamientos con volúmenes y gastos cada vez más altos para buscar obtener mejores resultados en la productividad. Algunos pozos cuya producción era de 10 bpd incrementaban su producción a 100 bpd.

Como podemos observar, las características del Campo Spraberry tienen algunas semejanzas a las del Proyecto ATG que se desarrolla sobre la cuenca de Chicontepec.

Este ejemplo de Estados Unidos de América es un antecedente que nos confirma que los factores clave para una explotación eficiente de los yacimientos que se encuentran en cuencas tipo foreland son: contar con un profundo conocimiento geológico que permita elaborar un buen modelo geológico, realizar un buen diseño de explotación (pozos convencionales y no convencionales), optimizar los recursos (perforación de pozos múltiples mediante Macroperas), tener una excelente logística operativa (optimización del recurso humano) y la implementación oportuna de las técnicas recomendadas para este tipo de yacimientos (fracturamiento, mantenimiento de pozos, sistemas artificiales de producción y métodos de recuperación mejorada), y realizar un buen estudio económico que permita conocer a fondo la relación costo-beneficio.

Conclusiones.

Una Cuenca Foreland es una región con una depresión topográfica, donde ocurre la acumulación de sedimentos, formada en la corteza continental entre el cinturón orogénico y una zona de margen pasivo o un cratón adyacente, que dan como resultado un cinturón de pliegues y cabalgamientos periféricos o de retroarco. En una cuenca foreland se tienen 4 zonas de depresión conocidas como wedge-top, foredeep, forebulge y back-bulge.

En el mundo existen 214 cuencas productoras de petróleo registradas, de las cuales 99 son cuencas tipo foreland. En Estados Unidos se encuentra un número importante de este tipo de cuencas, ya que de las 99 registradas, 28 están en ese país.

A nivel mundial las posiciones 2, 3, 4, 5 y 9 de los mayores productores de hidrocarburos las ocupan Estados Unidos, Rusia, China, Canadá y México respectivamente, es decir 5 de los principales productores a nivel mundial tienen campos desarrollados en Cuencas Foreland. Rusia, el tercer mayor productor a nivel mundial, extrae la mayor parte de su explotación de reservas (70%) de la Cuenca Foreland ubicada al oeste de Siberia, entre las montañas Ural y la Placa Central Siberiana.

En México contamos con dos importantes cuencas productoras de hidrocarburos tipo foreland, la Cuenca de Veracruz que cuenta con un volumen original total (3P) de 1 201.9 MMB de aceite y 6 094 MMMPC de gas y la Cuenca de Chicontepec, cuyo proyecto conocido como Aceite Terciario del Golfo cuenta con reservas 3P del orden de 81 492.4 MMB de aceite y 39 755 MMMPC de gas. Estos campos desarrollados en cuencas foreland en México representan más del 30% de las reservas totales del país; además existen otras cuencas del mismo tipo que tienen potencial petrolero.

Los Yacimientos en Cuencas tipo Foreland pueden tener yacimientos de tipo convencional o no convencional, por lo que tener una buena caracterización de yacimientos y ser más eficientes en la perforación y producción es parte fundamental para lograr una buena estrategia de explotación, donde no solo se involucran factores técnicos si no también económicos.

La Cuenca de Chicontepec es una Cuenca Foreland cuyos horizontes productores son de baja permeabilidad con proyectos económicamente rentables en su mayoría. Otros campos en cuencas Foreland son Spraberry Trend Field (USA), Midway-Sunset (USA), South Belridge (USA), Nash Draw Pool (USA), Wamsutter (USA), Elk Hills (USA), Cold Lake (Canada), Cardium (Canada), Orinoco (Sudamerica), Shengli (China), Priobskoe (Rusia) y Malobalykskoe (Rusia).

Este tipo de yacimientos en Cuencas tipo Foreland son altamente heterogéneos, por lo que no existe un punto de referencia comparativa, cada campo requiere de soluciones específicas.

La Cuenca Cenozoica de Veracruz, es una Cuenca Foreland que se encuentra sobre un cinturón de pliegues y cabalgaduras deformadas del mesozoico, fue formada entre el Paleoceno-Plioceno con aporte de sedimentos de la erosión de secuencias ígneas del Alto de Santa Ana, metamórficas de La Mixtequita, Sierra de Juárez y Macizo de Chiapas y secuencias carbonatadas de la Plataforma de Cordoba y la Sierra de Zongolica.

Las secuencias turbidíticas de la Cuenca de Veracruz se formaron a partir de terrígenos que cruzaron la plataforma, se transportaron y sedimentaron por un sistema de paleocañones submarinos formando depósitos de talud y abanicos submarinos. Estos abanicos submarinos se distribuyen por toda la cuenca con variaciones laterales en las facies para algunas formaciones del Mioceno Inferior en gran parte de la cuenca, tiempo en el que se formaron las principales rocas almacenadoras.

La secuencia de la Cuenca Cenozoica de Veracruz se alterna entre lutitas, areniscas y conglomerados con una amplia distribución y gran variación litológica; también se tienen diferentes tipos de trampas originadas por estructuras diversas y estratigrafía variada.

La Cuenca Foreland de Chicontepec por su parte, se ubica dentro de la Provincia Tampico-Misantla, que desde el punto de vista geológico se sobrepone a otra cuenca más antigua de otro origen tectónico, se originó por el levantamiento de la Sierra Madre Oriental y por el basculamiento de la plataforma de Tuxpan por la Orogenia Laramide; en las zonas levantadas tuvo lugar una serie de eventos erosivos, cuyos sedimentos

arcillosos y arenosos se transportaron y posteriormente se acumularon en la depresión en aguas profundas de manera alternada en un ambiente marino profundo como turbiditas.

Las secuencias del Grupo Chicontepec contiene sus reservas de hidrocarburos en cuerpos lenticulares independientes de areniscas a profundidades que varían entre 800 y 2400 metros, con presiones iniciales del orden de 220 kg/cm^2 y temperaturas de fondo entre $65 - 75^\circ \text{ C}$. La única forma de comprobar la existencia de estas acumulaciones de hidrocarburos es mediante la perforación de pozos utilizando para su ubicación una buena interpretación sísmica.

En Chicontepec la práctica utilizada más recomendada para el desarrollo de yacimientos es la perforación direccional de pozos de alcance extendido, de esta forma se consigue desviar la trayectoria del pozo a lo largo de una trayectoria horizontal, la cual es al menos dos veces mayor a la profundidad vertical; esto se realiza para lograr producir hidrocarburos de diferentes acumulaciones simultáneamente con el mismo pozo. El área de contacto y drene es mayor por lo que la recuperación del volumen original es más eficiente con esta configuración.

El desarrollo de yacimientos en la Cuenca de Chicontepec es compleja si se considera que la permeabilidad de la roca que oscila entre 0.1 y 5.0 md; estos valores limitan el flujo de los hidrocarburos hacia el pozo, por lo que es necesaria la implementación de soluciones tecnológicas tales como fracturamiento apuntalado o fracturamiento ácido.

Las presiones típicas de la mayoría de los yacimientos de Chicontepec son del orden de 80 a 360 kg/cm^2 , esta presión es insuficiente para asegurar un flujo continuo del yacimiento al pozo y vencer la columna hidrostática para llegar a superficie; además la presión inicial se encuentra muy cerca de la presión de burbuja, por lo que la pérdida de gas en solución se alcanza rápidamente perdiendo energía el yacimiento.

Debido a la distribución de los yacimientos en las Cuencas Foreland, el desarrollo de los mismos requiere un diseño de explotación de pozos específico y un eficiente programa operativo capaz de dar mantenimiento a los pozos y al mismo tiempo optimizarlos mediante estimulaciones, fracturamientos o la instalación de sistemas artificiales de producción.

La implementación de nuevas técnicas de explotación, el incremento en el número de reparaciones mayores, así como las actividades de refracturamiento y terminaciones múltiples, son una buena forma de aplicar la tecnología que permite aumentar la productividad de los yacimientos en este tipo de cuencas.

En el caso de Chicontepec, el Proyecto Piloto Hectárea Fracturada en los pozos Escobal 195 y Escobal 197 obtuvo resultados muy favorables, con base a una comparativa de la producción acumulada y los índices de producción entre el Proyecto Piloto Hectárea Fracturada (Escobal 195 y Escobal 107) y una Macropera Convencional, en este caso en los pozos Escobal 298, 238, 137 y Coyula 1682, 1663 y 1662 se observó un alto Índice de productividad en los pozos horizontales del proyecto Hectárea Fracturada de 11.7 bpd/psi mientras que para la Macropera Convencional fue de 0.81 bpd/psi.

Para el óptimo desarrollo de los yacimientos en Cuencas Foreland en nuestro país, se deben implementar los procedimientos que han dado los mejores resultados en el desarrollo de yacimientos, optando al menos por la utilización de macroperas, perforación de pozos direccionales y no convencionales, además de la aplicación de las técnicas más eficientes de fracturamiento e instalación de sistemas artificiales de producción desde un inicio.

Es conveniente desarrollar proyectos pilotos, para cada campo considerando que sus yacimientos pueden tener características muy particulares; también se recomienda realizar programas más eficientes de reparaciones mayores, refracturamientos, implementación de SAP en pozos abandonados, reacondicionamiento de SAP en pozos actuales, estimulaciones, etc.

También se debe considerar la ejecución de proyectos pilotos en la implementación de métodos de recuperación secundaria para evaluar si también son una alternativa viable o no para evitar la declinación de la producción en este tipo de yacimientos.

Bibliografía.

A

- Allen, P.A. y Allen, J.R. (2005). Basin Analysis. Principles and Applications. 2da edición. Blackwell Publishing, Oxford.
- Alan R. Carroll, Stephan A. Graham, Edmund Z. Chang y Cleavy McKinght, 2001. Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwest Tarim basin, China.

B

- Barazangi, M y Dorman J. (1967) World Seismicity map compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data. Bulletin Seismology Society America.
- Bitter Mark, R. (1993). Sedimentation and Provenance of Chicotepec Sandstones with Implications for Uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlán Massif East Central Mexico. Gcssepm Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings.
- A.T. Bourgoyne Jr, K.K. Millheim, M.E. Chenevert & F.S. Young Jr., (1991). Applied drilling engineering. SPE, Textbook series, Vol. 2.
- Busby & Azor (2012). Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Editorial Wiley-Blackwell.

C

- Caballero, Cecilia (2013). Presentación Estructura de la Tierra. Académica del Instituto de Geofísica de la UNAM. Recuperado el 6 de Marzo de 2014. Página web: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/22a-EstrTierra.pdf>

- Caballero, Cecilia (2013). El interior de la Tierra. Capítulo 12. Académica del Instituto de Geofísica de la UNAM. Recuperado el 6 de Marzo de 2014. Página web: http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/Ccias_tierra_tarbuck-Ch12-IntT.pdf
- Camacho Velázquez Rodolfo (2009). El yacimiento de Chicontepec y su potencialidad Futura. PEMEX, Subgerencia de Tecnología de Explotación. Recuperado el 10 de Julio 2014. Página Web: <http://www.mmc.igeofcu.unam.mx/smc-2009/Archivos/RCV.pdf>
- Cárdenas Vences, G. (2008). Evaluación petrolera y métodos de explotación en el complejo Kumaloob – Zaap. Tesis Licenciatura. UNAM. Facultad de Ingeniería.
- CIA (2012) The World Factbook. Country Comparasion – Crude Oil Production. Recuperado el 14 de Marzo 2014. Página Web: <https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/rankorder/2241rank.html>
- Centeno García Elena (2012). Interior de la Tierra. Apuntes de la asignatura Tectónica. Facultad de Ingeniería (FI), UNAM.
- CNH (2013). Reporte de Volumen Original, Producción Acumulada y Reservas al 1° de enero de 2013. Recuperado el 2 de Febrero de 2014. Página web: http://www.cnh.gob.mx/_docs/Reservas/Reporte_reservas_agregada_activo_2013.xlsx
- CNH (2011). Proyecto Integral Cuenca de Veracruz. Recuperado el 3 de Febrero de 2014. Página web: http://www.cnh.gob.mx/_docs/Integrales/1.pdf
- CNH (2012) Dictamen del Proyecto Integral Cuenca de Veracruz.. Recuperado el 28 de Febrero de 2014. Página web: http://www.cnh.gob.mx/_docs/dictamenes/Dictamen_Integral_Cuenca_de_Veracruz.pdf
- CNH (2010) Proyecto Aceite Terciario del Golfo.. Recuperado el 28 de Febrero de 2014. Página web: http://www.cnh.gob.mx/_docs/ATG/ATG_primera_revision_8abril.pdf
- CNH (2010) Dictamen del Proyecto Agua Fría-Coapechaca. Recuperado el 1 de Marzo de 2014. Página web: https://cnh.gob.mx/_docs/dictamenes/Dictamen_AguaFria_Coapechaca_12_2010.pdf
- 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).

- CNPC - China National Petroleum Corporation (2010) Tarim Basin. Recuperado el 18 de Febrero de 2014. Página web: <http://www.cnpc.com.cn/resource/english/images1/pdf/Brochure/Tarim%20Basin.pdf?COLLCC=4250461632&COLLCC=3268278128&>
- Condie, Kent C. (1997). Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4ta edición. Editorial Butterworth Heinemann
- Corona Baca Martin Alfonso, (2010). Estratigrafía de Secuencias de la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Tesis Licenciatura. UNAM. Facultad de Ingeniería.

D

- DeCelles an Giles (1996). Foreland Basin Systems – Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, Tucson.

E

- Einsele Gerhard (1992). Sedimentary Basins, Evolution, Facies, and Sediment Budget
- Encyclopedia Britannica, Sedimentary Basins: Sedimentary basins and petroleum-producing áreas of the world. Recuperado el 3 de Marzo 2014. Página web: <http://kids.britannica.com/comptons/art-166013/Sedimentary-basins-and-petroleum-producing-areas-of-the-world>

G

- González García Raúl y Holguín Quiñones Noel (1992). Las rocas Generadoras de México. PEMEX Coordinación de Exploración. BOL.AMPG, Artículo reeditado de V.XLII, núm. 1
- Gutiérrez 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

- Hidalgo Caraveo, Faviola Margarita (2006). El sistema petrolero de la Cuenca de Veracruz. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.

I

- IEA (2013). World Energy Outlook 2013. Executive Summary Spanish. Recuperado el 2 de Marzo de 2014. Página web: http://www.iea.org/publications/freepublications/publication/WEO2013_Executive_Summary_Spanish.pdf
- Ingersoll, R.V. (1988). Tectonics of sedimentary basins. Geological Society of America Bulletin,
- Ingersoll, Raymond V. (2012). Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Ángeles, California.

J

- Jiménez Meneses Gabriela y Sandoval Chávez Daniel Augusto, (2009). Estrategias de Explotación de Campos Petroleros con Características Similares a Chicontepec. Tesis de Licenciatura, México, UNAM, FI.

K

- K.Y. Lee (1985), U.S. Geological Survey Reston, Virginia. Geology of Tarim basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China.

L

- Lindquist Sandra (1999). Petroleum Systems of the Po Basin Province of Northern Italy and the Northern Adriatic Sea: Porto Garibaldi (Biogenic), Meride/Riva di Solto (thermal), and Marnoso Arenacea (Thermal). U.S. Geological Survey
- López Aguirre, Daniel. (2008). Origen, evolución e importancia económica petrolera de la Cuenca de Chicontepec. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.

- Loza Espejel Roberto (2014). Características e Importancia Económica-Petrolera de las Cuencas Sedimentarias Foreland con Ejemplos Representativos. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI

N

- Neil Suneson (2012). Arkoma Basin Petroleum – Past, Present, and Future. Oklahoma Geological Survey . Agosto 2012
- Nieto Serrano Jose Omar (2010). Análisis Estratigráfico de la Secuencia Sedimentaria del Grupo Chicontepec. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- NOAA (2009) Recuperado el 8 de Marzo 20014. Página web: www.noaa.gov
- Narvaez Ramirez Antonio (2013). Contratos Integrales de Exploración y Producción – Aceite Terciario del Golfo. Región Norte, PEMEX. México
- Narvaez Ramirez Antonio (2011). Retos y Avances en el Desarrollo y Operación de un yacimiento no convencional: Chicontepec. PEMEX. México.

M

- Magoon, L.B (1992). The Petroleum System – Status of Research and Methods, 1992: U.S.G.S. Bulletin 2007.
- 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.
- Meyer Richard, Attanasi Emil, Freeman Philip (2007). Heavy Oil and Natural Bitumen Resources in Geological Basins of the World. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia 2007

P

- Padilla y Sánchez, (1985). Las Estructuras de la Curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. UNAM, Revista del instituto de Geología, vol. 6, num. 1, p.1-20.

- PEMEX, (2003). Las Reservas de Hidrocarburos de México Evaluación al 1 de Enero de 2012. PEMEX Exploración y Producción.
- PEMEX, (2000). Un siglo de la perforación en México PEMEX, 2000.
- PEMEX (2013). Chicontepec (Aceite Terciario del Golfo). Recuperado el 2 de Febrero de 2014. Página web: http://www.cnh.gob.mx/_docs/Reservas/Reporte_reservas_agregada_activo_2013.xlsx
- Perry, W.J. (1997), Structural settings of Deep natural gas accumulations in the conterminous United States: U.S. Geological Survey Bulletin 2146-D, p. 41-46
- Petronet Resources PLC (2014) West Siberian Oil Basin, Recuperado el 16 de Marzo de 2014. Página Web: <http://petroneft.com/operations/west-siberian-oil-basin/>

R

- Rodolfo Camacho Velázquez. El Yacimiento de Chicontepec y su Potencialidad Futura. Recuperado el 18 de Julio 2014. Página web: <http://www.mmc.igeofcu.unam.mx/smc-2009/Archivos/RCV.pdf>
- Raisz, Erwin. (1964). Landforms of Mexico. Cambridge, Mass., EUA. Office of Naval Reaserch, Geography Branch.
- Romero, Marcos (2013). Geología de Exploración. Diplomado en Geociencias. Halliburton, México, D.F. Inédito.

S

- SPE (2005), The Rejuvenation of two gas basins in Mexico: Burgos and Veracruz. SPE 0039839
- Sánchez Guzmán, Luis Daniel. (2013). Evaluación Geológico-Económica de un Sector de Chicontepec. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Sánchez Martínez Jesús. (2008). Modelo Hidráulico para la Planeación de la Perforación de Pozos de Alcance Extendido en la Cuenca de Veracruz. Tesis de Maestría. México, UNAM, FI.

- Spalletti Luis. 2006. Nociones sobre las cuencas sedimentarias en el marco de la tectónica global. Curso de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), 2006 Recuperado el 20 Marzo 2014, de la página web: <http://www.fcnym.unlp.edu.ar/catedras/sedimentologia/pdf/cuencas.pdf>

T

- Tarbuck, Edward J. & Lutgens, Frederick K.(2005) Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física. 8va edición. Universidad Autónoma de Madrid. Editorial Pearson Prentice Hall.

U

- Universidad Olmeca (2012) Distribución a nivel mundial de cuencas Foreland. Recuperado el 3 de Marzo 2014. Página web: <http://geologiadeexplotacion.files.wordpress.com/2012/03/5-cuencas-sedimentarias.pdf>
- U.S. Geological Survey (2008). Assessment of Undiscovered Petroleum Resources of the North and East Margins of the Siberian Craton, Russian Federation. U.S. Geological Survey

V

- Varilla Abad, Sergio (2009). Evaluación petrolera y métodos de explotación en la Cuenca de Veracruz. Tesis de Licenciatura. México, UNAM, FI.
- Verone James (2005), The Alpine Molasse Basin – Review of Petroleum Geology and Remaining Potencial.
- Veracruz. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vo. XVII, Números 7-12, p. 101-163

- Villegas Capistrán César (2011). Optimización de Pozos con Bombeo Neumático Intermitente en los Campos Tajín, Coapechaca y Agua Fría del Activo Integral Aceite Terciario del Golfo. Tesis de Licenciatura, México, UNAM, FI.

W

- Wilson, J. T. (1965). Transform Faults, Oceanic Ridges and Magnetic Anomalies. Sw of Vancouver Island. Science.