



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Tectónica de Piel Delgada y
Recursos Naturales
Asociados**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Brandon Alejandro Marín Castillo

DIRECTOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Ing. Javier Arellano Gil



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

Contenido

Resumen	1
Abstract	2
Capítulo 1 Generalidades.....	3
1.1 Introducción	3
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 General	3
1.2.2 Específicos.....	4
1.3 Justificación	4
1.4 Metas.....	5
1.5 Metodología	5
1.6 Ubicación	6
Capítulo 2 Conceptos fundamentales	9
2.1 Fuerza.....	9
2.2 Esfuerzo.....	9
2.3 Deformación	11
2.4 Estructura geológica	12
2.5 Falla.....	14
2.6 Pliegue.....	16
2.7 Tectónica	17
2.8 Límite de placas.....	19
2.9 Tectónica de piel delgada	20
2.10 Tectónica de piel gruesa.....	20
2.11 Cuenca Sedimentaria	20
2.12 Orógeno.....	22
2.17 Estructura Salina	24
Capítulo 3 Ejemplos de orógenos con tectónica de piel delgada	26
3.1 Estilos Tectónicos.....	26
3.1.1 Tectónica de Piel Delgada	26
3.1.2 Tectónica de Piel Gruesa.....	27
3.2 Ejemplos mexicanos.....	28
3.2.1 Sierra Madre Oriental.....	28

3.2.2 Sierra de Chiapas.....	44
3.3 Ejemplos mundiales.....	56
3.3.1 Himalayas	56
3.3.2 Los Alpes	68
Capítulo 4 Implicaciones económicas	77
4.1 Hidrocarburos	77
4.2 Minería.....	79
4.2.1 Sierra Madre Oriental	79
4.2.2 Sierra de Chiapas.....	81
4.2.3 Himalaya	82
4.2.3 Alpes	83
Conclusiones.....	85
Bibliografía	87

Resumen

La tectónica de piel delgada es un estilo de deformación que ocurre en las cubiertas sedimentarias de las cuencas de antepaís durante una orogenia. En este trabajo se elaboró material didáctico de apoyo a los estudiantes de las Carreras de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, como resultado de una investigación que busca caracterizar este estilo tectónico mediante la descripción de orógenos tipo, así como identificar los recursos petroleros y minerales que pueden contener. Primeramente, se realizó la recopilación y análisis del material bibliográfico relacionado con el tema para seleccionar la información más apropiada. Posteriormente, se definieron conceptos básicos implicados en la tectónica de piel delgada que permiten una mejor comprensión. Después se describió el estilo de deformación de la Sierra Madre Oriental y Sierra de Chiapas ya que son parte los orógenos mexicanos que cumplen con las características de piel delgada. De la misma manera, se puntualiza el estilo de deformación de las zonas del Himalaya y Los Alpes que tiene la firma de piel delgada. Finalmente, se identificaron los recursos minerales y petroleros con que cuentan estas regiones y la etapa de la orogenia en que se formaron. Los resultados demuestran que en los orógenos con tectónica de piel delgada predominan estructuras geológicas secundarias como imbricación clásica, dúplex, pliegues por flexura de falla y pliegues por propagación de falla. Las unidades evaporíticas de las superficies de despegue juegan un papel fundamental en el control de la deformación en estas cordilleras. Las condiciones para el origen de sistemas petroleros en estas regiones llegan a ser adecuadas, no obstante, estos están condicionados por el nivel de maduración que pueden alcanzar debido a los procesos orogénicos o litostáticos, principalmente. Los yacimientos minerales de estos cinturones varían debido a las características geológicas intrínsecas de cada región. No obstante, es común encontrar yacimientos de evaporitas, dolomita, caliza, y carbón.

Abstract

Thin-skinned tectonics is a style of deformation that occurs in sedimentary covers of foreland basins during an orogeny. Teaching material was elaborated in this work to support students of Earth Sciences Engineering Careers, as result of a research that looks forward to characterize this tectonic style through the description of typical orogens, as well as to identify the oil and mineral resources that they could store. First, compilation and analysis of bibliographic material related to the topic was carried out to select the most appropriate information. Subsequently, basic concepts involved in thin-skinned tectonics were defined. Later, the deformation style of the Sierra Madre Oriental and Sierra de Chiapas was described, these belts are part of the Mexican orogens with characteristics of thin-skinned. In the same way, the deformation style of the Himalayan and Alpine areas with the signature of thin-skinned was pointed out. Finally, the mineral and oil resources available to these regions and the stage of the orogeny in which they were formed were identified. Secondary geological structures such as classical imbrication, duplexes, fault bending folds and fault propagation folds predominate in thin-skinned orogens. The evaporitic units of the detachment surfaces have a fundamental role in the control of deformation in these orogenic belts. The conditions for petroleum systems provenance in these regions become adequate, however, these are conditioned by the level of maturation that reach due to orogenic or lithostatic processes, mainly. Ore deposits of these belts vary due to intrinsic geological characteristics of each region. However, it is common to find ore deposits such as evaporites, dolomite, limestone, and coal.

Capítulo 1 Generalidades

1.1 Introducción

Los cinturones orogénicos u orógenos son la principal expresión tectónica de los límites de placas convergentes, se caracterizan por ser territorios alargados en los que la corteza terrestre ha sufrido acortamiento y exhumación en un mismo periodo de tiempo que puede relacionarse con la formación y fractura de supercontinentes, en algunos casos (Roeder, 2012). Los orógenos que se forman en este tipo de márgenes pueden clasificarse en dos tipos: a) los de tipo andino, en los que la placa oceánica que subduce se calienta en su descenso y genera magmas que ascienden a la superficie desencadenando actividad volcánica que provoca la acreción de la corteza; b) los de colisión, que se crean cuando la placa oceánica subduce por completo y dos masas continentales se impactan (Crespo-Blanc, 2018; Murphy & Nance, 2004).

La orogenia es el periodo de tiempo y procesos implicados en la construcción de los cinturones montañosos: magmatismo, el cual genera nueva corteza continental; metamorfismo, el cual promueve la recristalización y el rejuvenecimiento en los cinturones metamórficos; deformación, la cual se encarga de distorsionar las unidades rocosas y que se reflejan en estructuras geológicas secundarias; y sedimentación, donde se desarrolla la formación de montañas a través del transporte de grandes volúmenes de material sedimentario (Chetty, 2018). El registro de las orogenias comienza desde el Proterozoico donde dio inicio el periodo de transición en el enfriamiento secular del manto, lo que redujo la flotabilidad de la litosfera oceánica, aumentando el ángulo de subducción en los márgenes de las placas convergentes, hasta edades recientes del Cenozoico (Palin & Santosh, 2021; Stanley, 2009).

De acuerdo con Roeder (2012), en los límites de los orógenos se forman cuencas sedimentarias asociadas a los cinturones, que se rellenan de megasecuencias tectonoestratigráficas que a menudo preservan la evolución orogénica. Son en las cuencas de antepaís donde se imprime un estilo tectónico denominado de piel delgada, en el que se ven afectadas las secuencias sedimentarias que cubren el basamento (Pfiffner, 2017). El estudio de éstas es fundamental, ya que son de relevancia económica por poseer importantes volúmenes de hidrocarburos, así como yacimientos de rocas y minerales relacionados con rocas sedimentarias.

1.2 Objetivos

1.2.1 General

Describir las características implicadas en la tectónica de piel delgada, incluidos los estilos de deformación, con ayuda de la integración del estudio de dos orógenos mexicanos y dos internacionales que tengan grabados este estilo.

Identificar y explicar la influencia de esta tectónica en la génesis de recursos minerales e hidrocarburos alojados en el subsuelo de estas provincias geológicas.

Elaborar material didáctico actualizado y en español que sea de utilidad para los estudiantes de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, considerando que es un tema de interés científico y con aplicaciones en proyectos de ingeniería.

1.2.2 Específicos

- Describir los conceptos fundamentales implicados en la tectónica de piel delgada.
- Describir los principales estilos de deformación involucrados en la deformación de piel delgada.
- Estudiar dos ejemplos de orógenos mexicanos y dos internacionales que presentan deformación de piel delgada.
- Identificar la influencia de la tectónica de piel delgada en la génesis de recursos minerales e hidrocarburos alojados en el subsuelo.

1.3 Justificación

Es un tema relevante, considerando que los estilos de deformación de la tectónica de piel delgada son variados y forman importantes cadenas montañosas en México y en otros países del mundo; son arreglos claves que definen la configuración del relieve y del subsuelo en estas regiones, como por ejemplo los imponentes cinturones cordilleranos y las estructuras geológicas relacionadas a plegamiento, fracturamiento y fallamiento. Por lo tanto, explicar el origen y la evolución de este modelo tectónico y las estructuras secundarias asociadas, es esencial para tener un mejor panorama de sus características y con ello, sea posible relacionarlas con potenciales fines económicos, tales como, la exploración y explotación de recursos naturales del subsuelo, en particular de los yacimientos minerales, los acuíferos, así como de yacimientos petroleros dentro de las distintas cuencas sedimentarias relacionadas a estos orógenos. También es importante estudiar los estilos de deformación en trabajos de ingeniería aplicada, cuando se planean y construyen obras civiles como carreteras, túneles y presas.

Para ejemplificar los estilos y características de la deformación de piel delgada se analizan y describen dos ejemplos representativos de cinturones montañosos en México y dos internacionales.

Tomando en cuenta que, la comprensión de la tectónica es fundamental para diversos trabajos geológicos, este escrito busca integrar la información referente a la tectónica de piel delgada y sus alcances, con teoría y aplicaciones que serán de interés para los estudiantes y profesionistas en Ciencias de la Tierra interesados en la teoría y sus aplicaciones.

1.4 Metas

Integrar la información teórica fundamental para comprender las características de la tectónica de piel delgada a partir de los conceptos más básicos de deformación hasta ejemplificar con dos orógenos en México y dos en el mundo, así como identificar los atributos en común que sean característicos de este arquetipo.

Por otra parte, es indispensable conocer los tipos de yacimientos que pueden encontrarse en los cinturones de pliegues y cabalgaduras, además de identificar las causas de sus formaciones.

Finalmente, elaborar un trabajo escrito que integre la información previamente seleccionada e interpretada, acompañada de imágenes que puedan facilitar la comprensión del tema presentado. Se espera que este texto pueda ser una fuente de consulta para estudiantes y profesionales de las geociencias, asimismo como la base para trabajos posteriores.

1.5 Metodología

Con el fin de lograr los objetivos establecidos se llevaron a cabo las siguientes etapas:

- Recopilar trabajos publicados de geología estructural, tectónica de piel delgada y estudios de orógenos que desarrollaron esta configuración tectónica; que se encuentran en libros, revistas científicas, informes, atlas, tesis, tesinas y sitios web oficiales o de renombre.
- Analizar la información recopilada y su selección; el objetivo de este paso es seleccionar el contenido útil para evitar que se tenga un exceso de información que pueda interferir con el desarrollo de este trabajo de texto.
- Seleccionar 4 orógenos representativos de la tectónica de piel delgada: dos circunscritos al territorio mexicano y dos internacionales. Éstos han sido ampliamente documentados con antelación debido a su importancia en los contextos geológicos, económicos y sociales.
- Sintetizar la información para extraer los datos necesarios que permitan cumplir con los alcances propuestos en este texto de una manera concisa.
- Interpretar y discutir lo anterior para llevar a cabo la relación de los estilos y fases de deformación con la presencia de los recursos naturales del subsuelo, así también, de la infraestructura necesaria para el desarrollo de estas regiones.
- Finalmente, redactar un texto científico que posibilite plasmar la información discutida con anterioridad, además es fundamental seleccionar y elaborar figuras que contribuyan a la comprensión de este trabajo de investigación.

1.6 Ubicación

Este texto se enfocará al estudio de cuatro orógenos relevantes que se han desarrollado por condiciones tectónicas que originaron deformación de piel delgada, los cuales imprimen importantes rasgos fisiográficos dentro de sus demarcaciones, no dejando de lado que además influyen en la economía y en el desarrollo de las sociedades. Dos de las orogenias propuestas se encuentran en México: la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas. Por otra parte, se estudian dos ejemplos de orogenias internacionales como lo son los Himalayas y los Alpes.

La Sierra Madre Oriental (Figura 1.1) es una provincia fisiográfica ubicada al Noreste de México ($25^{\circ}22'0''$ N $100^{\circ}33'0''$ O) que se extiende desde el norte de Coahuila hasta el paralelo 20 en la costa de Veracruz (Lugo & Córdova, 1992). La longitud aproximada es de 1,300 km con una anchura promedio de 50 km, equivalente al 11% de la superficie total del país (INEGI, 2003). Esta cadena montañosa de rocas sedimentarias plegadas ocupa parte de los estados de Chihuahua, Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí, Querétaro, Tamaulipas, Hidalgo, Puebla y Veracruz; en muchos sitios su altura es bastante escasa, pocas veces sobrepasa los 1,500 m, no obstante, los grandes pliegues que conforman una sucesión de crestas alternadas con bajos oscilan entre los 2,000 y 3,000 m (González, 2004). Las elevaciones más importantes son el Cerro el Potosí en Nuevo León con 3,650 m de altitud y el Cerro de San Antonio Peña Nevada en los límites de Nuevo León y Tamaulipas, con 3,450 m (Rzedowski, 2006).

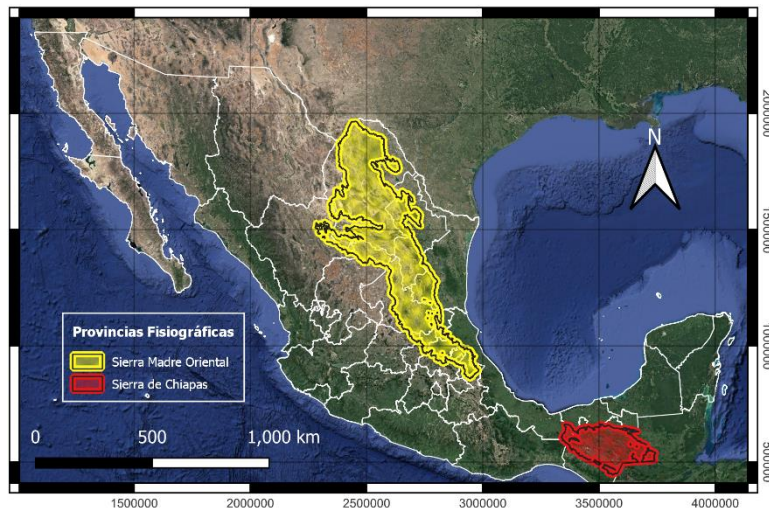


Figura 1.1 Ubicación de la Sierra Madre Oriental y de la Sierra de Chiapas. Modificada de INEGI 2001.

La Sierra de Chiapas (Figura 1.1) es un orógeno que se localiza en el sureste de México ($15^{\circ}2'2''$ N $91^{\circ}54'10''$ O) cuya extensión se prolonga a Guatemala. En México comprende las sierras del norte de Chiapas y la altiplanicie del sur del mismo estado, además del sur de Tabasco y Veracruz. En Guatemala se prolonga hacia la frontera con El Salvador y Honduras, atravesando los departamentos de San Marcos,

Quetzaltenango, Totonicapán, Sololá, Chimaltenango, Guatemala, y Jalapa. La dimensión aproximada es de 48,658.70 km² que corresponden al 3% del territorio total del país (INEGI, 2003). La elevación de esta provincia geológica asciende abruptamente desde la costa en el oeste hasta elevaciones que varían entre los 1,000 m - 3,000 m, luego desciende hacia el río Grijalva y el Valle Central de Chiapas en el este. La elevación más sobresaliente es el volcán Tacaná que se encuentra en la frontera con Guatemala el cual cuenta con una altura de 4,064 m (Rzedowski, 2006).

Los Alpes son un cinturón orogénico que se sitúa en el corazón de Europa en la latitud 46° Norte y longitud 10° Este, su extensión es de 1,200 km desde su extremo suroeste cerca del mar Mediterráneo hacia el norte hasta girar hacia el este cerca del macizo del Mont Blanc, donde alcanza altura máxima a 4,810 m (Figura 1.2). El punto más bajo de este cinturón es un cruce conocido como Semmering a 985 m que cruza desde el sur de Austria hasta Estiria (Fleming, 2020). Su superficie abarca 6 países: Austria, Francia, Alemania, Italia, Eslovenia y Suiza (Paul, Arnaud, Ranzi, & Rott, 2014).

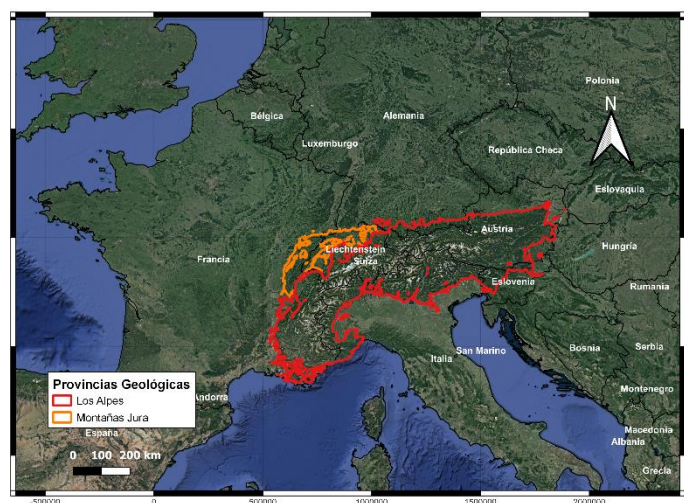


Figura 1.2 Ubicación de las provincias alpinas. Modificada de EEA (2019).

El complejo cordillerano del Himalaya se encuentra al centro sur del continente asiático con coordenadas 28°N 87°E (Figura 1.3), éste se extiende a lo largo de 2500 km de este a oeste, con una anchura en sus límites de 200 a 250 km (Le Fort, 1975). Su superficie se encuentra en el territorio de 8 países: Afganistán, Birmania, Bután, China, India, Nepal, Pakistán y Tayikistán. Es el complejo montañoso más alto de la tierra con 31 picos que superan los 7,600 metros de altura. La elevación extrema y el relieve accidentado son el resultado de fuerzas orogénicas y procesos de erosión vigorosos (Zurick, Pacheco, Shrestha, & Bajracharya, 2005). El punto más alto es el monte Everest (8,848 m) en el norte y el punto más bajo (70 m) se encuentra en Kechana Kalan del distrito de Jhapa.

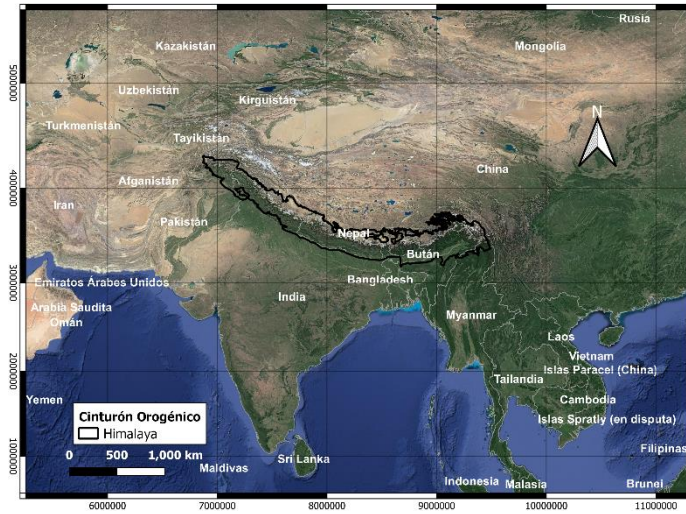


Figura 1.3 Ubicación del Himalaya. Modificada de Liu & Zhu (2022).

Capítulo 2 Conceptos fundamentales

A continuación, se describen brevemente los conceptos básicos de geología relacionados con la tectónica de piel delgada y que son necesarios para una mejor comprensión de este texto.

2.1 Fuerza

La fuerza ($F = \text{masa} \cdot \text{aceleración}$), es una medida cuantitativa de una interacción mecánica, representada vectorialmente, por lo tanto, se caracteriza por su magnitud, dirección y punto de aplicación (Ghosh, 1993).

En el Sistema Internacional de Unidades (SI), el hecho de definir la fuerza a partir de la masa y la aceleración (magnitud en la que intervienen longitud y tiempo), conlleva a que la fuerza sea una magnitud derivada. La unidad de medida de fuerza es el newton, que se representa con el símbolo: N. El newton es una unidad derivada del SI que se define como la fuerza necesaria para proporcionar una aceleración de 1 m/s^2 a un objeto de 1 kg de masa (CENAM, 2017).

Existen dos tipos de fuerzas: de cuerpo y de superficie.

a) Fuerzas de cuerpo

Son aquellas que pueden trabajar sobre un objeto a distancia donde la magnitud de la fuerza depende de la cantidad de materia afectada. Por ejemplo, las fuerzas de gravedad y el magnetismo (Trigueros, 2018).

b) Fuerza de Superficie

Las fuerzas de superficie se producen cuando dos cuerpos interactúan por medio de una superficie de contacto generando un movimiento de empuje o tensión, según sea el caso. Este tipo de fuerza siempre es generada por causas externas al cuerpo y no se relaciona con su masa. Las fuerzas de superficie se dividen a su vez en simples y compuestas, la primera propende a producir movimiento mientras que la segunda se relaciona con la generación de distorsión (Martínez & Gutiérrez, 2002).

2.2 Esfuerzo

El esfuerzo es un tipo de fuerza que se aplica o soporta la superficie de un cuerpo:

$$\text{esfuerzo} = \frac{\text{fuerza}}{\text{superficie}}$$

Los esfuerzos pueden clasificarse dependiendo de la dirección o acción que se ejerza sobre un cuerpo. Las unidades se definen como la unidad de fuerza en cada sistema dividida por la unidad de superficie: en el Sistema Internacional, la unidad es el pascal (Pa): $1 \text{ pascal} = 1 \text{ newton} / \text{m}^2$ (Martínez & Gutiérrez, 2002).

- a) Esfuerzo diferencial
Esfuerzo aplicado en direcciones diferentes (Tarbuck & Lutgens, 2013).
- b) Esfuerzo compresivo
Esfuerzos diferenciales que comprimen y acortan un cuerpo (Figura 2.1; Arellano, de la Lata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

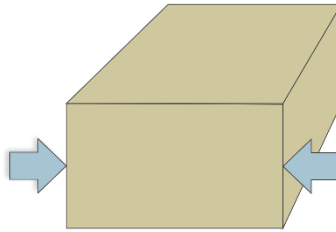


Figura 2.1 La compresión causa acortamiento de un cuerpo. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2013).

- c) Esfuerzo de tensión
El tipo de esfuerzo que tiende a alargar o separar un cuerpo (Figura 2.2; Tarbuck & Lutgens, 2013).

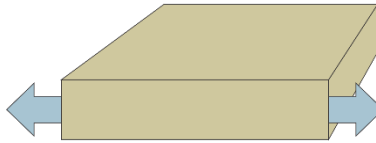


Figura 2.2 La tensión causa alargamiento de un cuerpo. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2013).

- d) Esfuerzo de cizalla
Cuando un esfuerzo no tiene un eje de aplicación, es decir, las fuerzas no son coaxiales (Figura 2.3; Arellano, de la Lata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

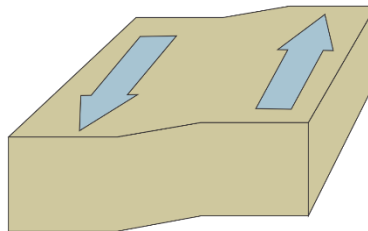


Figura 2.3 La cizalla distorsiona un cuerpo. Modificada de Tarbuck & Lutgens (2013).

2.3 Deformación

Es la transformación de la geometría inicial de un cuerpo rígido o continuo, Means (1990) define a la deformación como el cambio de posiciones de las partículas de un cuerpo continuo tal que, todas las partículas inicialmente juntas, siguen juntas en el estado deformado.

Para estipular que un cuerpo fue deformado, éste debió de sufrir al menos uno de los cuatro mecanismos de la deformación: distorsión, rotación, traslación y/o cambio de volumen (Figura 2.4).

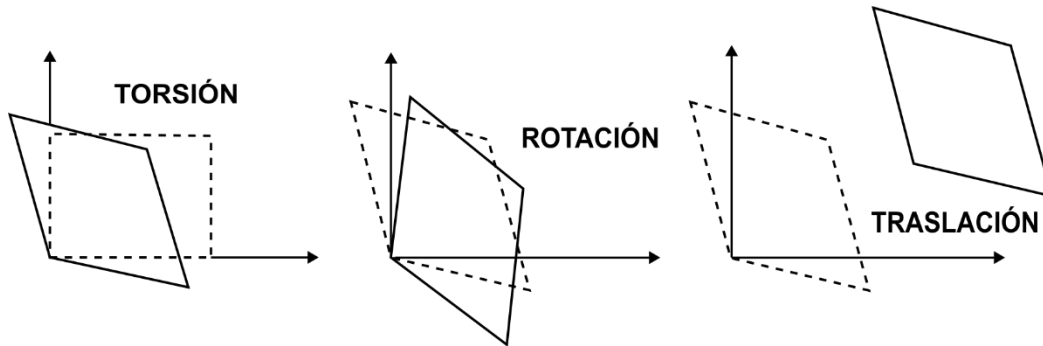


Figura 2.4 Componentes básicos de la deformación. Modificada de Means (1990).

I. Deformación frágil

La deformación frágil se refiere al cambio de forma de un material al romper sus enlaces químicos, los cuales no pueden regresar a su estado original. Esto ocurre cuando el esfuerzo aplicado supera el umbral elástico de un material y cuando la tasa de deformación es tan rápida que la deformación adicional que supera el límite de deformación elástica no puede acomodarse a través de la plasticidad (Song & Cao, 2021).

II. Deformación dúctil

La deformación dúctil indica el cambio de forma de un material a través de la flexión o el flujo durante el cual los enlaces químicos pueden romperse, pero posteriormente reformarse en nuevos enlaces. Requiere un esfuerzo que supere el umbral elástico y una tasa de deformación lo suficientemente lenta como para acomodar una mayor deformación sin romper el material (Song & Cao, 2021).

III. Deformación homogénea

Es aquella donde la deformación actúa en todo el volumen de la roca, por ejemplo, la rotación rígida y traslación son deformación homogénea por definición. Para este tipo de deformación, las líneas rectas y paralelas originales serán rectas y paralelas incluso después de la deformación.

Además, la deformación y el cambio de volumen/área serán constantes. (Fossen, 2010).

IV. Deformación Heterogénea

Después de la deformación, un cuerpo tendrá una configuración muy diferente. En el caso general el resultado será un cuerpo irregular (Ragan, 2009). Las líneas rectas se vuelven curvas después de la deformación y las líneas paralelas no permanecen paralelas después de la deformación (Arellano, de la Llata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

2.4 Estructura geológica

Es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos. Las estructuras geológicas presentan características geométricas distintivas y otros rasgos de los que sobresalen: la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, tipo de material, su distribución geográfica, etc. Las estructuras geológicas de acuerdo con su origen y sus características se dividen en primarias y secundarias (Tabla 2.1; Trigueros, 2018).

a. Estructura primaria

Son aquellas que se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento. Son características singenéticas de las rocas por lo que las características que las distinguen están presentes antes de la deformación. Las estructuras primarias pueden ocurrir en rocas sedimentarias y en rocas ígneas; su existencia es clave para interpretar los procesos de acumulación o depósito y el medio ambiente en que se formaron (Arellano, de la Llata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

b. Estructura secundaria

Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas, posteriormente a su litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura. Los cambios que experimentan las rocas son irreversibles y se expresan como deformación o metamorfismo. Las estructuras secundarias se pueden desarrollar tanto en rocas ígneas, como sedimentarias o metamórficas; sus características finales dependen de diversos factores, entre otros, la propia naturaleza de las rocas sujetas al proceso de deformación (Arellano, de la Llata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

En la Tabla 2.1 se enlistan las principales estructuras primarias y secundarias.

Tabla 2.1 Estructuras geológicas. Modificada de Arellano, de la Lata, Carreón, Morales, & Villareal (2002).

ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS			
PRIMARIAS			
Rocas Ígneas	Intrusivas	<ul style="list-style-type: none"> • Dique • Manto • Lacolito • Batolito 	<ul style="list-style-type: none"> • Facolito • Lopolito • Tronco • Diaclasa
	Extrusivas	Derrames o Coladas:	
		<ul style="list-style-type: none"> • Acordeada • AA • Pahoehoe 	<ul style="list-style-type: none"> • En bloque • Pillow lava
		Volcanes:	
		<ul style="list-style-type: none"> • Escudo • Estratovolcán 	<ul style="list-style-type: none"> • Cinerítico • Maar
		Domo	
		Caldera	
	Diaclasa		
Vesícula			
Pisolito			
Rocas Sedimentarias	Estratificación:		
	<ul style="list-style-type: none"> • Cruzada • Tabular • Convoluta 	<ul style="list-style-type: none"> • Gradada • Lenticular • Flaser 	
	Imbricación		
	Laminación		
	Marcas de agua		
	Huellas de lluvia		
	Marcas de Base		
	Grietas de desecación		
	Rizaduras:		
	<ul style="list-style-type: none"> • Oscilación 	<ul style="list-style-type: none"> • Corriente 	
Estructuras orgánicas:			
<ul style="list-style-type: none"> • Estromatolitos • Arrecifes 	<ul style="list-style-type: none"> • Galerías 		
SECUNDARIAS			
Todos los grupos de rocas	Pliegues:		
	<ul style="list-style-type: none"> • Anticlinal • Sinclinal • Anticlinorio 	<ul style="list-style-type: none"> • Sinclinorio • Monoclinal • Homoclinal 	
	Fallas:		
	Normal:	<ul style="list-style-type: none"> Horst Graben 	
	Inversa:	<ul style="list-style-type: none"> Cabalgadura Sobrecorrimiento Napa Klippe 	
	Lateral:	<ul style="list-style-type: none"> Izquierda Derecha 	
Fracturas			
Foliación			

2.5 Falla

Rotura de una masa rocosa a lo largo de la cual se produce un movimiento paralelo al plano de discontinuidad (Tarbuck & Lutgens, 2013).

a) Falla normal

Falla donde el bloque de techo se ha movido hacia abajo en relación con el bloque de piso. (Figura 2.5; Fossen, 2010).

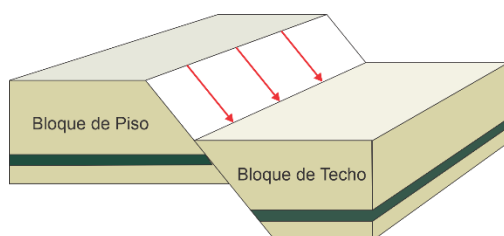


Figura 2.5 Falla normal. Modificada de Fossen (2010).

i. Graben

El bloque que desciende entre dos fallas normales de echado opuesto (Ghosh, 1993).

ii. Horst

Bloque alargado y elevado entre fallas normales (Ghosh, 1993).

b) Falla inversa

Falla donde el bloque de techo se ha movido hacia arriba en relación con el bloque de piso (Figura 2.6; Ragan, 2009).

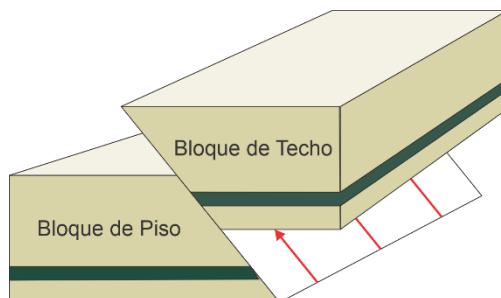


Figura 2.6 Falla inversa. Modificada de Fossen (2010).

i. Cabalgadura

Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de 1 a 10 km (Arellano, de la Lata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

ii. Napa

Falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a 40 km (Arellano, de la Lata, Carreón, Morales, & Villareal, 2002).

iii. Décollement

También conocido como despegue o superficie de despegue es una superficie de falla paralela a un horizonte o capa mecánicamente débil, o paralela a la estratificación, que despega o separa las rocas deformadas suprayacentes de las rocas no deformadas, o deformadas en forma diferente, que se encuentran debajo (Schlumberger, 2022).

a) Falla lateral o transcurrente

El movimiento de los bloques se da en dirección del rumbo del plano de falla, corresponde a una falla de transcurrencia o falla lateral, pudiendo ser lateral izquierda o lateral derecha (Figura 2.7; Trigueros, 2018).

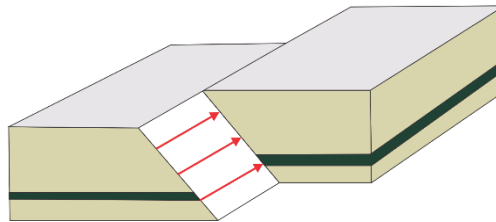


Figura 2.7 Falla lateral. Modificada de Fossen (2010).

I) Estructuras de Flor

Las estructuras de flor son características típicas de las zonas de fallas transcurrentes. Se han identificado convencionalmente dos tipos distintos de estructuras florales basadas en diferencias en su arquitectura estructural interna: estructuras de flor negativas y estructuras de flor positivas (Huang & Liu, 2017).

- Falla lateral de flor negativa

En las zonas con fallas transcurrentes en la corteza divergente, o estadio de transtensión, las rocas descienden para formar una estructura en flor negativa, por lo que las fallas de segundo orden son normales (Schlumberger, 2012).

- Falla lateral de flor positiva

En las zonas en las que las fallas de desplazamiento de rumbo se forman en la corteza convergente, o estadio de transpresión, las rocas son falladas en sentido ascendente formando una estructura en flor positiva, por lo que las fallas de segundo orden son inversas (Schlumberger, 2012).

2.6 Pliegue

Un pliegue es una estructura secundaria formada por la distorsión de un volumen de material rocoso que se manifiesta como una curva o varias en los elementos lineales o planos (Ragan, 2009).

A continuación, se describirán las estructuras características de regímenes de la tectónica de piel delgada.

a) Pliegue de desprendimiento

Cuando la trayectoria de esfuerzo enterramiento de la sección de roca y el esfuerzo tectónico se cruza con la envolvente de inestabilidad de plegamiento antes que la envolvente de inestabilidad de falla (Figura 2.8; Nemcok, Schamel, & Gayer, 2005).

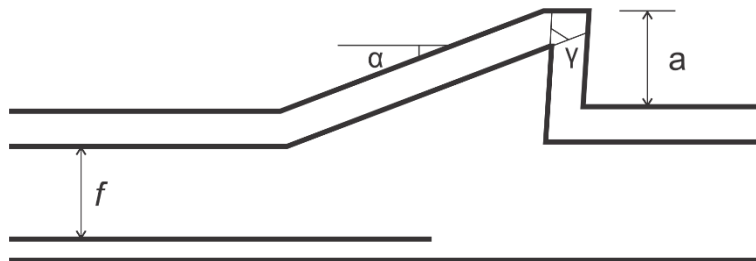


Figura 2.8 Pliegue de desprendimiento. γ es el ángulo entre extremidades, α es el ángulo de la extremidad posterior, f es la distancia vertical entre la base de la capa competente y el desprendimiento, a es la amplitud del pliegue. Tomada de Nemcok, Schamel, & Gay (2005).

b) Pliegue de propagación de falla

Cuando la trayectoria de esfuerzo de enterramiento de la sección de roca y el esfuerzo tectónico se cruza con la envolvente de inestabilidad de falla sincrónicamente con la envolvente de inestabilidad de plegamiento (Figura 2.9; Nemcok, Schamel, & Gayer, 2005).

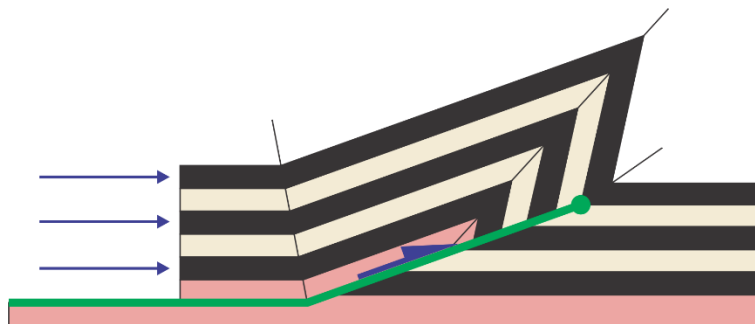


Figura 2.9 Pliegue de propagación de falla. Modificado de Fossen (2010).

c) Pliegue por flexión falla

Pliegue que se forma en el bloque de techo en respuesta a una curva o flexión en la superficie de falla. Tradicionalmente un pliegue que se forma sobre una rampa de falla inversa (Figura 2.10; Fossen, 2010).

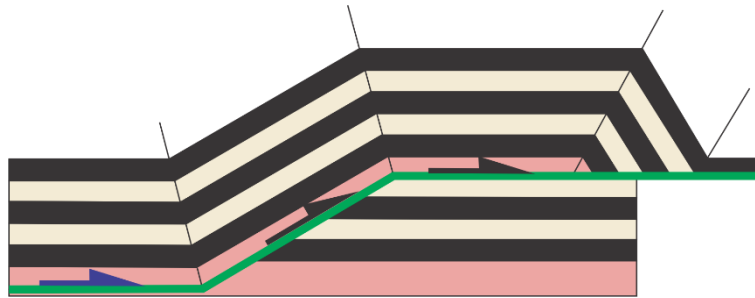


Figura 2.10 Pliegue por falla. Modificado de Fossen (2010).

d) Zona de Imbricación

Una serie de fallas inversas que se inclinan en la misma dirección y se despliegan en un piso de falla, pero no necesariamente limitados por un techo de falla. También se utiliza para una disposición similar de fallas normales (Figura 2.11; Fossen, 2010).

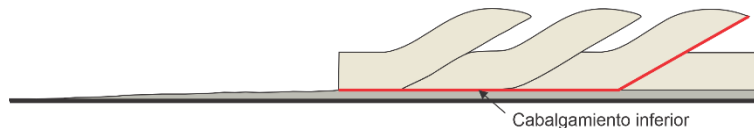


Figura 2.11 Zona de imbricación. Modificada de Fossen (2010).

e) Dúplex

Las fallas imbricadas generalmente se encuentran tanto con el piso como con el techo de la falla inversa de manera asintótica. Tal sistema de fallas inversas se conoce como dúplex (Figura 2.12; Ghosh, 1993).



Figura 2.12 Dúplex. Modificada de Fossen (2010).

2.7 Tectónica

De la palabra griega "tektos" – construir. El conocimiento de cómo se está construyendo la litosfera a medida que las rocas o los sedimentos ceden después de un período de acumulación de esfuerzos. Algunos ejemplos son las interacciones de placas (tectónica de placas), los movimientos de sal (tectónica de sal), el efecto de los glaciares (glaciotectónica) y el colapso de orógenos o escarpes de fallas (tectónica de gravedad; Fossen, 2010).

La diferenciación de material que comenzó desde el inicio de la Tierra tuvo como resultado la formación de capas principales las cuales pueden clasificarse con base en su composición química o en función de su comportamiento mecánico.

a) Capas de la Tierra de acuerdo con su composición química.

i) Corteza

La corteza es la capa superior de la Tierra. En su estado normal, tiene entre unos 30 km de espesor, dependiendo de si se trata de corteza oceánica o continental, no obstante, puede alcanzar espesores de hasta 80 km. Químicamente, es altamente diferenciada y muy heterogénea, pero muchas de sus propiedades mecánicas y físicas (por ejemplo, densidad, conductividad o reología) son aproximadas con las del cuarzo (Figura 2.13; Stüwe, 2007).

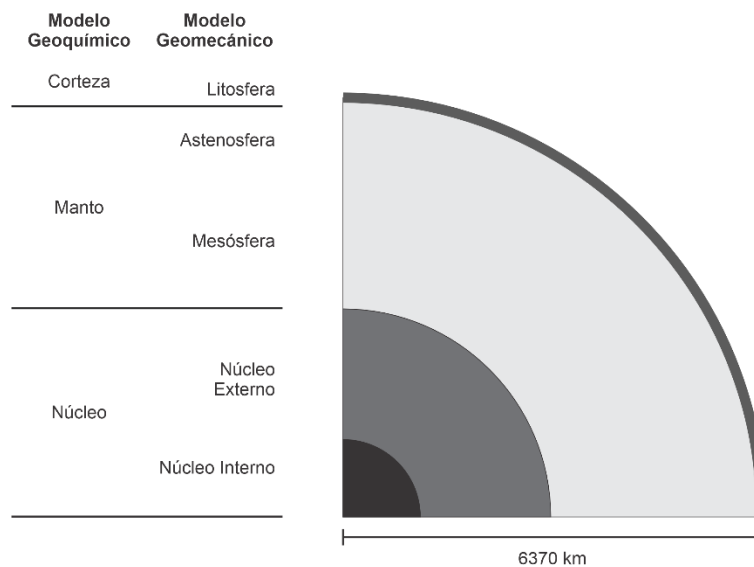


Figura 2.13 Capas de la Tierra. Modificada de Stüwe (2007).

ii) Manto

El manto está compuesto en gran parte por olivino y, a mayores profundidades, sus productos de descomposición de alta presión. El contacto de la trayectoria y velocidad de ondas sísmicas claramente visible entre la corteza y el manto se llama discontinuidad de Mohorovic (abreviado: Moho). Desde el Moho el manto llega hasta una profundidad de unos 2,900 km (Figura 2.13; Stüwe, 2007).

iii) Núcleo

El núcleo es la capa más interna de la Tierra aproximadamente a 2,850 km por debajo de la superficie terrestre, está constituido principalmente por metales pesados, en particular de hierro y níquel (Figura 2.13; Stüwe, 2007).

b) Capas de acuerdo con su comportamiento mecánico.

i) Litosfera

La litosfera es la capa externa de la Tierra con comportamiento rígido, está fraccionada en placas móviles que se conocen como placas tectónicas. Involucra tanto una corteza como una parte del manto (Figura 2.13; Stüwe, 2007).

ii) Astenosfera

La astenosfera consiste en el manto dúctil que subyace a la litosfera. Asthenosignifica falta de fuerza, y la propiedad más distintiva de la astenosfera es el movimiento. Debido a que es mecánicamente débil, esta capa se mueve y fluye debido a las corrientes de convección creadas por el calor proveniente del núcleo de la Tierra. A diferencia de la litosfera que consta de múltiples placas, la astenosfera está relativamente intacta. (Figura 2.13; Stüwe, 2007; Johnson, Affolter, & Mosher, 2021).

iii) Mesosfera

Comprende el resto del manto, es decir, la parte más profunda del manto superior y todo el manto inferior, es más rígida e inmóvil que la astenosfera. Ubicada a una profundidad de aproximadamente 410 y 660 km debajo de la superficie terrestre, la mesosfera está sujeta a presiones y temperaturas muy altas (Figura 2.13; Johnson, Affolter, & Mosher, 2021).

iv) Núcleo externo

Es una capa líquida de 2 270 km de grosor. El movimiento del hierro metálico en esta zona es la que genera el campo magnético de la Tierra (Figura 2.13; Tarbuck & Lutgens, 2013).

v) Núcleo interno

Es una esfera con un radio de 1 216 km. A pesar de su temperatura más elevada, el hierro del núcleo interno es sólido debido a las inmensas presiones que estén en el centro del planeta (Figura 2.13; Tarbuck & Lutgens, 2013).

2.8 Límite de placas

Los límites de placas son aquellas zonas o bordes donde las placas tectónicas entran en contacto unas con otras, las principales deformaciones que ocurren en las placas están relacionadas al tipo de límite los cuáles pueden ser:

a) Convergente

También conocido como destructivo, es aquel en el cual dos placas chocan por tener movimientos con dirección contraria, haciendo que la placa más densa sea empujada por debajo de una placa menos densa y acabe siendo parcialmente

fundida en el manto. También puede implicar la colisión de dos placas continentales para crear un sistema montañoso (Tarbuck & Lutgens, 2013).

b) Divergente

O constructivo hace referencia cuando dos placas se separan una de otra debido a movimientos que las alejan. Cuando dos placas oceánicas se separan, la corteza adelgaza y se fractura a medida que el magma, derivado de la fusión parcial del manto, asciende a la superficie, se cuela en las fracturas verticales y fluye sobre el suelo marino; al llegar a la superficie, sufre cambios formando una nueva corteza oceánica (SGM, 2017).

c) Límite de placa transformante

Borde en el cual dos placas se deslizan una con respecto a la otra de manera más o menos paralela sin crear ni destruir litosfera, (Tarbuck & Lutgens, 2013).

2.9 Tectónica de piel delgada

Este término se aplica a la deformación de estratos sedimentarios (cobertura) de las cuencas de antepaís que se encuentran sobre las rocas del basamento (sustrato) no deformadas. Se encuentran separados por un nivel de despegue. (Niemeyer, 1999).

2.10 Tectónica de piel gruesa

Es un estilo estructural donde las fallas inversas o las estructuras de pliegue afectan a toda la corteza continental para producir elevaciones del basamento a gran escala (Pfiffner, 2006).

2.11 Cuenca Sedimentaria

Son las áreas de la superficie terrestre en las que se han podido acumular grandes espesores de sedimentos durante un largo intervalo de tiempo. Una cuenca sedimentaria es un sector de la corteza terrestre que durante un intervalo de tiempo ha estado sometido a subsidencia y en el que la sedimentación ha rellenado parcial o totalmente el volumen capaz de ser rellenado (Vera, 1994).

a) Cuencas Piggy back

Cuencas que se forman y se llenan mientras fueron llevadas en movimiento sobre las napas (Ori & Friend, 1984).

b) Cuenca de Antepaís

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 de pliegues y cabalgamientos periféricos o de retroarco (Figura 2.14; Decelles, 1996 como se citó en Gómez, 2015).

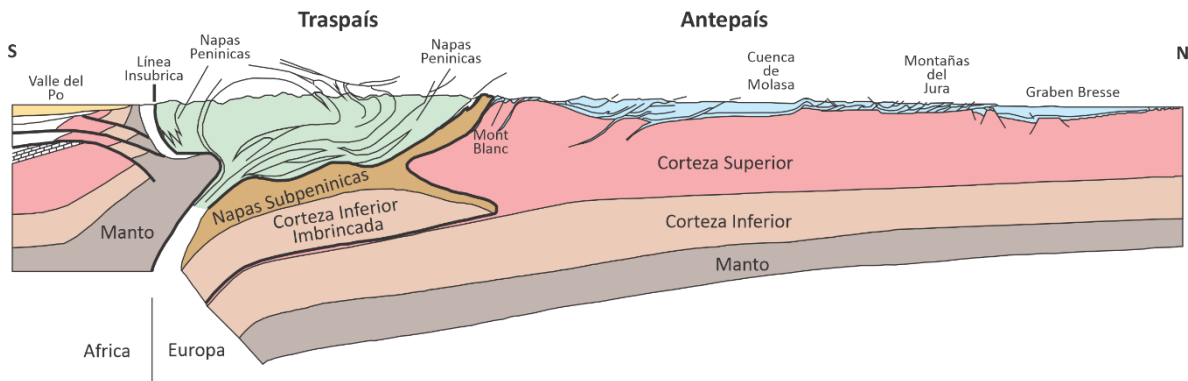


Figura 2.14 Sección transversal de los Alpes, que muestra la deformación del antepaís de piel delgada en el norte (derecha) y la deformación más generalizada y complicada en el Traspais. Se indica imbricación de la corteza inferior, con base en información sísmica. Modificada de Fossen (2010).

c) Cuenca de Traspais

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 decir, todas las partes de un orógeno detrás de un cinturón de pliegues y cabalgaduras constituyen el traspais, independientemente del origen genético (Figura 2.14; Loza, 2014).

d) Cuenca de Margen Pasivo

En este tipo de cuencas la actividad orogénica está ausente dentro y en los márgenes de la cuenca. La acumulación ocurre en forma de cuña que aumenta en espesor conforme se dirige al mar con depósitos de plataforma con 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 turbidíticos de dorsal y planicie abisal en la corteza oceánica (Gómez, 2015).

e) Cuenca Pull Apart

Características de regímenes transtensionales, son depresiones topográficas que se forman entre dos fallas relativamente paralelas, conocidas también como zonas de desplazamiento principal, que por una curva o escalón de la falla transcurrente produce un graben que tiende a rellenarse rápidamente con sedimentos. Los modelos tradicionales de vista en planta de cuencas separadas por lo general muestran una depresión rómbica. (Wu, McClay, Whitehouse, & Dooley, 2012)

f) Cuencas de Margen Convergente

- Antearco

Se forman entre el prisma de acreción y el arco volcánico, su subsidencia se encuentra marcada por la carga de sedimentos. La tectónica de placas gobierna la iniciación de subducción, además del posible desarrollo de este tipo de cuencas (Loza, 2014).

- Intraarco

Cuencas desarrolladas dentro de arcos magmáticos, estas se pueden clasificar en dos tipos: oceánicas y continentales. Las cuencas oceánicas de intraarco se ubican dentro del arco volcánico en un margen con corteza oceánica relacionada, por otra parte, las secuencias continentales se encuentran también dentro del arco volcánico, pero en este caso asociado a un margen continental (Loza, 2014).

- Trasarco

Cuencas de origen extensional, formados por rifting y expansión del piso oceánico. 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. Muchas de estas cuencas no son extensionales, formándose sobre regímenes de esfuerzo neutrales (Gómez, 2015).

g) Cuencas Asociadas a Tectónica Salina

También conocidas como minicuencas, son pequeñas cuencas o depresiones, que presentan subsidencia en sal relativamente espesa. Una representación clásica de estas cuencas es en sinclinal de sedimentos en forma de plato con diámetros de unas cuantas decenas de kilómetros hundiéndose en una extensión de sal mucho más amplia (Jackson & Hudec, 2017).

2.12 Orógeno

Cinturón estrecho y alargado, de incluso miles de kilómetros de longitud, en el que la corteza terrestre ha sido deformada fundamentalmente por un proceso tectónico denominado orogenia (Carcavilla, 2018).

i. Orogenia

Procedente del griego “*oros*” que significa montaña y “*genia*” que significa origen. Es un periodo de tiempo en el que se producen acreciones magmáticas y tectónica que provocan engrosamiento cortical, deformación, metamorfismo, levantamiento del terreno y erosión (Carcavilla, 2018).

ii. Cuña orogénica

El área en forma de cuña (como se ve en la sección transversal) de los alóctonos en una zona orogénica o cordillera: más gruesa en el traspais y adelgazando hacia el antepais (Fossen, 2010).

iii. Orógeno tipo andino

Los orógenos de tipo andino se generan en zonas de convergencia, cuando la subducción de la corteza oceánica por debajo de una placa de naturaleza continental lleva unas pocas decenas de millones de años funcionando (Crespo-Blanc, 2018).

iv. Orógeno de colisión

Durante una convergencia de placas, cuando desaparece la litosfera oceánica que separa dos continentes, éstos terminan enfrentándose: se genera un orógeno de colisión. Junto con el océano, al principio de la colisión, la parte continental de la placa está arrastrada en la zona de subducción, pero no por mucho. En efecto, la relativa flotabilidad de la litosfera continental subducida impide que este proceso prosiga y se bloquea la subducción. Una vez que la convergencia se ha ralentizado (o cesado), la litosfera oceánica atada a la placa subducida puede romperse bajo su propio peso. Una cuña de material astenosférico caliente (y ligero) ocupa su espacio, lo que favorece la fusión de la litosfera continental situada por encima. Además, el restablecimiento del equilibrio isostático acentúa la formación de los relieves (Crespo-Blanc, 2018).

b) 2.13 Montaña

Las montañas son formas del relieve con ciertas características: 1) Elevación con respecto al relieve circundante. 2) Delimitadas por laderas con fuertes pendientes: aunque el problema en este caso es establecer el límite entre las montañas y los picos que las forman. 3) Que den lugar a un relieve abrupto: además de laderas con fuertes pendientes, las montañas se caracterizan por tener escarpes, cortados, aristas, valles que las separan, etc., y otros rasgos que aportan una sensación de verticalidad y rugosidad topográfica (Carcavilla, 2018).

c) 2.14 Valle

Depresión entre montañas por donde suele discurrir el agua. Pueden tener forma de V, si el agente geológico modelador es el agua superficial, y forma de U, si el agente erosivo es el hielo de un glaciar (SGM, 2017).

d) 2.15 Meseta

Zonas llanas que destacan de los relieves colindantes por su altura. Suelen ser estructuras muy antiguas que han sido erosionadas a lo largo de millones de años. Son transformadas por agua superficial (SGM, 2017).

e) 2.16 Cratón

Una zona estable de la corteza continental que durante mucho tiempo no experimentó actividad orogénica considerable o tectónica de placas. Un cratón incluye un basamento cristalino de roca normalmente precámbrica denominado escudo, y una plataforma en la que los sedimentos dispuestos en forma horizontal o casi horizontal o la roca sedimentaria rodean el escudo (Schlumberger, 2012).

a) Escudo

Es una región continental cratónica en el que las rocas precámbricas de origen ígneo o metamórfico tienen gran extensión y son relativamente planas (Tarbuck & Lutgens, 2013).

b) Plataforma estable

Parte del cratón cubierta por rocas sedimentarias relativamente no deformadas y planas, debajo de la cual yace el basamento de un cratón (Tarbuck & Lutgens, 2013).

2.17 Estructura Salina

Los volúmenes de sal en la corteza han sido durante mucho tiempo conocidos por tomar una gran variedad de formas, generalmente se les nombra estructuras salinas a aquellos cuerpos que no se presentan en el sentido estricto con la forma establecida en la definición, por ejemplo, diapiros cuando intrusionan a la secuencia sedimentaria más joven y toldo o pabellón (canopy) cuando se sobreponen a otra secuencia en sentido horizontal o subhorizontal (Trigueros, 2018).

a) Domo

Un diapiro en forma de hongo (fungiforme) o de tapón, compuesto de sal, que posee comúnmente una roca de cubierta suprayacente. Los domos salinos se forman como consecuencia de la flotabilidad relativa de la sal (baja densidad) cuando se encuentra sepultada por debajo de otros tipos de sedimentos. La sal fluye en forma ascendente para formar domos salinos, mantos, pilares y otras estructuras (Schlumberger, 2018).

b) Diapiro

Un cuerpo o masa relativamente móvil de composición salina principalmente o de magma o lodo saturado con agua y/o arena, que intrusiona las rocas preexistentes, normalmente en sentido vertical. A alta presión, la sal se deforma plásticamente y se comporta como un "magma intrusivo" que deforma y perfora los sedimentos suprayacentes. A veces, los domos y diapiros salinos llegan a la superficie (Trigueros, 2018).

c) Canopie o Toldo

Son estructuras complejas formadas por fusión parcial o total de los bulbos. Estos cuerpos se juntan a lo largo de suturas de sal y pueden o no estar conectados a la sal madre a través de los tallos (Rojas, C. 2010, como se citó en Trigueros, 2018).

d) Soldadura de sal

Una soldadura de sal es una superficie o zona delgada que marca un cuerpo de sal desvanecido. La soldadura resulta de una pérdida completa o casi completa de sal por flujo o disolución. Como tal, una soldadura es una estructura de sal negativa. Las soldaduras pueden separar los estratos concordantes, pero son más fáciles de reconocer donde uno o ambos estratos de contacto son discordantes para la superficie de soldadura (Jackson & Hudec, 2017).

Capítulo 3 Ejemplos de orógenos con tectónica de piel delgada

3.1 Estilos Tectónicos

3.1.1 Tectónica de Piel Delgada

La tectónica de piel delgada es un proceso de deformación que evoluciona principalmente en las cuencas de antepaís, donde se ven afectadas las secuencias marinas someras y continentales de modo que, la distorsión es típicamente del orden de 1 a 10 km de profundidad (Figura 3.1). La cubierta sedimentaria acortada, se encuentra separada del basamento mediante una superficie de despegue que consiste en rocas mecánicamente débiles (Pfiffner, 2017). Las estructuras comunes de este tipo de deformación son la imbricación clásica y los dúplex ligadas a fallas inversas en los cuales la propagación de la deformación suele ser hacia el exterior del cinturón deformado, según el tipo de secuencia denominado “piggy-back”, de forma que el cabalgamiento más exterior de todos es el que limita el orógeno; es generalmente el último en formarse y, en su movimiento, lleva a cuevas a todos los demás (Martínez & Gutiérrez, 2002).

Una de las particularidades de este estilo tectónico son las fallas de ángulo bajo; los cabalgamientos rara vez cortan la estratigrafía en ángulos mayores de 35° excepto cerca de donde las fallas alcanzan la superficie. Cualquier ángulo más pronunciado del plano de falla es generalmente el resultado de un plegamiento posterior (Coward, 1983). Frecuentemente, se puede observar cómo todos los cabalgamientos se unen asintóticamente a uno basal que es subhorizontal y que acaba enraizándose en el basamento. Otros de los rasgos de la deformación de piel delgada es la ausencia de metamorfismo o en su caso, manifiestan metamorfismo de grado bajo; así mismo la intrusión de rocas graníticas es carente durante la orogenia o al final de ésta. Aunque en las zonas externas puede haber estructuras de deformación interna, ésta no suele ser muy intensa (Martínez & Gutiérrez, 2002).

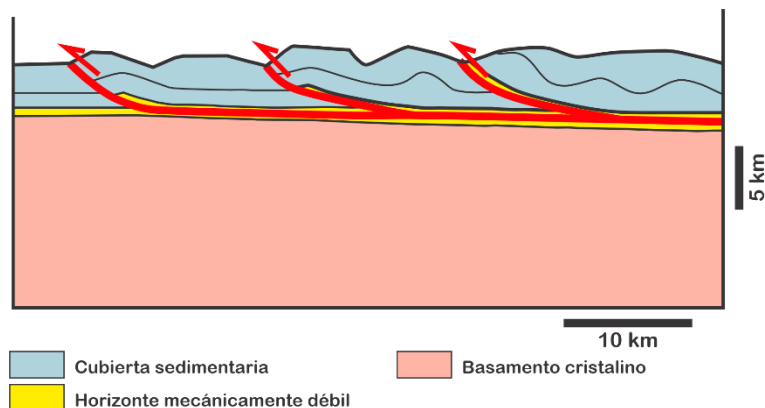


Figura 3.1 Sección transversal esquemática que muestra el estilo básico de la tectónica de piel delgada. Modificada de Pfiffner (2017).

3.1.2 Tectónica de Piel Gruesa

Esta clase de deformación ocurre de manera especial en las cuencas de traspáis, las repercusiones en esta área son más complejas puesto que se ven involucrados niveles más profundos de la corteza, por lo tanto, el basamento de este sector se ve comprometido durante el proceso orogénico, esta singularidad es el fundamento del estilo para ser nombrado como tectónica de piel gruesa (Figura 3.2). Al acortar y engrosar el basamento, la corteza podría alcanzar el doble de su espesor, las napas pueden ser más gruesas que en el antepaís. Mientras que en la tectónica de piel delgada las fallas son de ángulo bajo, en este estilo las fallas son de mayor ángulo, no obstante, en la parte superficial se pueden observar estructuras similares a las que se forman en una tectónica de piel delgada. Sin embargo, el reajuste isostático y la erosión en general no permiten la conservación de testigos de esas partes altas y lo que aflora son rocas que se deformaron a profundidades de entre 10 y 40 km.

El engrosamiento de la corteza también puede dar cabida a metamorfismo de grado medio a alto y a la fusión de las rocas donde los fluidos resultantes son principalmente de composición granítica. Las estructuras típicas de las zonas internas son los grandes pliegues, a menudo recumbentes, y los clivajes pizarrosos, esquistosidades y bandeados gnéisicos (Martínez & Gutiérrez, 2002). Otra característica es la aparición de arcos de islas o el cabalgamiento de terrenos alóctonos, empujados hacia el margen continental desde un océano previo a la colisión durante la colisión continente-continente. Las napas del traspáis pueden variar desde internamente no deformadas hasta penetrantemente deformadas. Cuando se pliegan de manera penetrante, se les puede denominar napas plegadas. Las napas que están internamente deformadas hasta el punto de mostrar textura milonítica general se denominan napas de milonita (Fossen, 2010).

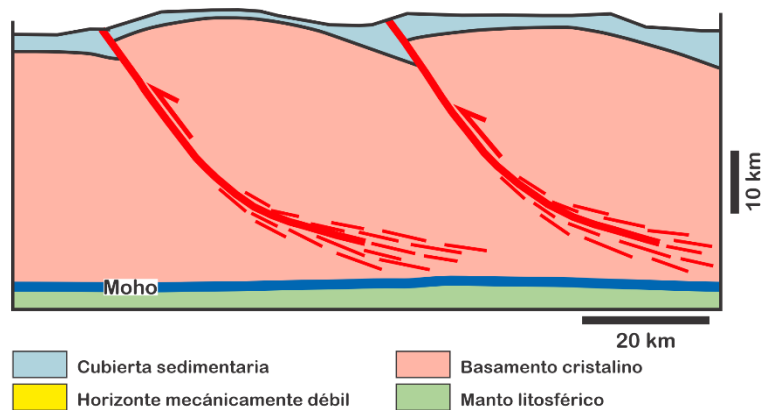


Figura 3.2 Sección transversal esquemática que muestra el estilo básico de la tectónica de piel gruesa. Modificada de Pfiffner (2017).

A pesar de que las clases descritas anteriormente representan una forma conveniente para la caracterización del estilo estructural de una sección continental deformada, la mayoría de los orógenos suelen mostrar ambos tipos de estilo en

estrecha proximidad. Además, los dos estilos pueden emerger de secciones de la corteza inicialmente colocadas directamente una encima de la otra (Pfiffner, 2017). En algunos casos, las fallas de cabalgamiento son paralelas al contacto de la cubierta del basamento o unos pocos kilómetros por debajo de este contacto y, por lo tanto, delimitan secciones de basamento relativamente delgadas. Estos también se pueden apilar en un cúmulo de capas múltiples como se muestra en la Figura 3.3. Este fenómeno se ha denominado "basamento involucrado en tectónica de piel delgada" (Pfiffner, 2006).

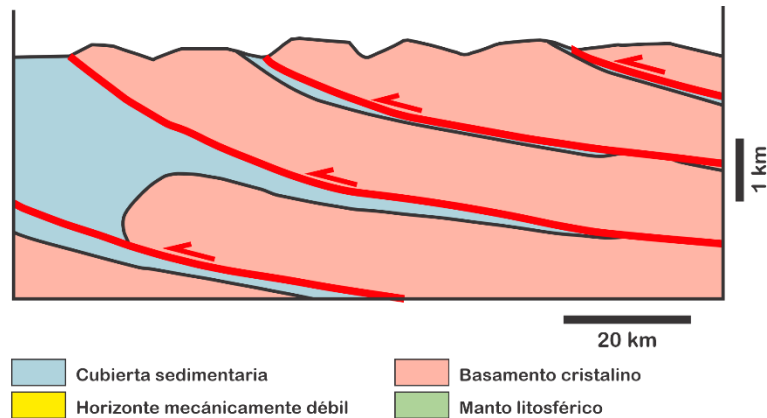


Figura 3.3 Sección transversal esquemática que muestra el estilo básico del basamento involucrado en tectónica de piel delgada. Modificada de Pfiffner (2017).

3.2 Ejemplos mexicanos

3.2.1 Sierra Madre Oriental

Cinturón de pliegues y cabalgaduras más importante de México, se compone principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrígenas del Mesozoico que sobreyacen un basamento diversificado con rocas del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (Padilla y Sanchez, 1985), que fueron plegadas debido a un acortamiento ocurrido durante el Cretácico Tardío – Paleógeno relacionado a la Orogenia Laramide (Williams, y otros, 2020), no obstante, Fitz-Díaz y colaboradores (2018) redefinen la deformación del cinturón en toda su variabilidad estructural como el orógeno mexicano.

3.2.1.1 Evolución

Previo a la deformación, durante el Jurásico Tardío, comenzó la sedimentación marina generalizada en el noreste de México relacionada a la separación de Norteamérica y Suramérica. Simultáneamente, la cuenca trasarco de Arperos se abrió al este de un arco magmático continental activo al oeste, resultado de un roll-back de la paleoplaca Farallón que subducía con gran empujamiento (Mora-Klepeis, 2021; Fitz-Díaz, Lawton, Juárez-Arriaga, & Chávez-Cabello, 2018; Cross, 2012).

El inicio de la orogenia se originó por el cambio en el movimiento de la placa continental de Norteamérica provocando su migración hacia el noroccidente y el

occidente lo que ocasionó la subducción progresiva de las placas oceánicas del Farallón y Kula, lo que dio como consecuencia que el arco magmático desarrollado durante el Jurásico Tardío migrara hacia el noreste en el interior del continente, seguido por otros arcos magmáticos hasta el Cretácico Superior Temprano (Aguayo-Camargo & Cordova, 1987; Damon, Shafiqullah, & Clark, 1981).

A principios del Cretácico Tardío, la Cuenca de Arperos en el sur y el centro de México estaban bajo compresión por el amalgamiento del Bloque Guerrero que provocó el cabalgamiento de estos, formando una sutura y una cuenca de antepaís al este, que concluyó con el acortamiento generalizado que formó el cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (Mora-Klepeis, 2021; Centeno-García, Guerrero-Suastegui, & Talavera-Mendoza, 2008).

Finalmente, Fitz-Díaz, Lawton, Juárez-Arriaga, & Chávez-Cabello (2018) infieren una ruptura de la placa de paleo Farallón en el Albiano como resultado de las direcciones de subducción opuestas debajo del terreno Guerrero, lo que podría haber causado la interacción entre las dos losas en subducción.

En el Eoceno Superior, el arco magmático tuvo su máximo avance hacia el interior de México, desde el Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior, éste empezó a retrogradar hacia las costas del Pacífico (Aguayo-Camargo & Cordova, 1987).

3.2.1.2 Estratigrafía

El basamento de la SMO_r es heterogéneo en toda su extensión, las rocas presentes varían en litologías y edades, como gneises precámbricos o esquistos jurásicos (Chávez, Torres, Porras, Cossio & Aranda, 2011).

Para explicar de mejor manera la estratigrafía y los cambios de facies laterales asociados a diferentes elementos paleogeográficos que conforman la SMO_r, se tomó la división que propone Fitz-Díaz y otros (2018) en la cual se establecen 3 áreas principales de este a oeste: a) el antepaís invertido que a su vez se compone de las Cuencas de Veracruz, Tampico-Misantla y Sabinas; b) cuenca antepaís Monterrey – Saltillo que abarca las Cuencas La Popa, Parras y la Plataforma Valles - San Luis Potosí; c) Cuenca de Zimapán.

Las rocas mesozoicas más antiguas del antepaís invertido corresponden a lechos rojos (areniscas y conglomerados) Triásicos del Grupo Huizachal que supreyacen a los gneises precámbricos (Padilla y Sánchez, 1982); en algunas localidades subyacen en fuerte discordancia angular y en algunos casos, a una delgada sección de sedimentos rojos de probable edad Jurásico Superior (Fm. La Joya) y en otros, a calizas oxfordianas de la Fm Zuloaga, capas yesíferas de la Fm. Olvido o rocas clásticas fosilíferas intercaladas con caliza de la Fm. La Casita (Carrillo-Bravo, 1971).

En la cuenca Tampico Misantla, se depositaron calcarenitas y lutitas carbonatas con gran influencia de materia orgánica continental pertenecientes a la Fm. Santiago,

resultado de una transgresión del mar. La reactivación de las fallas normales provocó la formación de horsts y grabens, que dieron lugar a una distribución heterogénea de facies de aguas profundas y poco profundas. A su vez, en el Cretácico Inferior estas rocas fueron cubiertas por estratos delgados de mudstone negras con abundantes bandas de pedernal (Formaciones Tamán, Pimienta y Tamaulipas), así como pequeñas capas de caliza intercaladas con lutitas de la Fm. Taraises, y luego por dos paquetes de sedimentos clásticos, uno del Cretácico Superior (Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez), y otro Paleoceno-Eoceno (Formaciones Velasco, Chicontepec, y Chalma). En el segmento norte de esta zona, la Fm Cupido de calizas grises sobreyace a la Fm. Taraises (Fitz-Díaz, y otros, 2012).

En la Cuenca Sabinas se acumularon aproximadamente 6 km de rocas sedimentarias marinas, evaporíticas y fluviales que presentan un registro estratigráfico que va del Jurásico Medio hasta el Paleógeno (Eoceno), en tres etapas principales: una etapa inicial de depósito de rift (Jurásico Medio-Tardío), con rocas sedimentarias siliciclásticas y evaporitas; una etapa intermedia de facies dominadas por plataformas con carbonatos, evaporitas y depósitos siliciclásticos costeros (Cretácico Inferior); y una etapa terminal, regresiva con sedimentación terrígena característica de una cuenca antepaís (Cretácico Superior-Paleógeno) (Perelló, 2021).

Las Cuencas de Parras y La Popa al norte de la SMOr fueron depocentros individuales de la cuenca antepaís que estuvieron conectados antes del avance de la Saliente de Monterrey. Incluye una sucesión triple de carbonatos de aguas profundas más antiguos, siliciclásticos intermedios de aguas profundas, depósitos continentales y de aguas poco profundas más jóvenes análogos a la sucesión estratigráfica en una cuenca de antepaís en evolución vacía a sobrellenada. Los carbonatos de aguas profundas incluyen las formaciones Cuesta del Cura e Indidura. Estas formaciones consisten en carbonatos pelágicos de aguas profundas y lutitas, que en combinación con mudstones de foraminíferos superpuestos, lutitas y tobas de las formaciones Caracol y San Felipe, representan una sucesión cada vez más profunda hacia arriba al comienzo del Cretácico Superior, que señala el aumento del tirante de agua del sistema de deposición de carbonato del Cretácico Inferior. Las lutitas suprayacentes y la arenisca de la sucesión siliciclástica intermedia, que incluye las formaciones Parras y Méndez, registran afluencia de sedimentos siliciclásticos en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano distal en el Santoniano. Al norte del cinturón transversal de Parras, se tiene una sucesión superior de aguas poco profundas, que incluye depósitos marinos, deltaicos y continentales poco profundos del Grupo Difunta, se depositó entre el Campaniano Tardío y el Eoceno Temprano mediante sistemas de dispersión de sedimentos orientados paralelamente al eje de la cuenca (Fitz-Díaz, Lawton, Juárez-Arriaga, & Chávez-Cabello, 2018).

El Jurásico Tardío, al oriente de la Plataforma Valles-SLP está representado por la Fm. Santiago compuesta principalmente por calizas micríticas y lutitas que se emplaza de manera inconforme sobre el basamento precámbrico. Durante el Cretácico se depositaron plataformas carbonatadas con 1,500 a 2000 m de espesor (Fm. Abra y Tamabra) sobre calizas y evaporitas de la Fm. Guaxcamá. De manera suprayacente en el sector central-este de la SMOr, se encuentra la Fm. Soyatal del Cretácico Tardío con clastos pelágicos-detríticos, los cuales fueron sumergidos por un importante aumento del nivel del mar durante el Turoniano. La Plataforma Valles-San Luis Potosí es cabalgada a lo largo de su margen occidental por rocas de la Cuenca de Zimapán, que consisten en calizas basales del Cretácico Inferior con bandas de pedernal y calcarenitas (Formaciones Tamaulipas y Trancas), depositadas en la parte superior de los volcanoclasticos Titoniano-Berriasianos y cubiertas por turbiditas calcáreas del Cretácico Superior (Fm. Soyatal). Los cambios estratigráficos entre las unidades de la Cuenca de Zimapán son todos transitorios (Fitz-Díaz, y otros, 2012; Suter, 1987; Suter, Contreras-Pérez, & Ochoa-Camarillo, 1997).

3.2.1.3 Estructuras de piel delgada

Eguiluz, Aranda, & Marrett (2000) subdividen la SMOr en sectores con base en el estilo de deformación y porcentaje de acortamiento: San Pedro del Gallo, que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; Cuenca de Sabinas, Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coah.; Sector Saliente de Monterrey, se ubica desde el poniente de Monterrey, hasta Aramberri, N.L.; el Sector Valles localizado entre Cd. Victoria, Tamps., y Valles, S.L.P.; el Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Pue.; la región de Zongolica, ubicada al sur de la Faja Volcánica Transmexicana.

Para los alcances de este trabajo, únicamente serán descritos a detalle el sector Saliente de Monterrey y el sector Valles debido a su relevancia en el estilo tectónico de nuestro interés.

Sector San Pedro del Gallo

Eguiluz & Campa (1982) describen este sector como cinturones montañosos aislados que afloran desde Cuencamé, Dgo. y Torreón, Coah. hasta los alrededores de Camargo, Chih. con estructuras alargadas de buzamiento predominantemente nornoreste-sursureste. Las rocas mesozoicas de este sector presentan un estilo de deformación de pliegues de propagación de falla y cabalgamientos que acortaron la superficie en un 57%. Las estructuras más relevantes se conocen como el Anticlinal de Yerbanís y la Sierra de San Felipe.

Cuenca Sabinas

El estilo de deformación de esta cuenca estuvo influenciado por la orogenia mexicana en dos fases: la primera fase fue dominada por décollement y despegues sedimentarios de la secuencia marina del Mesozoico Tardío; la segunda fase

involucró la deformación del basamento mediante la reactivación de fallas mayores sedimentarias, mismas que elevaron la complejidad entre las estructuras anteriores y las generadas en esta última etapa (Chávez G., 2005). El estilo estructural regional se rige por pliegues anticlinales y fallas inversas, orientadas generalmente noreste-sureste, el acortamiento en este sector se calcula que fue del 14% (Eguiluz S., 2007).

Sector Transversal de Parras

La región sur de este sector ha sido impactada por dos eventos de deformación contraccional, el más antiguo es de piel delgada, está constituido por pliegues de propagación y flexión de falla desarrollados entre el Turoniano y Maachistriano, que están asociados a cabalgaduras que se propagan desde una zona de décollement regional, esta deformación estuvo acompañada por magmatismo y sedimentación sinorogénica. El segundo evento de deformación, también conocido como de piel gruesa, está representado por pliegues supratenuados y bloques expulsados a lo largo de fallas inversas y normales de alto ángulo. El acortamiento de este sector se prevé en un 37% (Ramírez C. F., 2017).

Las estructuras más importantes características de piel delgada plasmadas en esta región son pliegues de propagación de fallas en la saliente de Concepción del Oro. Los ejes de los pliegues están curvados convexamente hacia el noreste, muestran extremidades frontales invertidas empinadas que buzan $70-85^\circ$ SW y extremidades posteriores que se buznan suavemente ($30-40^\circ$ SW), definiendo pliegues volcados con transporte tectónico NE (Figura 3.4). Las geometrías de pliegues y fallas se ven afectadas por el emplazamiento masivo de cuerpos intrusivos post-tectónicos (Ramírez & Chávez-Cabello, 2017).

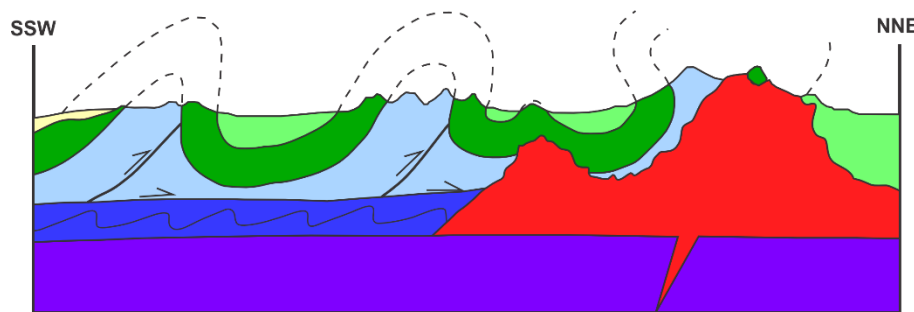


Figura 3.4 Sección esquemática de las estructuras de piel delgada típicas en la Saliente de Concepción del Oro. Modificada de Ramírez & Chávez-Cabello (2017).

Sector Saliente de Monterrey

La Saliente de Monterrey o Curva de Monterrey es una región de la SMO donde hay un cambio de tendencia, de este-oeste cerca de Saltillo, Coahuila a una dirección noreste, y de este-oeste cerca de Monterrey, Nuevo León, que cambia a una dirección noroeste-sureste al sur de la Curva de Monterrey. Además, incluyen todos los pliegues que se encuentran en las proximidades de ciudades como Saltillo,

Monterrey y Linares, Nuevo León, así como en Concepción del Oro, Zacatecas. El acortamiento estimado para la Saliente de Monterrey es de 33%. Este sector fue dividido por Padilla y Sánchez (1982) en cinco áreas con diferentes estilos de plegamiento: a) área norte, b) área sur, c) área de basamento somero, d) área de vergencia opuesta y e) área del anticlinal La Silla.

Área norte

Comprende el Anticlinorio de Arteaga al sur de Monterrey, donde los anticlinales paralelos se flexionan lateralmente conformando un arco, que cambia de rumbo sureste-noreste a este-oeste (CONAGUA, 2015). Los principales anticlinales de norte a sur son los siguientes: Los Mitras, Los Muertos, Los Nuncios, Las Comitas, Agua del Tono, San Lucas, San Cristóbal, Arteaga, San Juan Bautista, El Chorro y Jamé.

Estos pliegues se distinguen por ser estructuras apretadas y simétricas, subverticales, que pueden llegar a medir entre 15 a 60 km de longitud (Figura 3.5). La diversificación de la forma, longitud de onda y amplitud de estas estructuras geológicas se debe a la variabilidad de las litologías que se encuentran en este sistema de anticlinales, sobre todo cuando se encuentran presentes cuerpos arrecifales como la caliza Cupido que influyen en la amplitud de las longitudes de onda. La ausencia de fallas de transcurrencia y cabalgaduras es apreciable en esta zona.

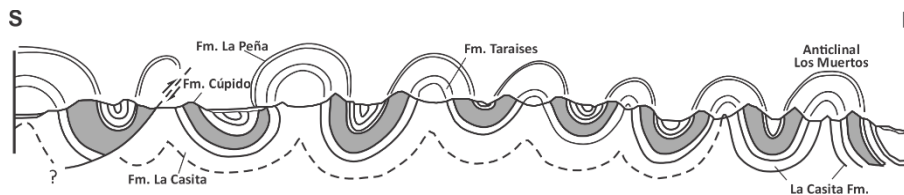


Figura 3.5 Sección esquemática regional del área Norte de la Curvatura de Monterrey. Modificada de Fischer & Jacson (1999).

La principal superficie de despegue en esta demarcación es la Fm. Olvido del Jurásico Superior, la dirección del deslizamiento de la cobertura sedimentaria mesozoica por gravedad se indica hacia el lado cóncavo de la Curvatura de Monterrey (Figura 3.6), en otras palabras, el corrimiento de las rocas de su estado original al plegamiento se llevó a cabo hacia el norte, el acortamiento mínimo estimado de esta área es de 30% (Padilla y Sánchez, 1982).

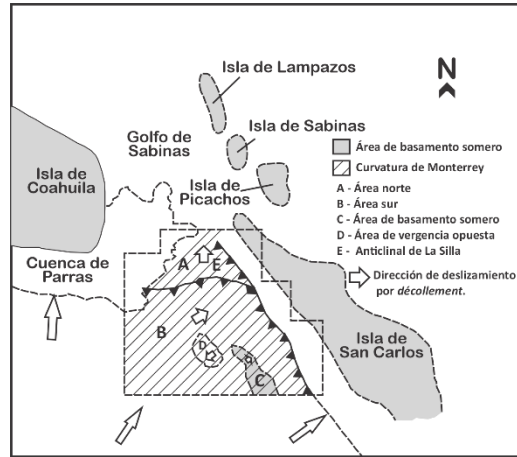


Figura 3.6 Bosquejo de la Curvatura de Monterrey y sus alrededores. Se muestran la ubicación de altos del basamento, paleocuevas y movimientos relativos de la secuencia sedimentaria mesozoica desprendida. Modificada de Padilla y Sanchez (1985).

Área Sur

Esta área de la Curvatura de Monterrey favoreció predominantemente el desarrollo de anticlinales y sinclinales apretados, acostados, asimétricos, con una vergencia global hacia el noreste. Además, la presencia de abundantes fallas inversas y de transcurrencia son notables en el área sur que en su conjunto generan una zona con 32 anticlinales mayores y múltiples cabalgaduras donde el acortamiento mínimo estimado es de 50% (Padilla y Sanchez, 1985).

Las estructuras más sobresalientes de esta región son dos extensas cabalgaduras, la estructura superior se le conoce como la Cabalgadura Frontal expuesta al frente de la SMO, mientras que al oeste de ésta se encuentra la Cabalgadura Secundaria (Figura 3.7).

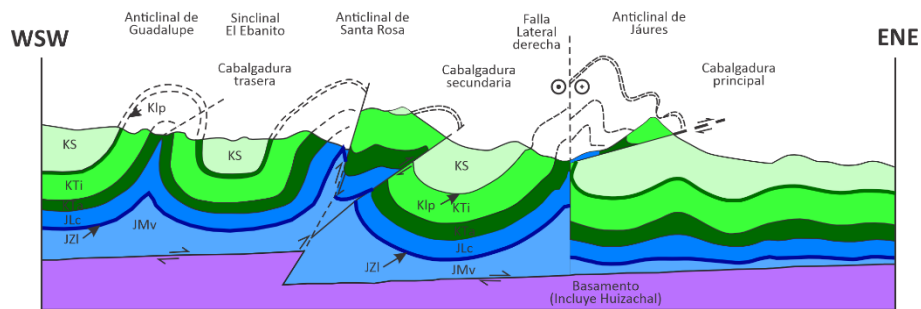


Figura 3.7 Sección estructural esquemática del Cañón de Santa Rosa. Clave: JMv = Jurásico, Fm. Minas Viejas; JZI = Jurásico, Fm. Zuloaga; JIc = Jurásico, Fm. La Casita; KTa = Cretácico, Fm. Taraises; KTi = Cretácico, Fm. Tamaulipas Inferior; Klp = Cretácico, Fm. La Peña; KS = Cretácico Superior, Fm. Tamaulipas Superior, Fm. Cuesta del Cura, Fm. Agua Nueva, Fm. San Felipe y Fm. Méndez. Tomada de Chávez, Torres, Porras, Cossio, & Aranda, (2011).

La falla que genera la Cabalgadura Frontal cuenta con 200 km de longitud y un plano de falla con echado promedio de 30° al suroeste que disminuye a profundidad hasta alcanzar la superficie de despegue; el desplazamiento que llegó a

experimentar es del orden de 8 a 10 km con incrementos hacia el sureste de hasta 30 km. Por otro lado, la Cabalgadura Secundaria tiene 94 km de extensión, rumbo casi paralelo a la Cabalgadura Frontal y un echado ligeramente superior (35° al suroeste), el desplazamiento mínimo calculado es de 4 km. Es importante mencionar que al oeste de la parte noroeste de la Cabalgadura secundaria se encuentran varias cabalgaduras menores relacionadas entre sí (Padilla y Sánchez, 1982).

Un paquete de evaporitas con espesores considerables al oriente del Sector Saliente de Monterrey influye en la amplitud y longitud de onda de los pliegues de este sector de la SMOr, así como en el deslizamiento y despegue hacia el norte y noreste (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000)

Chávez y otros (2011) proponen al menos tres superficies de despegue más que repercuten en la deformación de la zona del Cañón de Santa Rosa. Adicional de la evaporita de la Fm. Minas Vieja, mencionan que el miembro arcilloso inferior de la Fm. La Casita actuó como superficie de despegue controlando la formación del anticlinal de Guadalupe y de Jaures, este último roto por cabalgamiento. La otra superficie de despegue se encuentra en la Fm. Tamaulipas Superior, en el flanco trasero del anticlinal de Jaures. Por último, la Fm. Cuesta del Cura, la cual presenta longitudes de onda y longitudes de pliegues mayores.

Área de basamento somero

Esta área fue delimitada como una sola por la presencia del Anticlinal de Potosí, que se ubica en la parte noreste de la SMOr y se caracteriza por ser la única región donde el basamento está cercano a la superficie. Esta estructura llega a medir más de 50 km de longitud, su longitud de onda es de 10 km y su amplitud es de aproximadamente 4 km. La clasificación propuesta por Padilla y Sánchez (1985) es de un pliegue amplio, asimétrico y abierto, su plano axial es casi vertical con una pequeña inclinación hacia el suroeste.

El Anticlinal de Potosí es un ejemplo de deformación progresiva y transicional de plegamiento de piel delgada a levantamiento de piel gruesa (Figura 3.8). El cinturón de plegamiento de piel delgada se desarrolló durante el Cretácico Tardío al Paleógeno Temprano sobre una superficie de despegue compuesta por evaporitas jurásicas de la Formación Minas Viejas. En algunas regiones, el acortamiento pasó a niveles estructurales de sub-décollement que involucran a las formaciones El Alamar del Grupo Huizachal y La Joya, lo que resultó en levantamientos de piel gruesa. La deformación de piel gruesa en el levantamiento de Potosí implicó el plegamiento de los estratos del sub-décollement en un anticlinorio de tendencia NNW, el desarrollo de clivaje, fallamiento inverso y fallamiento horizontal, además de fracturas de extensión (Williams, y otros, 2020).

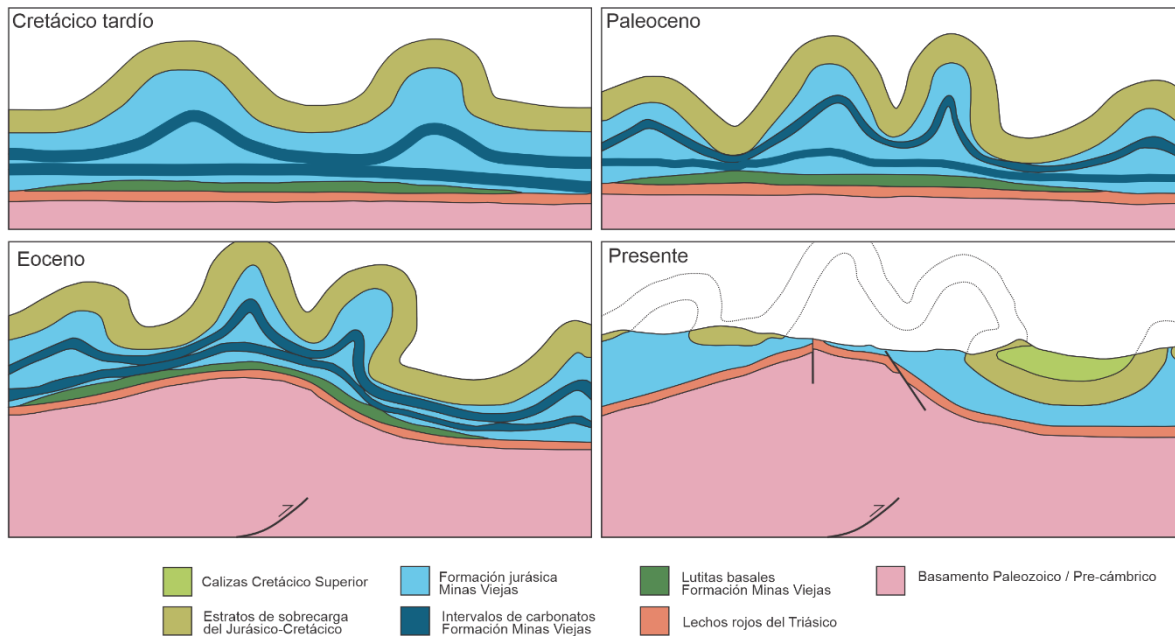


Figura 3.8 Evolución estructural del Levantamiento de Potosí. Modificada de Williams, y otros, (2020).

De acuerdo con Cross (2012) el Levantamiento de Potosí presenta dos dominios estructurales: 1) dominio occidental, con un estilo estructural dominado por pliegues, y fallas inversas localmente importantes; 2) dominio oriental, con deformación dominada por fallas inversas, fallas de alto ángulo y pocos pliegues. La parte estructuralmente más baja del dominio oriental (Miembro La Nieve) contiene una zona de cizallamiento regionalmente persistente. Los indicadores cinemáticos más confiables dentro de la zona de cizallamiento son la foliación oblicua, lineaciones (fibras de yeso), inclusiones alargadas, pliegues asimétricos y estructuras S-C'. El acortamiento mínimo estimado para esta región es del 20% (Eguíluz, Aranda, & Marrett, 2000).

Área de vergencia opuesta

Se le denominó área de vergencia opuesta ya que a pesar de que los pliegues tienen una orientación casi paralela al rumbo general de las estructuras adyacentes, los planos axiales buzcan un promedio de 60° al noreste lo que implica que tienen un buzamiento opuesto a la vergencia regional de los pliegues de la Curvatura de Monterrey (Figura 3.9). Se prevé que el basamento debajo del Anticlinal de Potosí influyó y fue la causa de la vergencia anómala de las estructuras que se encuentran en esta región (Padilla y Sánchez, 1985).

La dirección promedio de movimiento de esta zona es de 40° al suroeste, totalmente contraria a las demás áreas las cuales tienen dirección norte – noreste. Padilla y Sánchez (1982) propone que esta irregularidad fue originada por la topografía del basamento, en este caso, la sección noroccidental del área de basamento somero impidió en cierta medida el desplazamiento hacia el noreste de la secuencia

mesozoica desprendida provocando, además, el recostamiento hacia el suroeste de anticlinales como El Orégano, El Zorrillo y el Gateado. El acortamiento mínimo definido para esta región es del 45% (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000).

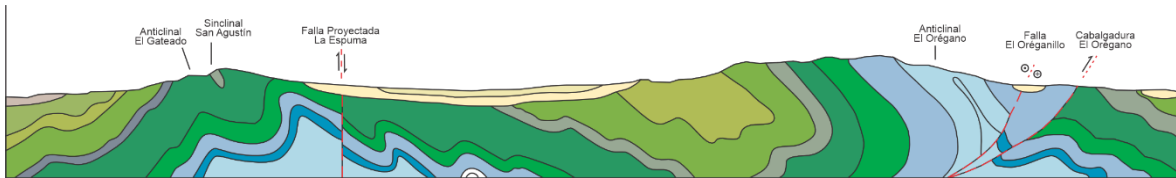


Figura 3.9 Sección transversal esquemática del Área de Vergencia Opuesta. Modificada de SGM (2020).

Área Anticlinal de la Silla

Se encuentra parcialmente al suroccidente de la SMOr, una pequeña porción es parte de la provincia fisiográfica Llanura Costera del Golfo Norte. Las gruesas capas de calizas de biofacies arrecifales que afloran pertenecen al borde oriente de la Formación Cupido (SEMARNAT, 2014; Aranda-García & otros, 2009).

El Cerro de la Silla, como también es conocido este anticlinal, se caracteriza por ser una estructura “aislada”, alargada, apretada, abierta, que tiene un comportamiento simétrico en sus extremos mientras que en el centro es asimétrico por estar recostado hacia el noreste. El rumbo es oblicuo al rumbo general de los pliegues de la SMOr (N 30° W), mide 42 km de longitud y tiene una longitud de onda aproximada a 5 km. Existe una fuerte inclinación en sus flancos y sus extremos, aquí el plano axial es casi vertical, en el caso de la parte central el plano axial buza un promedio de 70° al SW, aquí también se reporta una gran falla inversa que cortó el flanco noreste del cerro. En el sureste, el pliegue se bifurca en pequeños anticlinales que buzan ligeramente hacia el sureste (Padilla y Sánchez, 1982; SEMARNAT, 2014). Padilla y Sánchez (1985) sugiere que una barrera causada por un alto del basamento ocasionó la reclinación y cabalgadura del pliegue (Figura 3.10). El porcentaje mínimo estimado del acortamiento de la cobertura sedimentaria de esta zona es del 30% - 40% (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000).

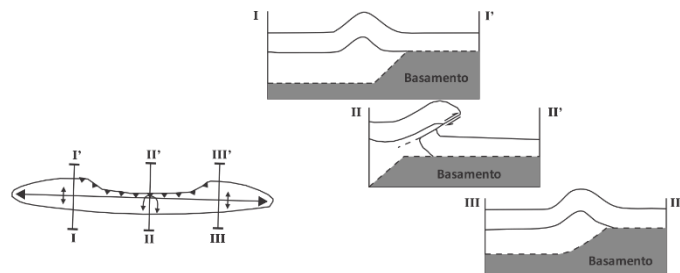


Figura 3.10 Mapa y secciones idealizadas del Anticlinal de La Silla mostrando la posible posición relativa del borde occidental del alto del basamento y su influencia en la génesis del pliegue. Modificada de Padilla y Sánchez (1982).

Sector Valles

Comprende la zona del Anticlinorio Huizachal – Peregrina y la plataforma Valles – San Luis Potosí, posee un arreglo morfológico con menor prominencia que en otros sectores. En general, los pliegues son angostos alargados con vergencia al oriente (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000; Ramírez-Peña, 2014).

De acuerdo con el análisis de Carrillo-Bravo (1961) el Anticlinorio Huizachal-Peregrina se encuentra en el frente Este de la SMOr, al Oeste de Cd Victoria, Tamaulipas, con orientación 14° NW-SE. Las elevaciones de las estructuras positivas van de los 300 m a los 2000 m. La presencia de cañones es notoria en esta región, la mayoría del flanco oriental son ramificaciones del Río Purificación mientras que, los del flanco occidental pertenecen al Río Guayalejo. El arqueamiento que presenta esta estructura geológica es uno de los más grandes que se encuentran en la SMOr con aproximadamente 80 km de longitud y 20 km de anchura. Sobresalen dos culminaciones principales, la primera cubre la porción central y norte del Anticlinorio. Por otro lado, se encuentra la culminación nombrada Anticlinal de Huizachal, se ubica cerca del extremo Sur del Anticlinorio, caracterizada por presentar una estructura casi en domo. En el flanco oriental se localizan varios anticlinales, con dimensiones pequeñas, angostos, con echados fuertes en sus flancos, generalmente recostados hacia el E-NE, es posible observar sedimentos del Cretácico, no obstante, en el núcleo de algunos anticlinales afloran rocas del Jurásico Superior. Este flanco exhibe un intenso plegamiento que va disminuyendo hasta casi perderse en el sinclinal de Cd. Victoria, de igual manera disminuye con la profundidad debido a un “despegue” de rocas yesíferas de la Fm. Olvido, así como de materiales arcillosos de la Fm. La Joya que se encuentra entre la cobertura Jurásica Superior-Cretácica y las rocas Triásicas y Pre-Triásicas que afloran en el núcleo del Anticlinorio. Las rocas Triásicas, Paleozoicas y Precámbricas que afloran en el núcleo, se encuentran considerablemente plegadas y falladas, esto último en forma de bloques de diferentes tamaños y formas; las fallas que los delimitan tienen desplazamientos verticales grandes y rumbos muy variados, no obstante, la mayoría de las fallas se orientan de NW a SE. Otros de los rasgos estructurales importantes son el Valle Sinclinal de Jaumave y el Gran Valle Sinclinal de Cd. Victoria. El primero se identifica por ser una depresión alargada rellena de sedimentos de la Fm. Méndez y gravas cuaternarias, muestra orientación Norte-Sur. El Valle Sinclinal de Cd. Victoria es un rasgo estructural negativo donde los sedimentos son margas de la Fm. Méndez junto con areniscas y lutitas del Paleógeno, se establece que éste es la prolongación norte del Sinclinario de Magiscatzin (Carrillo-Bravo, 1961).

El estilo estructural para esta región se define como una geometría de pliegue por flexión de falla conformado por el Anticlinorio Huizachal-Peregrina junto con el Valle de Jaumave, adicionalmente se observa un conjunto de dúplex en su frente de montaña (Figura 3.11). Al poniente del Valle de Jaumave, en medio del anticlinal Los Ebanos y el Anticlinorio de Miquihuana domina el estilo de un pliegue por

propagación de falla, aunque el levantamiento en Miquihuana puede tratarse de un pliegue por flexura. El porcentaje de acortamiento mínimo para esta región es del 20% (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000). La superficie de despegue se encuentra sobre el esquistos Paleozoico, en el Cretácico Inferior Fm. Tamaulipas y cerca de la parte superior de la Fm. Agua Nueva del Cretácico Superior (Prost, y otros, 1995).

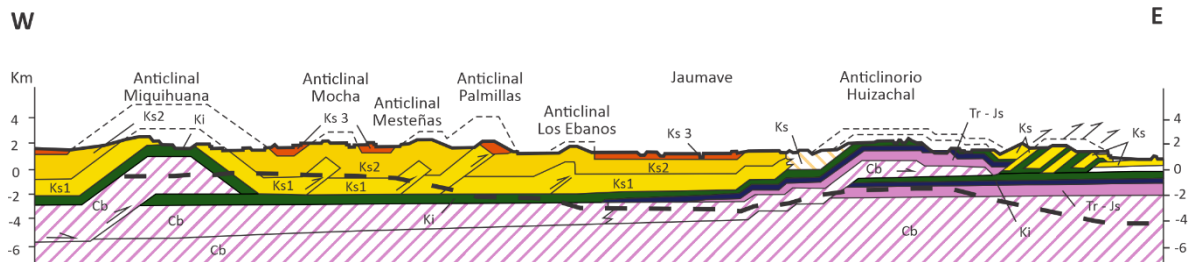


Figura 3.11 Sección estructural de la región norte del Sector Valles, entre los anticlinorios de Huizachal y Miquihuana. Las escalas vertical y horizontal son iguales. Unidades litológicas: Cb = complejo basal precámbrico-paleozoico; Tr-Js = Lechos rojos del Grupo Huizachal y carbonatos del Oxfordiano y Kimeridgiano; línea gruesa (Fm. pimienta) se acuña hacia el poniente; Ki = carbonatos del Cretácico Inferior (Fms. Tamaulipas y Otates) cambian de facies al poniente (margas Miquihuana y Fm. El Abra). Un potente espesor de rocas sedimentarias del Cretácico Sup. al poniente, Ks1 Tamasopo Inferior y Ks2 Tamasopo Superior son carbonatos y Ks3 son terrígenos deltaicos, cambian al oriente a un espesor delgado de carbonatos y terrígenos Ks (Agua Nueva, San Felipe y Méndez). La línea cortada es un perfil del basamento magnético. Tomada de Eguiluz, Aranda, & Marrett (2000).

Por otra parte, el sector Plataforma Valles-San Luis Potosí es una unidad paleogeográfica mesozoica que comprende la región centro-oriente de San Luis Potosí, el extremo suroccidental de Zacatecas, las fracciones nororientales de Guanajuato, Querétaro y el centro de Hidalgo. Es paralela a la costa del Golfo de México, por lo tanto, tiene orientación norte-sur; es de una cordillera alargada con una topografía pronunciada, ondulante y paralela, las alturas de los elementos positivos alcanzan hasta los 3,000 msnm. La génesis de esta plataforma se relaciona con la transgresión marina del Kimmeridgiano derivada a su vez con la apertura del Golfo de México, cuya influencia prevaleció durante el Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Superior. Esta unidad se distingue por poseer secciones delgadas de sedimentos clásticos y evaporíticos del Jurásico Superior que sobreyacen discordantemente rocas precedentes, una sección evaporítica de plataforma Cretácica Inferior, además del desarrollo de un complejo arrecifal y post-arrecifal durante el final del Cretácico Inferior y el inicio del Cretácico Superior. La morfología actual que envuelve la zona ha sido producto de los efectos compresivos de la Orogenia Mexicana y el efecto de la erosión a lo largo del tiempo (Carrillo-Bravo, La Plataforma Valles - San Luis Potosí, 1971; Rocha, 2008).

Según las evaluaciones realizadas a las estructuras, se han identificado dos fases de acortamiento entre el Cretácico Superior y el Paleógeno. Las estructuras generadas en esta primera etapa orogénica (D1) se pueden estudiar desde las unidades jurásicas (Fm. Santiago) hasta las unidades del Cretácico Tardío (Fm. Méndez); fue en ésta donde se logró el mayor acortamiento mediante pliegues,

cabalgaduras y otras estructuras de menor relevancia. El desarrollo de rampas - llanos y amplios pliegues por flexura de falla es característico de esta zona (Figura 3.12). Por su parte, el segundo pulso (D2), que influenció en la deformación desde el Maastrichtiano más tardío hasta inicios del Eoceno Temprano, solamente exhibe fallas inversas que acomodan desplazamiento de decenas de metros y que además cortan a las estructuras de la D1 (Ortega-Flores, 2011).

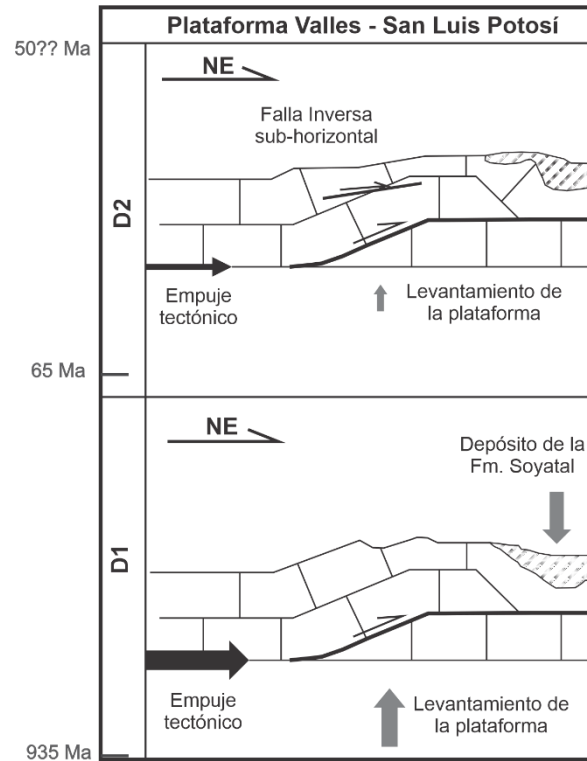


Figura 3.12 Estructura de las dos fases de deformación (D1 y D2) para la Plataforma Valles - San Luis Potosí. Modificada de Ortega-Flores (2011).

La tendencia principal de las estructuras mayores y lineamientos (fallas y fracturas) es dirección Noroeste-Sureste, no obstante, a partir de la Sierra de Guadalupe cambian a Norte-Sur. En general, el emplazamiento de anticlinales y sinclinales alargados, de gran longitud, en su mayoría recumbentes predominan en este sector, los principales son los anticlinorios de Guadalupe, Nahola, Miquihuana, incluyendo los anticlinales de Guaxcamá y Guadalupe. Las cabalgaduras tienen mayor influencia en la porción nororiente de la plataforma por ejemplo la Cabalgadura Agua Fría o la falla inversa Xilitla (Rocha, 2008; Carrillo-Bravo, La Plataforma Valles - San Luis Potosí, 1971).

Cabalgadura Agua Fría

Ubicada en medio de la Plataforma Valles-San Luis Potosí es una estructura de poca expresión topográfica con dirección NW-SE que cuenta con 13 km de longitud, en el extremo sureste es cortado por un cuerpo intrusivo máfico. El bloque de techo está constituido por paquete de caliza de la Fm El Abra, mientras que el bloque

cabalgado puede estar constituido de la misma caliza o rocas de la Fm. Soyatal como lutitas o calizas, en el límite entre estos bloques puede observarse una brecha de falla de aproximadamente 20 m de espesor (Figura 3.13; Suter, Contreras-Pérez, & Ochoa-Camarillo, 1997; Ortega-Flores, 2011).

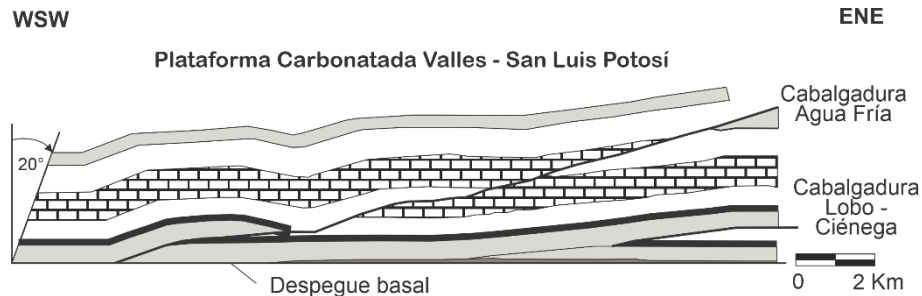


Figura 3.13 . . Modelo transversal de la Cabalgadura Agua Fría. Sombreado gris claro: rocas del Cretácico Superior (Fms. Soyatal y Méndez); blanco y símbolo de ladrillo: rocas del Cretácico Inferior (Fm. El Abra); sombreado negro y gris oscuro: rocas del Jurásico Superior y más antiguas. Sin exageración vertical. Se asume que la superficie de despegue se encuentra a una profundidad aproximada de 2,700 m. Modificada de (Suter, Contreras-Pérez, & Ochoa-Camarillo, 1997).

Con base en Carrillo-Bravo (1971) existen cuatro anticlinorios y dos anticlinales de importante relieve estructural emplazados en el dominio norte de esta plataforma que describe del siguiente modo:

Anticlinorio de Guadalcázar

Situado en la margen noroccidental de la plataforma formando la Sierra de Guadalcázar. Conformado por sedimentos evaporíticos del Cretácico Inferior y perforado por un cuerpo granítico en su sección central. Se orienta 30° a 40° al NW – SE aproximadamente, mientras que en el límite norte los plegamientos mantienen una dirección norte. La longitud de esta estructura regional es de aproximadamente 40 km y anchura promedio de 30 km. En los flancos se atribuyen numerosos pliegues angostos y alargados, incluyendo los situados en el flanco sudoccidental con ejes curvos y que además rodean al levantamiento central (Carrillo-Bravo, 1971).

Anticlinorio de Miquihuana

Es la estructura de más importancia en la región, tiene una extensión de más de 90 km y una anchura mayor a 40 km, con orientación general norte-sur. Las rocas que afloran son de edades Cretácicas Inferior, mientras que en el núcleo se encuentran rocas Precámbricas, capas rojas del Triásico Superior y un delgado fragmento de sedimentos del Jurásico Superior. De igual manera que el Anticlinorio de Guadalcázar, en los flancos se localizan de forma periférica anticlinales angostos, alargados y en su mayoría recumbentes (Carrillo-Bravo, 1971).

Anticlinorio de Gómez Farías

Anticlinorio de aproximadamente 50 km de longitud y 30 km de ancho, con orientación predominantemente norte – sur. Las rocas emplazadas en esta zona son de edad Cretácica Inferior y Superior. Los anticlinales emplazados en sus flancos son angostos, alargados, algunos del flanco occidental recumbentes y localizados en forma casi periférica (Carrillo-Bravo, 1971). En esta estructura regional se ubican los dos anticlinales de mayor relieve estructural:

Anticlinal de Guaxcamá

Se sitúa en la margen occidental de la plataforma, se extiende más de 40 km con un ancho de 30 km, aproximadamente. Las rocas que lo conforman son Cretácicas Inferior y Superior (Carrillo-Bravo, 1971).

Anticlinal Valle de Guadalupe

Localizado al suroriente de la zona, con una longitud de aproximadamente 30 km y 15 de ancho. La orientación es de alrededor de 30 NW-SE. Las rocas que afloran son del Cretácico Inferior-Superior, mientras que en el núcleo solamente se encuentran rocas del Cretácico Inferior (Carrillo-Bravo, 1971).

El estilo estructural de la Plataforma Valles – San Luis Potosí es complejo ya que algunas estructuras pueden estar afectadas por etapas de deformación posteriores (Figura 3.14). El anticlinal Las Cucharas (El Abra) es un pliegue por flexura, no obstante, el extremo este está afectado por una falla normal posterior al plegamiento. El frente de montaña está modelado por numerosos pliegues apretados, angostos y alargados con forma de plegamiento por propagación de falla, en escamas imbricadas donde rocas evaporíticas de la Fm. Guaxcamá fungen como superficie de despegue. En medio de Tamasopo y Rayón la deformación tiene comportamiento diferente, disminuyendo la longitud de onda que tienden a ajustarse a pliegues por despegue, apilando rampas planas imbricadas. El porcentaje mínimo de deformación para esta plataforma es de 42%. Otras formaciones que desempeñan el papel de decollements son la Fm. Pimienta del Jurásico Superior y una porción de la Fm. Tamasopo del Cretácico Superior (Eguiluz, Aranda & Marrett, 2000; Prost, y otros, 1995).

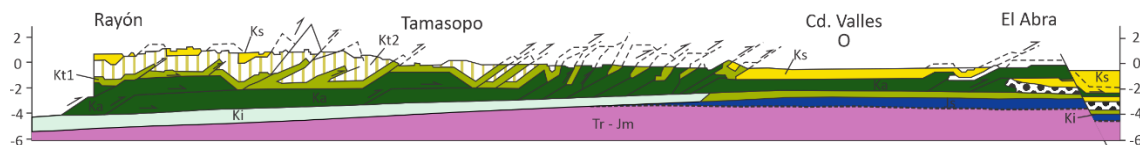


Figura 3.14 Sección estructural esquemática de la región Plataforma Valles – San Luis Potosí. Las escalas vertical y horizontal son iguales. Unidades litológicas: Tr-Jm = lechos rojos triásicos (Grupo Huizachal), lutitas y areniscas del Jurásico Inferior (Fm. Huayacocotla) y lechos rojos del Jurásico Medio. Js = carbonatos, lutitas y areniscas del Oxfordiano-Tithoniano (Fms. San Andrés y Pimienta), Ki= carbonatos y evaporitas del Neocomiano, la Fm. Guaxcamá, hacia Cd. Valles, cambia de facies a carbonatos pelágicos (Tamaulipas Inf.). Ka = caliza El Abra del Albiano, cambia de facies al oriente a carbonatos Tamabra y Tamaulipas Sup. Kt1 y Kt2 = carbonatos con

bentónicos del Cretácico Superior (Fms. Tamasopo Inf. 1 y Tamasopo Sup. 2). Ks= lutitas y areniscas del Cretácico Sup. al oriente del pueblo Tamasopo: Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez, al poniente Fm. Cárdenas (Maestrichtiano deltaico). Tomada de Eguiluz, Aranda, & Marrett (2000).

Sector Huayacocotla

Este sector se extiende desde Tamazunchale, SLP hasta Teziuatlán Puebla al cual se le han destacado tres periodos de deformación: el primero tuvo lugar durante el Jurásico Temprano y terminó hasta finales del Jurásico Medio, durante esta fase se favoreció la formación de pilares y fosas tectónicas que están delimitadas por fallas normales con orientación NNW-SSE y N-S; el segundo estadio ocurrió entre el Cretácico Tardío y Eoceno Tardío, fue el responsable de la formación de la SMOr asignado a la Orogenia Mexicana; por último, se trata de una extensión pospliocénica que generó fallas con orientación NW-SE y que delimitan al graben de Molango (Ochoa-Camarillo, Buitrón, & Silva-Pineda, 1998; León-Loya, 2014).

El régimen estructural es interpretado como un gran Anticlinorio con dirección NNW-SSE, de fallamiento inverso de bajo ángulo, con vergencia al NE. Internamente, los estratos se encuentran fuertemente deformados a escala local, sin embargo, ésta no se observa fácilmente en otros sectores; el echado de los estratos es suave, pero además se exponen pliegues simétricos, recumbentes, de vergencia al NE, alojados en capas delgadas de sedimentos finos. Dichas aseveraciones tienen relación con la estructura pliegue por flexura de falla y con corrimientos sobre fallas de ángulo bajo, que sobrepasan la longitud de la rampa (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000).

El Sector Huayacocotla se diferencia por no tener una superficie de despegue evaporítica sino lutito-calcárea de diferentes niveles estratigráficos dentro del Jurásico y Cretácico Superior, donde predomina la influencia de la Fm. Huayacocotla y Fm. Pimienta. El acortamiento mínimo reportado va del 47% al 54% (Ortega-Flores, 2011; Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000; Prost, y otros, 1995).

Región de Zongolica

De acuerdo con Eguiluz, Aranda, & Marrett (2000) algunos de los frentes tectónicos están sepultados por cuencas posteriores, no obstante, la zona interna de la SMOr se encuentra en la Cuenca de Cuicatlán compuesta por rocas ultrabásicas del Jurásico Superior y Calizas albiano-cenomanianas que sobreyacen un basamento esquistoso. Por su parte, la porción extrínseca forma parte de la Plataforma de Córdoba la cual se compone de carbonatos de ambiente somero, anhidrita y yeso del Albiano-Maastrichtiano, así como de areniscas, lutitas y calizas arcillosas jurásico-cretácicas. El estilo de deformación definido para este sector corresponde a pliegues por propagación de falla que constituyen abanicos imbricados con vergencia al NE, la superficie de despegue es un horizonte evaporítico del Cretácico Inferior. Para esta región se han detectado tres estadios de deformación: la primera corresponde a un régimen compresivo relacionado a la orogenia mexicana; otra fase de extensión y acortamiento con efectos transtensionales que formaron

subsidiencias aceleradas; finalmente, una etapa transcurrente con acortamiento y extensión. El acortamiento mínimo señalado es de 25% a 45% (Eguíluz, Aranda, & Marrett, 2000).

3.2.2 Sierra de Chiapas

La Sierra de Chiapas es una de las provincias tectónicas más importantes del sur de México, pero también, de las menos conocidas debido a que estudios previos no son de dominio público. Está conformada principalmente por rocas sedimentarias Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas (Meneses-Rocha, 2001). Su particular emplazamiento en la triple unión de las placas tectónicas Cocos, Caribe y norteamericana hacen de su reconstrucción un gran desafío que aún no es bien comprendido.

3.2.2.1 Evolución

No existe un consenso para la evolución tectónica de esta provincia, usualmente se proponen dos grupos de modelos basados en la reconstrucción del Bloque de Chortis: los modelos tradicionales móviles, que sugieren un desplazamiento de más de 1000 km hacia el sur desde el Eoceno a lo largo de un límite transformante entre las placas del Caribe y la Norteamericana; el modelo "Pacífico Exótico", que sitúa al Bloque de Chortis en el Océano Pacífico (al SW de su posición actual; Witt, Rangin, Andreani, Olaz, & Martinez, 2012).

De acuerdo con PEMEX (2010), esta provincia evolucionó a partir de una etapa de rift relacionada a la apertura del Golfo de México que desarrolló altos y bajos en el basamento Triásico Tardío-Jurásico Medio, la cual posteriormente progresó a una etapa de deriva hasta principios del Cretácico Temprano donde el Bloque de Yucatán a la par del Macizo de Chiapas y el actual área del Cinturón Plegado de Chiapas-Provincia Petrolera del Sureste, se desplazaron rotando contra las manecillas del reloj obteniendo su posición actual en el Berriasiano.

A finales del Cretácico, la Orogenia Mexicana influyó en la deformación, sin embargo, ésta no fue de gran alcance como en el caso de la SMO (Meneses-Rocha, 2001), a pesar de esto, provocó la alteración de la secuencia mesozoica y paleógena. El ascenso del Golfo de Tehuantepec y la Sierra de Chiapas provocaron el movimiento de sedimentos hacia el norte los cuales reactivaron la tectónica salina con la conformación de diapiros y paredes de sal que se emplazaron hasta el Mioceno Temprano (CNH).

El evento de plegamiento Chiapaneco que creó el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Chiapas comenzó en el Mioceno Medio. El evento de plegamiento fue impulsado por el inicio de la subducción debajo de Chiapas a raíz de la migración hacia el este del Bloque Chortis generando eventos compresivos y transpresivos producto del movimiento sinistral de las fallas Motagua y Polochic por la interacción de las placas de Norteamérica, Cocos y Caribe. Posterior a este evento, el cinturón orogénico fue levantado gradualmente, exponiéndose a erosión, prevaleciendo

hasta la fecha los efectos de la transpresión (Villagómez, y otros, 2022; PEMEX, 2010; SGM, 2006).

3.2.2.2 Estratigrafía

El basamento de la Sierra de Chiapas está constituido por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. El complejo ígneo-metamórfico está constituido por granitoides, rocas ultrabásicas a veces metamorfoseadas y esquistos paleozoicos. El macizo de Chiapas (leucogranitos y tonalitas) es el elemento ígneo principal, indica que existen tres fases magmáticas: una Carbonífera, otra en el Pérmico y la última en el Jurásico; en contacto por fallas se encuentran rocas metasedimentarias de la Formación Santa Rosa Inferior y las sedimentarias de las formaciones Santa Rosa Superior, Grupera y Paso Hondo del Paleozoico Medio-Superior (PEMEX, 2010; Mandujano-Velasquez & Vazquez-Meneses, 1996).

La estratigrafía mesozoica comienza con los depósitos continentales sinrift (abanicos aluviales, sistemas fluviales y ambientes lacustres) de la Fm. Todos Santos del Jurásico Medio, consiste en estratos medianos a gruesos de conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas, rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos. La posición estratigráfica de la Formación Todos Santos sugiere que los lechos rojos en la Sierra de Chiapas se acumularon antes, durante y después de la deposición de la sal calloviana; se interpreta que las evaporitas actuaron como la principal superficie de despegue para el plegamiento. Sobre yaciendo se sitúa una sucesión transgresiva del Jurásico Superior incluida en la Fm. San Ricardo formada por rocas de ambiente transicional y marino somero como capas de lutita, arenisca, caliza y evaporitas. El contacto entre estas dos unidades es transicional y las dos se encuentran interdigitadas por las evaporitas callovianas (Serrano-López, 2020; Molina-Garza, Pindell, & Montaña-Cortés, 2020).

Del Jurásico Superior al Cretácico Inferior-Medio, sobre yaciendo a la sal y a la Fm. Todos Santos se emplazaron las formaciones Jericó, Cobán, Malpaso y Chinameca. La Fm. Jericó representa abanicos aluviales compuestos por areniscas cuarzosas con abundantes micas, margas, así como conglomerados con troncos silicificados. Por otro lado, la Fm. Cobán es un conjunto de facies carbonatadas evaporíticas más someras y de sabkha marino, la litología que conforma esta unidad son anhidritas, dolomías, yesos, mudstone, wackestone y packstone, mudstone arcilloso, calizas dolomitizadas y algunas intercalaciones de lutitas bentoníticas. La Fm. Malpaso está formada por rocas carbonatadas de rampa a veces totalmente dolomitizadas, con horizontes oolíticos, mientras que la Fm. Chinameca está constituida por calizas típicas de mar abierto (PEMEX, 2010; Mandujano-Velásquez & Vázquez-Meneses, 1996).

La sección del Cretácico incluye el Grupo Sierra Madre (Albiano-Santoniano), una plataforma carbonatada desarrollada sobre la morfología heredada del basamento de la fase sinrift anterior. Las formaciones que la constituyen son Cantelha y Cintalapa. Consiste en una sección gruesa de calizas y dolomías. En algunos

lugares, esta unidad varía de Turoniano a Santoniano, equivalente en edad a las calizas y pedernal de cuenca de aguas más profundas de la Formación Jolpabuchil (Molina-Garza, Pindell, & Montaña-Cortés, 2020).

Para el final del Cretácico Superior, se localizan las formaciones Ocozocuatla, Angostura, Xochitlán y Méndez. La Fm. Ocozocuatla se caracteriza por la heterogeneidad en la composición litológica, representa ambientes cercanos a la costa e incluso lagunares; las unidades que se observan van desde conglomerados con fragmentos producidos por la erosión de la Fm. Todos Santos, areniscas de color gris y gris rojizo, arcillosas, generalmente masivas, con restos carbonizados de plantas, packstone de bioclastos con algas rojas, fragmentos de equinodermos, restos de rudistas y algunos ejemplares completos en posición de crecimiento, margas color café claro, grainstone de microfósiles y fragmentos biógenos, lutitas de colores gris y rojo ladrillo, hasta llegar a la cima donde se encuentran bancos de rudistas. Hacia el sureste de Ocozocuatla, la parte de terrígenos desaparece y persisten únicamente las dolomías, calizas (wackestone y packstone), así como brechas calcáreas que toman el nombre de Fm. Angostura (PEMEX, 2010).

La Fm. Xochitlán consiste en un paquete de brechas calcáreas dolomitizadas a la base y estratos de 10 a 50 cm de caliza packstone de bioclastos, pellets e intraclastos con fragmentos de moluscos, placas de equinodermos y algas, intercaladas con capas de marga limosa, lutita calcárea, limolita calcárea, brecha calcárea y caliza wackestone de bioclastos, el ambiente de depósito definido es de talud. En el caso de la Fm. Méndez se trata de facies de mar abierto, compuesta por margas, con abundantes microfósiles planctónicos, bien estratificadas, de colores gris claro y café claro (Serrano-López, 2020).

La sucesión del Paleógeno es predominantemente terrígena, especialmente en el sector occidental del cinturón de pliegues. El hundimiento impulsado tectónicamente condujo a la deposición de la Fm. Soyaló del Paleoceno, compuesto de siliciclásticos en sistemas de abanicos submarinos en el centro de Chiapas, y las lutitas Nanchital más al norte y noroeste. Sin embargo, los estratos del Paleoceno en el noreste y centro norte de Chiapas corresponden a la deposición de carbonatos de las formaciones Lacandón y Tenejapa. La sección de turbiditas de Nanchital incluye el conglomerado marino de cantos conspicuos a serpentinita del tamaño de una roca que lleva el Eoceno de Uzpanapa. La Fm. Soyaló está superpuesta en contacto de transición en el monoclinal de la Sierra de Chiapas por la Formación El Bosque litoral a continental, lo que sugiere que la cuenca de Soyaló se sobrellenó. Al norte de la falla Malpaso, la sedimentación marina es continua durante todo el intervalo Eoceno-Mioceno, incluyendo las formaciones Lomut, Mompuyil, Laja, Depósito y Tulijá; todas las unidades están dominadas por areniscas, lutitas y conglomerados depositados en ambientes poco profundos a litorales, de pendiente y de aguas profundas que progradaron el norte. La Fm. El Bosque consiste en conglomerado de cantos a gravas, arenisca fina a de grano grueso y mudstone

depositada en ambientes fluviales y litorales (Molina-Garza, Pindell, & Montañó-Cortés, 2020).

Del Mioceno Inferior al Medio se depositaron de oriente a poniente las calizas lagunares de la Fm. Macuspana y las turbiditas de la Fm. Depósito que incluye los conglomerados Nanchital, Malpaso, Sagua y Malpasito. En la parte central de esta provincia se depositó de manera local la Fm. Ixtapa constituida de conglomerados y areniscas tobáceas, esto ocurrió en una fosa asociada a la tectónica transtensional del sistema transcurrente. En el Pleistoceno se describieron depósitos volcánicos de cenizas y brechas soportadas por cenizas y con clastos de andesita de hornblenda y caliza. Estos depósitos tienen un espesor máximo de 1200 m en el área de Ixtapa y se distribuyen por toda la porción SE de la cuenca de Ixtapa, suavizando el relieve y formando la planicie Ixtapa-Zinacantán, Se ha interpretado que estas rocas son depósitos de caída y depósitos de densidad piroclástica producto de los volcanes Huitepec y Navenchauc y que se depositaron en un ambiente lacustre y aluvial (PEMEX, 2010; Serrano-López, 2020).

3.2.2.3 Estructuras de piel delgada.

Debido a la influencia de diferentes eventos tectónicos que afectaron a la Sierra de Chiapas y que marcaron diferentes estilos de deformación, ésta ha sido dividida en cinco subprovincias estructurales: 1) Sierra Monoclinal, 2) Fallas de Transcurrencia, 3) Simojovel, 4) Yaxchilan y 5) Miramar (Figura 3.15); estas dos últimas se pueden agrupar y equivalen a la Provincia de Falla Inversa (Meneses-Rocha, 2001). Para efectos prácticos, solamente se desarrollarán las provincias de Fallas de Transcurrencia y Falla Inversa.

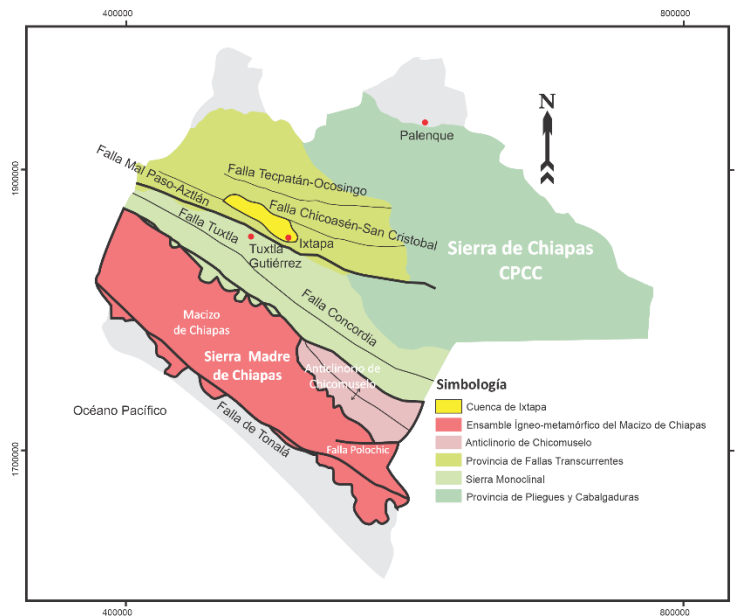


Figura 3.15 Mapa de subprovincias geológicas de la Sierra de Chiapas. Modificado de Serrano-López (2020).

Sierra Monoclinal

Se trata de una depresión de ~170 km de largo y ~30 km de ancho que representa un gran homoclinal paralelo al Complejo Macizo de Chiapas, compuesta en su mayoría por litologías sedimentarias mesozoicas. Consiste en los lechos rojos Todos Santos, superpuesta por la gruesa caliza de la Fm. Sierra Madre, ambas buzando suavemente hacia el noreste (Abdullin, y otros, 2016; Chubb, 1959; Andreani & Gloaguen, 2016).

Esta subprovincia separa al Macizo de Chiapas de las subprovincias Fallas de Transcurrencia y Fallas Inversas. Usualmente está dividida en región noroeste y región sureste. La región noroeste está cortada por dos fallas de tendencia noroeste (Quintana Roo y Uzpanapa-Las Flores) que son verticales o buzando muy abruptamente hacia el suroeste. La estructura resultante se asemeja a una enorme escalera en la que el escalón superior es el bloque Cintalapa y el escalón inferior es el bloque Ocozocoautla. El bloque Cintalapa es un bloque de alta resistencia, inclinado hacia el sureste. Las rocas graníticas del macizo de Chiapas están expuestas en su porción noroeste, y las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que varían en edad desde el Paleozoico hasta el Albiano-Cenomaniano están expuestas en su parte sureste. El bloque Ocozocoautla es un bloque con fallas descendentes y relativamente deformado, cubierto por una serie de rocas sedimentarias de tendencia sureste con echado aproximado de 15 ° hacia el noreste y van desde el medio-Jurásico Superior al Cretácico. La marcada diferencia en el estilo de deformación entre los dos bloques adyacentes a la Falla La Venta-Grijalva, así como las reconstrucciones paleogeográficas, sugieren que esta falla coincide con el límite ascendente de la sal calloviana de Chiapas, lo que implica que debe haber evolucionado antes y/ o durante la deposición de sal. El patrón en échelon impreso por los anticlinales del bloque norte es una buena evidencia del movimiento de deslizamiento lateral izquierdo de la Falla La Venta-Grijalva durante el Cenozoico (Meneses-Rocha, 2001).

Fallas de Transcurrencia

Esta subprovincia se localiza al norte del Macizo de Chiapas, cubriendo casi toda la porción central del Estado de Chiapas y el extremo suroriental de Veracruz-Oaxaca, extendiéndose hasta la Sonda de Campeche en el sector sur del Golfo de México. Su morfología radica en un conjunto de bloques levantados o pilares y bloques caídos o fosas, limitados entre sí por fallas laterales. Los bloques levantados, a su vez se caracterizan por estructuras de transpresión (sistemas de fallas laterales de flor positiva), los anticlinales échelon con tendencia NW y rocas de finales del Cretácico Inferior al Cretácico Superior y Paleógeno a lo largo de sus crestas. En cambio, las cuencas donde las fallas laterales son divergentes (zonas de transtensión, con sistemas de flor negativa) consisten en rellenos de secuencias cenozoicas. En la parte oriental de la provincia, las fallas tienden hacia el este, mientras que en las áreas central y occidental las fallas están orientadas en una

dirección general de N50 ° W. En la parte más occidental, las fallas terminan en cola de caballo. El ancho de este cinturón de cizallamiento es de unos 100 km y su longitud es de aproximadamente 350 km (Guzmán-Speziale, 2000).

Se reconocen 3 elementos principales que son parte de esta subprovincia y que además son los más influyentes en su estructura. Los dos primeros corresponden a dos sistemas de fallas transcurrentes de lateral izquierdo el sistema Los Tuxtla-Malpaso y el sistema Altos de Chiapas (Molina-Garza, Pindell, & Montaña-Cortés, 2020). Mientras que el tercero es una cuenca “pull-apart” de Ixtapa resultado del régimen transcurrente de la región (zona de transtensión).

Witt, Rangin, Andreani, Olaz, & Martínez (2012) señalan que el sistema de fallas Tuxtla-Malpaso, es un sistema transcurrente lateral izquierdo que limita el cinturón orogénico de Chiapas hacia el oeste, además es la característica tectónica más prominente de toda la Sierra de Chiapas. Se orienta NW-SE y se extiende por más de unos 200 km desde la Sierra de los Cuchumatanes hasta el norte de la presa de Malpaso. El sistema consta de dos fallas principales, la de Tuxtla y la de Malpaso. Los marcadores cinemáticos laterales izquierdos obtenidos en las zonas deformadas de las fallas revelan dos deformaciones compresivas horizontales dirigidas a NE-SW- y ENE-WSW, respectivamente. Los tensores de deformación muestran una buena correlación con la tendencia de falla; en particular, un componente lateral izquierdo para la deformación asociada a la Falla Malpaso. En contraste, la mayoría de los planos estriados medidos para la falla de Tuxtla muestran una dirección este-oeste, que es oblicua a la tendencia de la falla principal. Además, los planos nodulares, obtenidos de la inversión de datos cinemáticos, produjeron planos subverticales dirigidos este-oeste y norte-sur. Cuando se miden, los planos de falla no lograron restringir la cinemática de la falla de Tuxtla y se consideran estructuras secundarias relacionadas con la falla principal o asociadas con una prolongación hacia el oeste del sistema de fallas de la Sierra Alta este-oeste.

Inclusive, sugieren que la expresión topográfica más septentrional del sistema de fallas Tuxtla-Malpaso es coincidente con un grupo de pliegues dispuestos en un arreglo échelon (por ejemplo, la tendencia del Cerro Pelón; Figura 3.16). La estructura general consiste en dos anticlinales principales por rampa de doble vergencia dentro de las unidades Jurásico-Cretácico y un sinclinal central dentro de la sucesión Oligoceno-Mioceno. Los pliegues están segmentados, tendiendo paralelamente junto a la falla y volviéndose más oblicuos más al este. Los planos axiales de los anticlinales de Amate y Cerro Pelón muestran una marcada morfología sigmoidal. El anticlinal de Cerro Pelón es un pliegue recumbente con limbos volcados en contacto inconforme (probablemente un contacto fallado) con los sedimentos del Mioceno menos deformados. Se sugiere que la evolución del sistema de fallas Tuxtla-Malpaso ocurrió en dos períodos principales: el Mioceno medio (16-10Ma) y el Mioceno tardío-Plioceno (6-5 Ma). El primer período está probablemente relacionado con el inicio de la exhumación regional, mientras que el

segundo puede representar el inicio de una deformación transpresiva local mayor, resultante de la actividad transcurrente (Witt, Rangin, Andreani, Olaez, & Martínez, 2012).

El sistema de Altos de Chiapas es un sistema predominantemente E-W que incluye tres fallas principales. Estos son de sur a norte, las fallas de San Cristóbal, Tenejapa y Tectapan. El sistema entra en la categoría de fallas transcurrentes intraplaca, debido a sus terminaciones rotacionales o contractivas (Witt, Bricchau & Carter, 2012).

De igual forma que el sistema Tuxtla-Malpaso Witt, Rangin, Andreani, Olaez, & Martínez (2012) hacen una descripción del sistema Altos de Chiapas que se muestra a continuación.

La falla de San Cristóbal tiene una longitud de unos 150 km y tiende de este a oeste, seguida de un cambio suave a una dirección WNW-ESE hacia su extremo. Es difícil determinar si la falla se conecta directamente al sistema de fallas Tuxtla-Malpaso en el depocentro de la cuenca de separación de Ixtapa. Al este, se conecta claramente con los anticlinales de Leyla-Velázquez y Santiago-Guelatao, donde el movimiento de transcurrencia es absorbido por fallamiento inverso y plegamiento. El eje anticlinal indica un acortamiento este-oeste, que es consistente con un movimiento lateral izquierdo de la Falla de San Cristóbal. Al norte de la ciudad de San Cristóbal de las Casas, la deformación de la superficie comprende planos de falla vertical conspicuos que deforman y cortan los carbonatos del Cretácico.

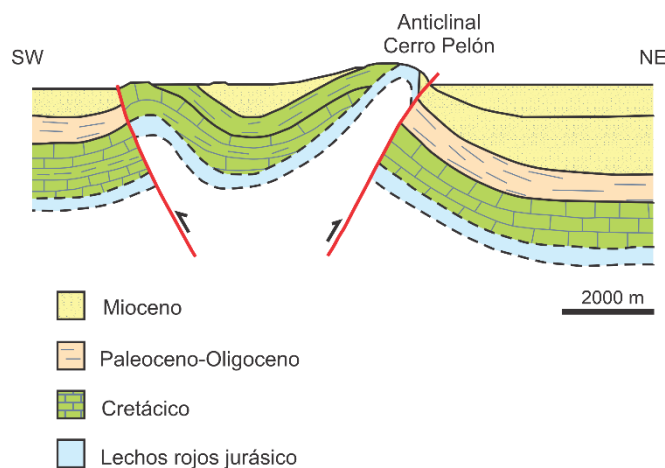


Figura 3.16 Sección transversal esquemática verticalmente exagerada de la tendencia del Cerro Pelón basada en observaciones sísmicas y de campo. Modificada de Witt, Rangin, Andreani, Olaez, & Martínez (2012).

La falla de Tenejapa es una estructura de unos 100 km de largo. La inversión de estrías, obtenida del plano de falla principal dirigido de este a oeste, produjo un acortamiento dirigido por NE-SW para un movimiento lateral izquierdo. La falla de Tenejapa está asociada con el desarrollo de un

antiforme con rumbo norte-sur (antiforme Oxchic) a lo largo del segmento central de la falla. La extensión de la falla hacia el este del antiforme Oxchic probablemente indica una propagación hacia el este de la falla posterior a la formación del antiforme. Por otro lado, el extremo occidental de la falla corresponde a una curva de liberación donde el movimiento transcurrente probablemente está siendo absorbido.

La falla de Tectapan se extiende sobre 130 km y muestra una geometría compleja que probablemente se deba a la erosión variable de los sedimentos clásticos paleógenos poco consolidados. Hacia el oeste, se conecta con el sistema de fallas Tuxtla-Malpaso a lo largo de traslapes (oversteps) a pequeña escala. El anticlinal de Nazaret define la zona donde se absorbe el movimiento de falla. El anticlinal de Nazaret de tendencia norte-sur dobla el pliegue de Simojovel de tendencia NW-SE dentro de un cinturón de pliegues y cabalgaduras ubicado en el frente oriental. Del mismo modo, los puntos de inflexión en los pliegues sigmoidales del cinturón orogénico mencionados anteriormente están alineados con la continuación oriental de la falla de Tectapan. Estas relaciones transversales sugieren que la actividad de falla de Tectapan fue posterior o al menos sincrónica con la formación del cinturón (Witt, Rangin, Andreani, Olalez, & Martínez, 2012).

Por último, La cuenca pull-apart de Ixtapa (o graben de Ixtapa) se encuentra en la parte central de la provincia de Fallas Transcurrentes, limitada al sur por la Falla Malpaso-Aztlán y al norte por la falla Chicoasen-San Cristóbal, que en su extremo occidental se cruza en un ángulo agudo con una ramificación de la Falla Malpaso-Aztlán (Figura 3.17). El extremo sureste de la cuenca está delimitado por un frente montañoso formado por rocas carbonatadas del Cretácico penetradas por el volcán Navenchauc del Plioceno-Pleistoceno. La longitud de este graben es de unos 60 km y su anchura máxima de unos 10 km se encuentra en su extremo sureste, desde donde se estrecha hasta unos 4 km hacia el noroeste. En general, esta estructura es un sinclinal que se hunde en el sureste en el que sucesivamente los estratos más jóvenes buzan hacia el sureste. A lo largo de sus límites, las capas se voltean por fallas inversas subparalelas al rumbo de las fallas maestras. El río Grijalva atraviesa el centro del graben (Meneses-Rocha, 2001).

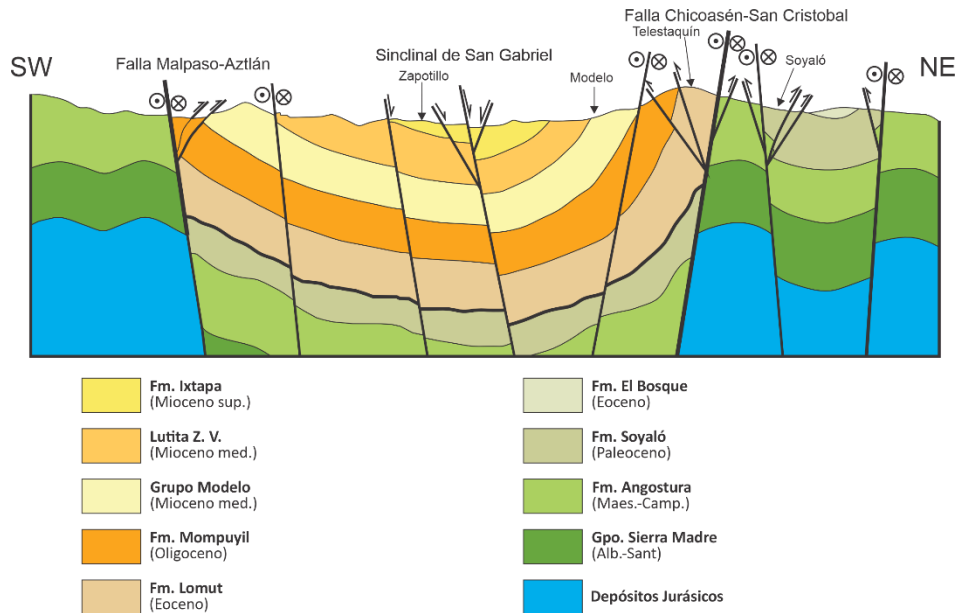


Figura 3.17 Sección transversal esquemática NE-SW de la Cuenca Pull-apart de Ixtapa. Modificada de Serrano-López (2020).

Serrano-López (2020) en su tesis de licenciatura hace un análisis minucioso de las estructuras de primer orden que controlan la geometría del área, como lo son las fallas fallas Malpaso-Aztlán y Chicoasén-San Cristóbal, fallas normales e inversas, fallas sinsedimentarias, pliegues de escala kilométrica y pliegues de escala métrica. Seguidamente, se muestran fragmentos de este análisis:

La falla Malpaso-Aztlán limita al sur a la cuenca pull-apart de Ixtapa y es una zona de falla lateral izquierda que tiene una longitud de alrededor de 65 km y un rumbo general de N55°W. Se distingue por exponer una traza rectilínea y discreta que corta a las calizas de la Fm. Angostura. Además, la zona de falla tiene un espesor de 100 a 150 m que influye en las rocas depositadas en la cuenca, así mismo, se observan estructuras en flor positiva, formadas por fallas oblicuas, inversas y laterales izquierdas. Estas fallas limitan bloques de estratos de las Formaciones Soyaló, Lomut, Mompuyil, Grupo Modelo, Grupo Río Hondo e Ixtapa. Dentro de estos bloques, los estratos se encuentran volcados a una posición subvertical y sobre los planos de estratificación se observan estrías subverticales y subhorizontales que indican cizalla capa a capa.

En el lado opuesto, limita al norte del graben Ixtapa la Falla lateral izquierda Chicoasén-San Cristóbal, que posee 135 km de longitud y que se ha dividido en dos secciones por los cambios de rumbos. La primera sección tiene una orientación E-W, mide alrededor de 87 km de longitud, tiene una traza rectilínea. El segundo segmento tiene una orientación general N60°W, en esta zona la falla se trunca de manera oblicua sobre la Falla Malpaso-Aztlán. Este segmento se particulariza por estar formado de varias fallas de relevo

de 5 a 15 km con diferentes orientaciones pero que siguen una misma tendencia NW-SE.

Dentro de la cuenca, la deformación en su mayoría se manifiesta en grandes sistemas de fallas y fracturas que podrían estar asociados con la apertura e inversión de la cuenca. En el caso de las fallas normales se identificaron dos familias la primera con orientación N-S consideradas fallas sinsedimentarias y la segunda N45°E que se presumen ser más jóvenes. Igualmente, se observaron dos sistemas de fallas inversas, uno de orientación N-S y uno de orientación N45°W, paralelo a las fallas principales con componente lateral izquierda. Las del primer grupo son fallas de bajo ángulo y de algunas decenas de metros de longitud. Ambos grupos, sólo afectan las rocas cretácicas y cenozoicas. Adicionalmente, se identificaron dos familias de fallas laterales derechas y cinco laterales izquierdas, estas últimas se pueden observar cómo grandes escarpes de falla, brechas de falla, fallas y rampas de relevo en lentes de constricción y formando estructuras en flor positiva.

Por último, los pliegues afectan rocas cretácicas a las del Mioceno Medio, son muy diversos en orientación, tamaño y geometría, es por ello por lo que Serrano-López (2020) los agrupa por temporalidad y las rocas en las que se encuentran. El primer grupo lo conforman los pliegues que involucran rocas de las Formaciones Sierra Madre, Angostura, Soyaló, Lomut y Mompuyil (Cretácico-Oligoceno); tienen una orientación general N65W, subparalelos a las fallas principales. Las longitudes de onda son de 1.5 a 3.2 km, con amplitudes aproximadas a 500 m, se han descrito como pliegues abiertos, con un ángulo o interflanco de 90 a 110 °, y se caracterizan por ser pliegues verticales, con ejes buzando al SE; son simétricos y tienen charnelas redondeadas. Mientras tanto, el segundo grupo afecta rocas de las Formaciones Soyaló, Lomut, Mompuyil, Ixtapa y los Grupos Modelo y Río Lajas. La orientación de estos varía entre N50°W a N15°W, son de menor longitudes de onda que van de pocos metros hasta 2 km, generalmente son más cerrados, con ángulos interflanco de 60° a 80°, sus planos axiales son verticales e inclinados, son cilíndricos, tienen charnelas redondeadas, son pliegues paralelos y no presentan clivaje de plano axial. Estos pliegues podrían asociarse a la actividad de las fallas por su ubicación en zonas transpresivas.

El origen de esta cuenca que en el Albiano-Santoniano, correspondía a una plataforma carbonatada, sufrió un suave plegado o fallamiento en bloques que culminó en el Campaniano con la formación del macizo de Chiapas y el fallamiento de alto ángulo a lo largo de su margen norte (colisión arco-continente). En el Paleoceno-Eoceno Temprano, una transición regional de una fase de antifosa a una fase de cuenca emergente es el remanente del primer evento orogénico asociado a la Orogenia Mexicana mismo que ocasionó el levantamiento del Macizo de Chiapas. Desde finales del Eoceno hasta principios del Mioceno, el movimiento

a lo largo de las fallas que limitan el graben de Ixtapa fue predominantemente vertical. El movimiento de estas fallas fue definitivamente transcurrente por el Mioceno Medio, dando lugar a la apertura del graben de Ixtapa. Este episodio estuvo estrechamente relacionado con el inicio del desplazamiento sinistral a lo largo de la Falla Polochic. Esta fase transtensional fue seguida por un episodio transpresivo regional que produjo la inclinación de las unidades del Mioceno Medio en el graben de Ixtapa, asociados a un sistema de esfuerzos horizontales. Desde finales del Mioceno hasta principios del Plioceno ocurrió una nueva fase transtensional. Al final del Plioceno, una fase transpresiva regional dio lugar a la deformación del graben de Ixtapa y a la erosión y ruptura de algunos de los anticlinales de la Sierra de Chiapas. Durante el Cuaternario, la extensión del graben fue contemporánea con una fase volcánica (Meneses-Rocha, 2001).

Falla Inversa

Abarca el frente este de la Sierra de Chiapas, tiene forma de S alargada, en su mayoría cóncava hacia el suroeste. Consiste en montañas alargadas y muy plegadas que buzan hacia el NW, separadas por valles angostos. Estas montañas disminuyen gradualmente en elevación desde alrededor de 2000 a 500 m hacia el noreste, cerca de Palenque. Se compone a su vez de las subprovincias tectónicas Yaxchilán y Miramar (Garduño-Monroy, Macías, & Molina Garza, 2015; Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2020).

Estructuralmente, consiste en anticlinales apretados y estrechamente plegados, delimitados por fallas inversas, cabalgando los sinclinales intermedios. Pliegues en forma de caja (pliegues por desprendimiento) o anticlinales enormes y asimétricos (pliegues de propagación de falla) sin una vergencia común están presentes en esta provincia en áreas donde el cinturón se emplaza sobre una capa de sal basal. En la zona donde el cinturón de pliegues se inclina hacia el noroeste y el sureste, los estratos del Mioceno Medio-Bajo se extienden a lo largo de las crestas de los anticlinales. Los anticlinales en la porción central de esta provincia exponen carbonatos del Cretácico Superior o del Eoceno inferior-Paleoceno inferior, mientras que los clásticos terrígenos paleógenos se exponen en los sinclinales. En toda la provincia, las fracturas están muy extendidas en los anticlinales, orientadas aproximadamente perpendicular a sus ejes. Las fallas normales dividen las anticlinales en bloques superiores e inferiores. Otras fallas normales desplazan ligeramente los ejes de pliegue y remanentes de algunas fallas inversas. Los pliegues de esta provincia poseen dos superficies de desprendimiento principales, una a nivel de los depósitos salinos callovianos y otra en las anhidritas del Jurásico Superior-Cretácico (Albiano-Cenomaniano) de la Formación Cobán (Meneses-Rocha, 2001; Guzmán-Speziale & Meneses-Rocha, 2020). En la parte noreste, los flancos de los anticlinales son cortados por fallas inversas que generalmente eliminan los sinclinales intermedios. Los pliegues más externos presentan un patrón en échelon que sugiere una deformación transpresiva lateral izquierda en la parte delantera del orógeno (Andreani, Le-Pichon, Rangin, & Martínez-Reyes, 2008).

Cada subprovincia (Yaxchilán y Miramar) tiene sus propias características, por ejemplo, Yaxchilán es un cinturón de pliegues escalonados con ejes orientados NO-SE. Las estructuras son anticlinales alargados algunos con longitudes mayores de 50 km, frecuentemente afectados por fallas inversas longitudinales, en un arreglo que sugiere plegamientos por propagación de fallas (Figura 3.18.; PEMEX, 2010). Mientras que Miramar se caracteriza por plegamientos en abanico y en caja, que muestran la influencia de la columna evaporítica en su estilo de deformación (CNH).

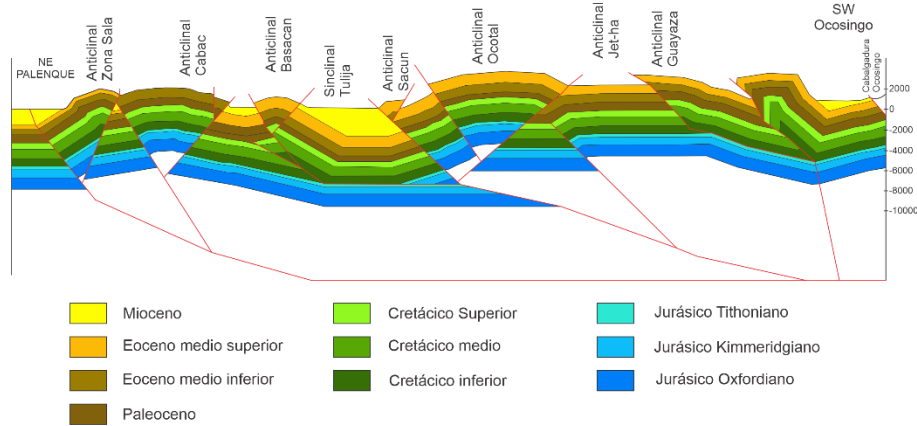


Figura 3.18 Sección estructural de la subprovincia de Yaxchilán. Modificada de PEMEX (2010).

Simojovel

Esta subprovincia se localiza al norte de la Sierra de Chiapas, se distingue por sus anticlinales escalonados generados por las fallas. Estas estructuras de ejes con orientación NNW a SSE están compuestas por rocas paleógenas-neógenas que con frecuencia están cortadas por fallas inversas con tendencia WSW. Al occidente, afloran rocas del Jurásico y Cretácico en los ejes de los anticlinales, a diferencia de la porción orientan donde predominan las rocas del Paleógeno-Neógeno (Figura 3.19; PEMEX, 2010).

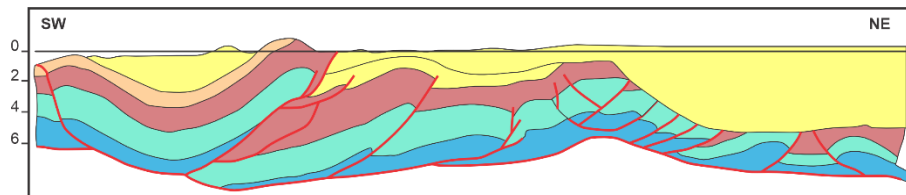


Figura 3.19 Sección estructural esquemática de la subprovincia de Simojovel. Modificada de PEMEX (2010).

Una particularidad de la Sierra de Chiapas es la intervención de diferentes episodios de deformación que no solo generaron un cinturón de pliegues y cabalgaduras, en algunas zonas predomina un régimen transpresivo o transtensivo, consecuencia de la combinación de esfuerzos. Por lo que en algunas regiones los estilos de deformación se han sobrepuesto. Esta condición, permitió el desarrollo de tectónica de piel gruesa y de piel delgada, puesto que tenemos fallamientos de alto y bajo

ángulo, esta última justificada por la gran deformación que sufrió la cubierta sedimentaria.

3.3 Ejemplos mundiales

3.3.1 Himalayas

La cadena montañosa de los Himalayas es la más alta de la Tierra, por lo tanto, posee los picos más altos del mundo. Inclusive, es de las más jóvenes, ya que comenzó propiamente su historia geológica hace 60 millones de años. La geología de esta región es muy compleja en consecuencia, simplificar o clasificarla llega a ser complicado, no obstante, pareciera haber un consenso para clasificar las zonas tectónicas identificadas, aun así, existen ciertos términos que dan paso a muchas confusiones (Zurick, Pacheco, Shrestha, & Bajracharya, 2005). A continuación, se describen brevemente las cinco zonas usadas comúnmente, además de una nueva clasificación propuesta por Martin (2017) que busca simplificar y evitar confusiones cuando se trata de nombrar los paquetes de rocas de este orógeno.

De acuerdo con Gansser (1981) y Gehrels, y otros (2003), los Himalayas se han subdividido en cinco conjuntos estructurales principales, que se yuxtaponen a lo largo de fallas principales (Figura 3.20). De sur a norte, se encuentra El Subhimalaya o también conocido como la Cuenca Antepaís del Himalaya, consiste principalmente en la molasa de Siwalik, que a lo largo de la Cabalgadura Frontal Principal (MFT por sus siglas en inglés) limita con la llanura del norte de la India en el sur y está limitada en el norte por la Cabalgadura Límite Principal (MBT por sus siglas en inglés). Las regiones de menor elevación se han denominado el Himalaya Menor (Lesser or Lower Himalaya en inglés) este cabalga hacia la cuenca antepaís y está limitado al norte por la Cabalgadura Central Principal (MCT por sus siglas en inglés), a lo largo de la cabalgadura Mahabharat es cubierta por un bloque cristalino cabalgante compuesto principalmente de rocas metamórficas y cuerpos graníticos. El Himalaya Mayor (Greater o The High Himalaya en inglés), se encuentra más al norte y en grandes áreas cabalga al Himalaya Menor con bloques cristalinos sobre la MCT. Seguidamente se ubica la subdivisión conocida como el Himalaya de Tetis o Himalaya Tibetano como una cubierta sedimentaria del Himalaya Menor. Por último, la Zona de Sutura Indo-Tsangpo en el norte, reflejando la colisión entre la India y la compleja masa tibetana.

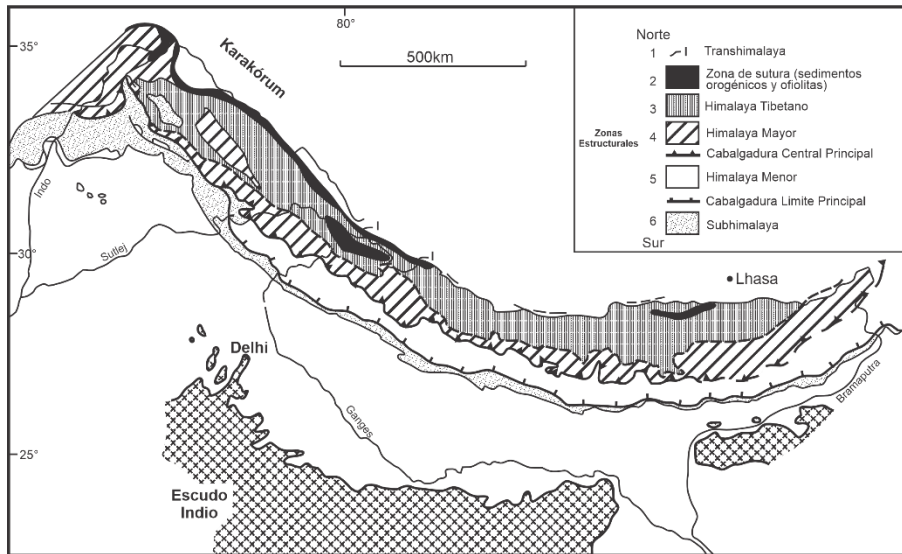


Figura 3.20 Conjuntos estructurales del Himalaya. Modificada de Gansser (1974).

Por otro lado, Martin (2017) propone una nueva clasificación en la que introduce dos nuevos términos, Conjunto Himalaya A y Conjunto Himalaya B, que engloban a los paquetes de rocas que comparten secuencias depositacionales o intrusivas que siguen siendo observables hasta la actualidad. El Conjunto A consiste principalmente en rocas sedimentarias depositadas en el margen norte del India, las cuales a su vez pertenecen a lo que generalmente se le conoce como el Subhimalaya o Himalaya Menor; las edades de este grupo pueden dividirse en tres grupos: 1) Paleoproterozoico a Mesoproterozoico temprano, 2) Carbonífero Tardío a Pérmico y 3) Cretácico terminal a Pleistoceno. El Conjunto B involucra al Himalaya Mayor y al Himalaya de Tetis, consta de secuencias sedimentarias del Neoproterozoico al Pleistoceno que fueron intrusionados por granito en aproximadamente 880–800, 510–460 y 28–14 Ma. Internamente tiene una historia geológica consistente, su historia geológica pre-cretácica difiere significativamente de las rocas circundantes, incluso se separa de éstas por zonas de alta deformación.

3.3.1.1 Evolución

Hace 600 Ma el continente de la India era parte del supercontinente Gondwana que cubría en su mayoría al hemisferio sur de la Tierra. A finales del Paleozoico el margen norte de Gondwana experimentó una fase de rifting que separó la fracción norte (Laurasia) de la sección sur (Gondwana) por medio de una falla lateral izquierda con componente tensional que a su vez dio paso a la formación del océano mesozoico llamado Tetis. En el Jurásico Medio/Superior la masa remanente de Gondwana se dividió en Gondwana occidental (África y América del Sur) y Gondwana Oriental (Australia, Antártida, India y Madagascar). El desprendimiento de lo que era el supercontinente continuó durante el Cretácico, por lo que la India

se separó de la Antártida y Australia en el Cretácico Inferior y de Madagascar en el Cretácico Superior (Manish & Pandit, 2018; Valdiya, 2002).

La deriva de India hacía el norte después de separarse de Madagascar, provocó el cierre de Tetis, así como la inminente colisión entre India y Asia (Madden-Nadeau, 2014). La unión de las dos masas colisionadas es conocida como la Sutura Indo-Tsangpo, en ella se encuentran rocas básicas y ultrabásicas del fondo oceánico asociadas con sedimentos de aguas profundas y fosas oceánicas de edad cretácica, además de cordilleras volcánicas marinas y el arco de islas del cinturón Kohistan-Ladakh-Shigatse (Valdiya, 2002).

La subducción litosférica continental originada por la convergencia de las placas india y asiática atravesó por varias etapas que evolucionaron las unidades tectónicas del Himalaya. Jain (2020) describe los tres estadios principales de la Subducción Continental:

La primera fase comienza cuando la litosfera continental india tocó las zonas de sutura Indo-Tsangpo a lo largo del límite frontal de la placa de la India en Tso Morari, hace aproximadamente 58 Ma, donde se subduce muy inclinada hasta una profundidad de alrededor 120 km. Es en esta región donde emerge por primera vez el Himalaya entre 53 y 50 Ma.

Durante la segunda etapa, la lámina plegada del Cinturón Metamórfico Himalaya experimentó un pico de metamorfismo barroviano regional pre-MCT en el Eoceno Tardío. Es probable que la litosfera continental india sufriera una subducción continental poco profunda a lo largo del proto-MCT a una profundidad de 25-35 km después de la subducción en la región de Tso Morari.

En la tercera etapa dentro del Cinturón Cristalino del Himalaya Mayor ocurrió el metamorfismo más joven (Mioceno), así como fusión parcial que condujeron a la generación de leucogranitos. Esta fusión evolucionó en un canal orogénico del Himalaya que extruye hacia el sur, que además se encuentra limitado por la MCT y la Superficie de Despegue Tibetana Sur. La posterior exhumación del Mioceno-Pleistoceno está muy extendida en el Cinturón Cristalino del Himalaya Mayor, seguida de su extensa erosión.

El Himalaya permanece geodinámicamente activo, ya que el proceso de su evolución aún no está completo. El deslizamiento puede observarse a lo largo de fallas de rumbo, así como en las cabalgaduras de los límites. También se puede inferir que el ajuste de la corteza en el Himalaya no ha tenido lugar solamente en el acortamiento sino también en movimientos laterales de las fallas de rumbo (Valdiya K. S., 1984).

3.3.1.2 Estratigrafía

3.3.1.2.1 Subhimalaya

El Subhimalaya es una cuenca asimétrica alargada localizada entre la Cabalgadura Himalaya Frontal (HFT por sus siglas en inglés) al sur y la MBT al norte. Evolucionó durante una amplia transgresión del Paleoceno Medio al Eoceno que llegó a cubrir partes del Himalaya Menor. Está formada predominantemente por la acumulación de sedimentos fluviales, que se han dividido en cuatro unidades características (Jain, 2020).

La Fm. Subathu es la unidad marina más antigua (Paleoceno – Eoceno), comprende calizas, gruesas mudstones verdes y areniscas subordinadas de hasta 150 m de espesor. En algunas localidades puede observarse un contacto discordante (inconformidad) con el basamento, que se distingue por contener hierro, bauxitas, lateritas y conglomerados; los últimos contienen clastos de carbonato, pedernal y laterita, además de bauxita, moscovita y anatasa. Los horizontes ricos en materia orgánica son comunes en esta unidad, por lo que contiene carbón, calizas bituminosas y lutitas negras (rocas generadoras de hidrocarburos). El ambiente de depósito fue descrito como lagunar auxínico – evaporítico y marinos someros (Najman, Clift, Johnson, & Robertson, 1993).

La Fm. Dagshai no fosilífera suprayacente (Fm. Dharamsala) contiene alternancias de mudstone-limolitas rojizas que se depositaron durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. De la base a la cima de la Fm. Dagshai (y continuando en la Fm. Kasauli) hay una disminución gradual de la proporción de carbonatos dentro de los sedimentos y un aumento de areniscas. En la base las calizas mudstone son predominantes, mientras que, en la parte superior, predominan las areniscas. La Fm. Kasauli suprayacente contiene una alternancia de arenisca gris-verde y limolita-mudstone que se depositó durante el Mioceno Temprano a Medio (Jain, 2020; Najman, Clift, Johnson, & Robertson, 1993).

Los depósitos del Mioceno Medio al Pleistoceno Temprano de la cuenca de antepaís son conocidos como el Grupo Siwalik, se compone informalmente en los miembros inferior, medio y superior. El miembro inferior consiste principalmente en cuerpos de arenisca lenticular que cambian de facies a calizas mudstone, mientras que el miembro medio se compone esencialmente de areniscas con un espesor mayor a 20 m, por último, el miembro superior es preponderadamente de conglomerados (Martin, 2017).

3.3.1.2.2 Himalaya Menor

Las rocas de esta región se encuentran estructuralmente debajo de las rocas del Himalaya Mayor y están compuestas predominantemente de arenisca metamorfoseada, esquistos, las que se presentan cubiertas por calizas con una gran variedad de nombres locales (Robinson & Martin, 2014).

Jain, (2020) elaboró una tabla (Tabla 3.1) donde sintetiza la compleja estratigrafía de esta porción, haciendo hincapié en la identificación de dos cinturones sedimentarios delimitados por la MBT y la MCT: 1) Al sur el cinturón sedimentario exterior del Himalaya Menor (OLH por sus siglas en inglés) del Neo-Proterozoico-Paleozoico Temprano, que se divide en los grupos Shimla-Jaunsar-Blaini-Krol-Tal, así como la Fm. Subathu. Este se localiza entre la MBT y las cabalgaduras Tons (TT)/ Almora Norte (NAT), 2). Al norte, delimitados las cabalgaduras TT/NAT y la MCT se emplaza el cinturón sedimentario interior del Himalaya Menor (ILH por sus siglas en inglés) el cual se ha fechado como Paleo-Proterozoico y dividido en los grupos Shali-Rautgara-Gangolihat-Deoban-Berinag-Kuncha-Daling-Shumar. Esta litología es variable a lo largo del orógeno, por lo que esta tabla es meramente representativa de la región Himachal, Uttarakhand (Jain, 2020).

Tabla 3.1 Tectonoestratigrafía compuesta de la secuencia Himalaya Menor, Himachal, Uttarakhand. Abreviaciones: Bl azul, Gn verde, Gry gris, Pk rosado, Purp purpura, Wh blanco, Microxln microcristalino, Aren arenita, Ark arcosa, Cgl conglomerado, Cht pedernal, Dol dolomita, Gwke grauvaca, Ls caliza, Ma masivoe, Mb marmol, Mirostyl microcristalino, Ool oolítico, Ss arenisca, Sch esquisto, Sh lutita. Modificada de Jain (2020).

Cinturones		Grupo	Formación	Litología	
Napa Garhwal		Amri/Bijni		Phy-Sch-qz	
Cabalgadura Garhwal					
Cretácico Superior – Eoceno			Subathu	Ss-sh-ls	
			SingtaliLs	Arenool ls	
Inconformidad (-0.4 Ga)					
Cámbrico		Tal	Tal superior	Qtz aren	
			Tal inferior	Phos-Cht-Sh	
Neoproterozoico	Himalaya Menor Exterior	Krol	Krol E	Gry Ls Frac	
			Krol D	Cht – Ls – Sh	
			Krol C	Bl Gr Ls, Frac	
			Krol B	Purp Gn Sh-Ls	
			Krol A	Dol Ls-Cht-Sl	
			Infra – Krol	Sh-Sl-Qtz	
			Blain	Caliza – Sh Diamictita Cuarcita Diamictita	Pk: Microxln – Ls Gr Gn Diamict – Sh Qtzt Diamictita
		Jaunsar	Nagthat	Wh Sst-Ark-Qtzt Cgl-Sltst	
			Chandpur	Gn-Qtzt-Phyl	
			Mandhali	Qtzt-Ls-Mbl-Cgl-Sltst-Phyl	
	Simla/Chakrata/Dharasu/ Srinagar/Pauri	Sanjau	Cgl-Sh-Qtzt-Gwke-Sh-Slt-St		

			Chaosa	Gn-Purpsh-Slt-St-Gwke
			Kunihar	Ls-Dol-Sh-Slt-St
			Basantpur	Wh Qtz-Cgl-Sh-Slt-St-Ls
Inconformidad (-1.0 Ga)				
Paleoproterozoico	Himalaya Menor Interno	Garhwal/Pithoragarh	Berinag (Gamri, Rampur, Manikaran)	Pk-Wh Qz Aren-Qz Sch-Amphi
			Gangolihat/Deoban/Shali/ Tatapani Gr	Ma gr Dol-Ls-Stromlt Ls-Slt
			Rautgara	Gwke-Sl-Amph
Base no expuesta				

3.3.1.2.3 Himalaya Mayor

Están expuestas estructuralmente por debajo de las rocas del Himalaya Tibetano. Compuestas de rocas metamórficas de alto grado que incluyen cuarcita, calcosilicatos, esquistos y gneis de granate ± cianita que varían en edad de deposición o cristalización de 800 a 470 Ma. Esta secuencia se puede subdividir en unidades (Tabla 3.2); sin embargo, el orden de estas unidades varía a lo largo de la subprovincia (Robinson & Martin, 2014).

De acuerdo con Gansser (1974) la secuencia sedimentaria del Paleozoico Inferior se sobrepone discordantemente a rocas metamórficas precámbricas. Ambas aparecen en toda la zona y están intrusionados por rocas graníticas del Neógeno. Diques ácidos, sills y grandes intrusiones cortan las rocas deformadas de esta región. Se interpreta que las intrusiones tienen una edad del Mioceno-Plioceno debido a su similitud petrológica con los granitos fechados en el Everest. El metamorfismo y deformación precámbrica se compone principalmente de gneises y migmatitas; las rocas de alto grado de metamorfismo se encuentran en la base y las de bajo grado en la cima de la secuencia. Las secuencias sobreyacentes del Paleozoico Inferior no están metamórfosadas.

Tabla 3.2 Estratigrafía en el Himalaya mayor. Modificada de Gansser (1974).

Unidad	Edad	Litología
Estratos Paleozoicos inferior	Silúrico - Ordovícico	Lutitas, Calizas
Garbyang filitas.	Pre-ordovícico; posición estratigráfica discordantemente debajo de los estratos ordovícicos	Cuarzo, filitas
Budhi esquistos		Esquistos de biotita
Granitos y diques de turmalina		Granitos aplíticos
Cuarcitas		Cianita, Cuarcita
Zona de calcosilicatos		Mármol, calcosilicatos
Esquistos de granate		Esquistos
Gneis granítico basal		Gneis

3.3.1.2.4 Himalaya Tibetano

Las series del Tetis consisten en rocas sedimentarias del Cámbrico al Eoceno y en la base se tienen rocas metasedimentarias de muy bajo grado: principalmente filitas, meta-calizas y meta-areniscas cuarzosas (DeCelles, y otros, 2001). Las unidades mesozoicas y paleozoicas aparecen en todo lo largo y ancho de la zona. El grupo del Mesozoico (Triásico-Cretácico inferior) consiste en calizas y lutitas cubiertas por areniscas. Por su parte, el grupo paleozoico (Cámbrico - Pérmico) comprende filitas, limolitas, calizas y cuarcitas. Los plutones y diques graníticos del Neógeno cortan a las secuencias mesozoicas al norte de Nepal. El metamorfismo regional afectó a rocas del Precámbrico Tardío y del Cámbrico (en la parte inferior del Cámbrico es filítico) pero las secuencias del Ordovícico se encuentran sin metamorfismo. El metamorfismo de contacto es visible cerca de los intrusivos graníticos del Neógeno (Gansser, 1974).

3.3.1.2.5 Zona de Sutura Indo-Tsangpo

Searle y colaboradores (1987) indican que la zona de sutura Indo-Tsangpo en el sur del Tíbet contiene rocas mesozoicas que son equivalentes en tiempo a las secuencias sedimentarias de plataforma de la zona tibetana-Tetis en la margen continental norte de la India, que cambian a facies de aguas profundas más distales. Las rocas más antiguas de la cuenca del Tetis en la sutura al sur del Tíbet se ubican en el melange Yamdrock, que contiene grandes bloques aislados de caliza exótica del Pérmico asociados con rocas volcánicas alcalinas acompañadas de sedimentos de aguas profundas del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior (turbiditas y pedernal con radiolarios). La ofiolita Xigase tiene radiolarios del Albiano-Aptiano en pedernales sobre la secuencia de lavas almohadilladas, y los sedimentos del Grupo Xigase suprayacentes abarcan el Cretácico Superior. El Grupo Xigase tiene clastos derivados de los granitoides de Gangdese al norte. En Ladakh, hay una zona estructuralmente compleja de sedimentos de la cuenca de Tetis predominantemente mesozoicos y volcánicos depositados en un entorno oceánico al norte del margen continental de la India. El complejo Lamayuru se compone de lutitas, turbiditas (areniscas y lutitas y pedernal con radiolarios rojos) de aguas profundas que se extienden desde el Triásico hasta el Cretácico; estos son los sedimentos alóctonos de la cuenca pre-orogénica de Tetis. Los bloques de caliza exótica que contienen abundantes fósiles de finales del Pérmico y el Triásico están en contacto tectónico con los sedimentos de Lamayuru y se denominan "exóticos de Mulbeck". Son similares a las conocidas calizas exóticas de Tetis en Omán, Chipre y la sutura de Zagros de Irán y se interpretan como montes marinos que se formaron durante las primeras etapas del rifting. Las rocas volcánicas alcalinas y toleíticas también se encuentran en la sutura del Indo de Ladakh, principalmente encerradas en cinturones de melanges ofiolíticos (Searle y otros, 1987).

3.3.1.3 Estructuras de piel delgada

3.3.1.3.1 Subhimalaya

Conocido también como el antepaís del Himalaya (Figura 3.21), comprende al Grupo Siwaliks del Neógeno, que fueron comprimidos por cabalgamiento imbricado en superficies de despegue localizadas dentro las secuencias inferiores del grupo Siwaliks. La MFT representa la falla de cabalgamiento más exterior y coloca al Grupo los Siwaliks Neógeno dentro de las secuencias sedimentarias de la cuenca de antepaís cuaternaria que continúa deformándose actualmente (Pfiffner, 2017). El frente topográfico del Himalaya asciende abruptamente desde la planicie fluvial hasta elevaciones aproximadas de 150-250 m. Las secuencias del Grupo Siwaliks del Neógeno afloran en bloques de cabalgamiento con inclinación hacia el norte (DeCelles, y otros, 2001).

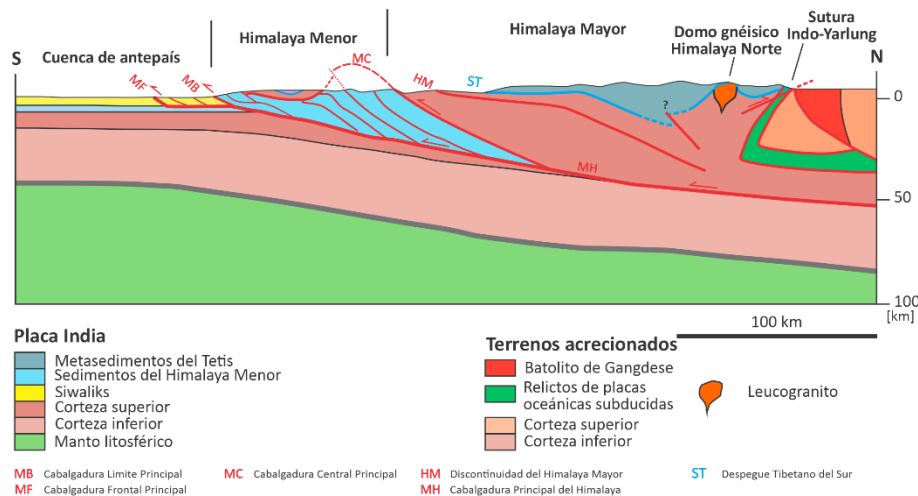


Figura 3.21 Sección transversal de los Himalayas. Modificada de Pfiffner (2017).

Mugnier y otros (1999) argumentan que la MFT está formada por segmentos que se ramifican y se transmiten en rampas laterales o se extinguen lateralmente hacia el oeste en pliegues por propagación de fallas laterales, además, describen un conjunto de retro-cabalgaduras y cabalgaduras en el bloque autóctono de la MBT inclinadas al sur, que de acuerdo con la separación estratigráfica entre el bloque autóctono y alóctono, las fallas no atraviesan todo el Grupo Siwalik, sino que se ramifican en los diferentes niveles de décollement ubicados dentro del Grupo Siwalik en las unidades inferiores. Estas estructuras forman parte del desarrollo de dúplex en los estratos más antiguos, donde se han identificado dos tipos: 1) Los formados por caballos con gran desplazamiento que afloran al sur de la traza de la MBT y producen la repetición de un miembro del Grupo Siwalik, de la parte inferior. El detalle de sus geometrías es muy difícil de descifrar porque la deformación interna es fuerte y la litología es homogénea; los caballos inducen el inclinamiento de la MBT y favorecen la reactivación del sentido normal o la falla en el bloque alóctono (Figura 3.22a); 2) Los que permanecen ocultos, debido a que las rocas de los

miembros de Grupo Siwalik de la parte media a superior los sobreyacen al sur de la serie del Himalaya Menor; los detalles de la geometría dúplex aún se desconocen (Figura 3.22b).

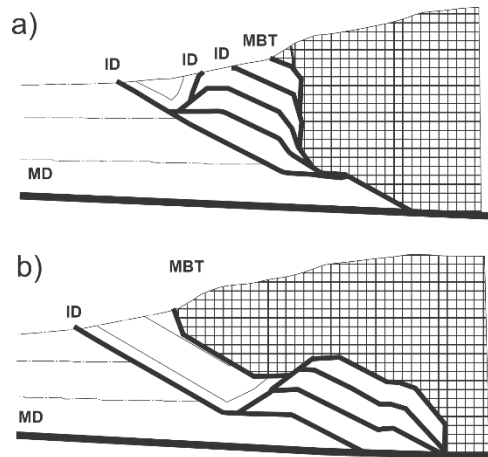


Figura 3.22 Esquema de los caballos del bloque autóctono de la MBT. a) Dúplex expuesto; b) Dúplex oculto. Modificada de Mugnier y otros (1999)

Aproximadamente a 70 km al sur de las principales cordilleras del Himalaya, el Salt Range se eleva como una cadena de colinas de 180 km de largo y 85 km de ancho en el extremo sur de la Cuenca de Potwar, Pakistán (Ghazi, Ali, Sahraeyan, & Hanif, 2015). La superficie de despegue mayor está localizada dentro de la Formación Salt Range (Cordillera de Sal), una unidad precámbrica evaporítica (mayormente halita) que domina el cabalgamiento a lo largo del antepaís (Burbank, Beck, Mulder, Yin, & Harrison, 1996).

Jadoon y otros (2015) identificaron algunas expresiones del estilo estructural compresivo en el Salt Range-Potwar Plateau:

El anticlinal Lilla ubicado en el punto del décollement en la antefosa del Salt Range-Potwar Plateau es un pliegue por despegue donde la superficie de desprendimiento corresponde a evaporitas Precámbricas; es un pliegue erguido con bajo relieve estructural y asimetría moderada debido a un limbo frontal relativamente inclinado (Figura 3.23a).

El campo petrolero Chak-Naurang se encuentra en un conjunto de pliegues por propagación de falla (Figura 3.23b); el pliegue principal se ubica sobre la rampa de falla y muestra un deslizamiento de aproximadamente 1 km a lo largo de la base del Cámbrico decreciendo a cero en las secuencias clásticas del Paleógeno-Neógeno, lo cual es un rasgo característico de los pliegues por propagación de falla; por lo que el deslizamiento de alrededor de 1 km queda totalmente acomodado en estrecha relación con el pliegue. La rampa se ubica donde las fallas tienen una sección cortada, con un echado suave de unos 30°, pero presenta una zona curva con un echado de aproximadamente 45°, a medida que se acerca a la unidad de rocas más

competentes (base del Cámbrico) con el desarrollo de un limbo posterior relativamente estrecho y una zona de charnela más amplia. En general, se puede ver asimetría con un flanco más inclinado y el otro con echado suave. El plano axial del sinclinal frontal termina en la punta de la falla. Los pliegues kinks desaparecen en la falla y los estratos en el bloque de piso permanecen sin deformar.

El perfil sísmico de Salt Range proporciona un claro ejemplo de la geometría de un cabalgamiento (escalera o flat-ramp-flat en inglés: Figura 3.23c); se presentan estratos inclinados y planos a lo largo del plano de la cabalgadura. El desplazamiento continúa por aproximadamente 20 km a lo largo del cabalgamiento del Salt Range, con una rampa que le ha dado una geometría característica de un pliegue por flexura falla. El desarrollo de los pliegues por flexión de falla puede estar relacionado en gran medida con el desplazamiento generalmente significativo a lo largo de las superficies de despegue relacionadas con el cabalgamiento.

Los Pop-ups, son una sección de secuencias del bloque de techo que han sido levantados por la combinación de una cabalgadura con vergencia hacia el antepaís (Figura 3.23d). El campo petrolero Adhi en el este del Salt Range-Potwar Plateau sirve como un buen ejemplo de una estructura Pop-ups, ya que muestra el despegue y una secuencia con estratos del bloque de techo levantados a lo largo de una cabalgadura con vergencia opuesta a la del antepaís. Son visibles unos 3-4 km debido al levantamiento de la secuencia sedimentaria como consecuencia de unos 2 km de deslizamiento a lo largo de cada superficie de despegue. Además, también influye en el estilo de deformación la gruesa secuencia de evaporitas en la zona central del anticlinal.

Se tiene una zona triangular delimitada por un retrocabalgamiento debajo de la secuencia sedimentaria que se presenta inclinada hacia lado del antepaís, dentro del conjunto de fallas inversas relacionadas al mismo proceso, donde hay otra cabalgadura regional (Figura 3.23e). El espacio entre los dos cabalgamientos está ocupado por una cuña deformada donde predomina una secuencia sedimentaria de mayor competencia mecánica (en el núcleo de la estructura). Por lo tanto, se desarrollaron en dos niveles de despegue. El núcleo-cuña en esta configuración representa estratos dúplex, y la secuencia por encima del retrocabalgamiento se denomina secuencia de techo. El campo petrolífero de Dhurnal es un ejemplo de zona triangular. La cabalgadura inferior se encuentra en la superficie de despegue regional de las evaporitas del Eocámbrico. La retrocabalgadura de techo está ubicada en la interfaz sobre la Fm. Murree del Mioceno. Por lo tanto, el núcleo está compuesto por estratos del Cámbrico al Mioceno deformados entre las dos fallas principales (Jadoon y otros, 2015).

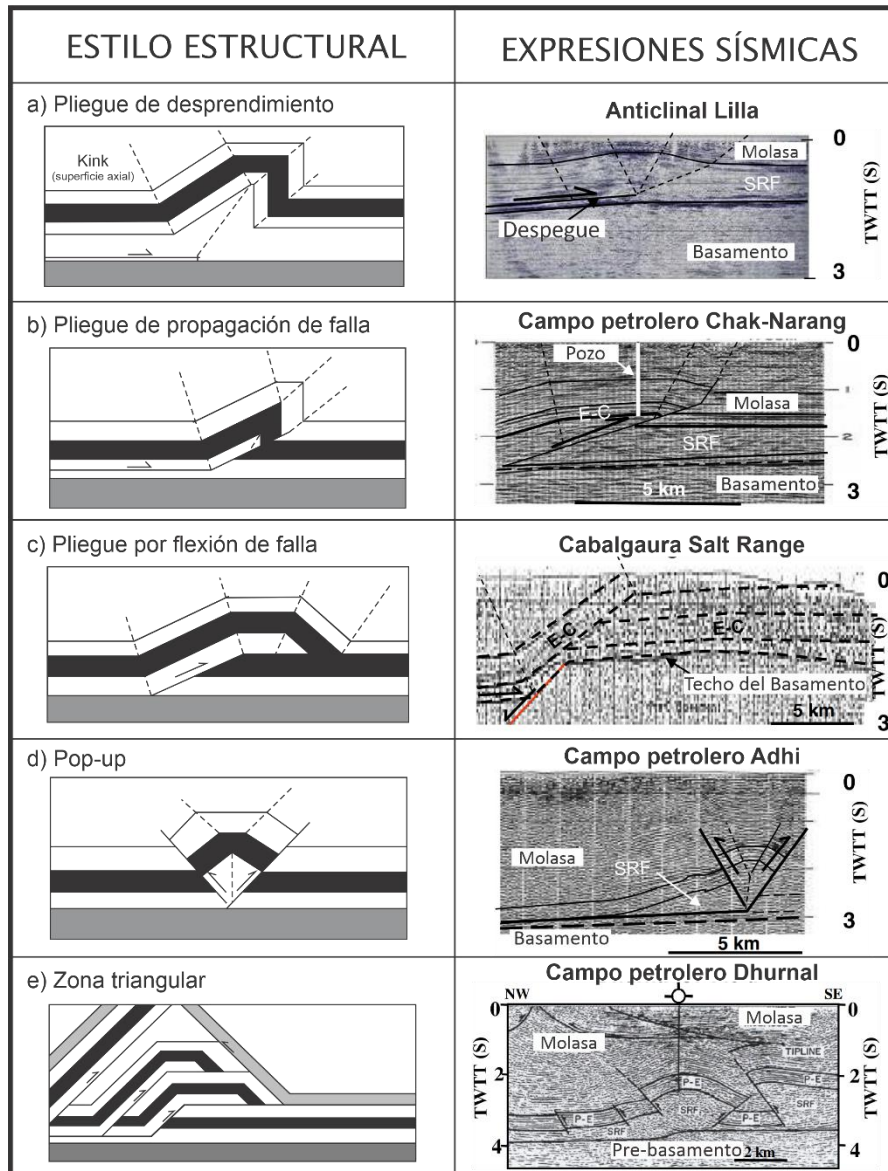


Figura 3.23 . Modelos geométricos con soporte sísmico de expresiones del estilo estructural compresivo del Salt Range – Potwar Plateau. Modificada de Jadoon y otros (2015).

3.3.1.3.2 Himalaya Menor

El Himalaya Menor es una región típica de geometría de tectónica de piel delgada, no obstante, ésta varía de este a oeste por diferentes factores como lo son la evolución tectónica, la litología, el espacio de las rampas y la cantidad de deslizamiento de los caballos individuales que se incorporaron al dúplex (Robinson & Martin, 2014).

En Nepal, este cinturón se compone de un conjunto de napas y cabalgaduras que forman al norte un dúplex buzando hacia el traspais y al sur se tienen napas imbricadas (Figura 3.21). La MBT forma la base del cinturón orogénico, donde en el bloque autóctono afloran estratos cenozoicos, mientras que el bloque alóctono está

formado por filitas de Clorita-Biotita, que se separan por un décollement. El movimiento a lo largo de esta cabalgadura ocurrió entre el Mioceno Superior y el Plioceno y se estima que el acortamiento es del orden de 20 a 50 km (Pfiffner, 2017).

Las fallas en el bloque de techo de la estructura dúplex, son la MCT, la cabalgadura Ramgarh-Munsiari (RMT por sus siglas en inglés) y al noroeste de la India la cabalgadura subyacente Tons, que actúa como falla de techo secundaria. Adicionalmente, por medio de perfiles de refracción sísmica se identificó un décollement basal del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de los Himalayas conocido como la Cabalgadura Principal del Himalaya (MHT por sus siglas en inglés) o el Décollement Principal del Himalaya (MHD) (Robinson & Martin, 2014; Paudel, 2012; Long & Robinson, 2021).

Al norte del dúplex, las secuencias que cabalgan en general están formadas solamente por rocas paleoproterozoicas, sin embargo, a medida que el MHD se propaga más al sur hacia el antepaís las rocas más jóvenes se incorporan a esta estructura. La variación a lo largo de este sistema permite distinguir diferentes características, por ejemplo: al oeste de Nepal es una pila sedimentaria forma un antiforame; al noroeste de India, Nepal Central y Buthan el pliegue tiene vergencia hacia el traspais. En Sikkim, los pliegues varían, ya que en un segmento buzan al trapaís y otro conjunto de unidades estratigráficas sedimentarias se encuentran en un antiforame que buzan hacia el antepaís. Una consecuencia importante de la duplexificación es la generación de una culminación antiforame, que levantó y plegó pasivamente la MCT y el Himalaya Mayor suprayacente. En Arunachal Pradesh y Bután, la culminación está definida por un antiforame de tendencia este, mapeada dentro del Himalaya Mayor, con ventanas de erosión locales en el Himalaya Menor. Desde Sikkim hacia el oeste, la altura estructural significativa de la culminación ha generado grandes regiones del Himalaya Menor expuestas, con klippen de antepaís sinformal del Himalaya Mayor preservados en varios lugares (Robinson & Martin, 2014; Long & Robinson, 2021).

La parte sur del dúplex contiene cinco caballos, dos de estos contienen estrechos anticlinales de propagación de fallas, que están separados por un sinforame en la cubierta de cabalgadura de Ramgarh suprayacente en el área de Chainpur. La parte norte del dúplex consta de dos caballos, con un cuerpo de augengneis en el extremo sur de estos caballos. La cabalgadura de Ramgarh se pliega en un par de antiforamas menores por encima de la MBT y en un par de sinforame-antiforame mucho más grandes en la sinforame de Dadeldhura y por encima del dúplex del Himalaya Menor (DeCelles, y otros, 2001).

La MFT, MBT y MCT se fusionan en un desprendimiento basal en la Cabalgadura Principal del Himalaya. Ésta última forma una rampa debajo del antiforame en el norte del Himalaya Menor. Esto significa que los cabalgamientos de piel delgada se conectan en profundidad con la cabalgadura principal del Himalaya que corresponde a un estilo de piel gruesa (Figura 3.21). Las tectónicas de piel delgada

y de piel gruesa están separadas en el espacio, pero no en el tiempo. La naturaleza de piel gruesa de la MCT se destaca por el movimiento coetáneo a lo largo de esta cabalgadura y la deformación de su bloque de techo (Pfiffner, 2017).

3.3.2 Los Alpes

Los Alpes son un sistema complejo de cadenas montañosas en el centro-sur de Europa originadas por la Orogenia Alpina en el Neógeno que se extienden unos 1000 km en forma de medialuna a lo largo de varios países. Geográficamente se ha dividido en 4 sectores; los Alpes occidentales, orientales, centrales y del sur (Rott, Scherler, Reynaud, Serandrei, & Zanon, 1993; Nared, Razpotnik, & Komac, 2015).

Tectónicamente esta cordillera tiene tres dominios: i) el sistema compuesto de napas austroalpinas, derivado de la parte distal del margen continental pasivo del Adriático, que se desarrolló principalmente durante la orogenia Cretácica; ii) la zona Penninica, una pila de napas que afectan a las rocas metamórficas que provienen de la litosfera oceánica en subducción y el margen continental pasivo europeo (parte distal), con secuencias del Paleógeno; su límite exterior es el cabalgamiento frontal Penninico; iii) la zona Helvética, que consiste en conjunto de rocas del basamento poco profundo y unidades de cobertura despegadas derivadas de la parte proximal del margen europeo. Esta última zona, cabalga sobre la molasa de antifosa y corresponde con una cuña sedimentaria que se adelgaza hacia el norte y que se desarrolló desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío, con repetidas alternancias de depósitos marinos y de agua dulce poco profundos. Su zona interna imbricada (Molasa Subalpina) fue enterrada a una distancia de más de 20 km por debajo del cinturón de cabalgaduras frontal. En el arco alpino francosuizo exterior, la cuenca de molasa está delimitada por el cinturón de pliegues y cabalgaduras Jura, una cordillera de piel delgada del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Dal Piaz, Bistacchi, & Massironi, 2003).

En este trabajo sólo se tratará lo referente a la Cuenca Molasa y las Montañas del Jura ya que representan el estilo clásico de un cinturón de pliegues y cabalgaduras, además de que poseen una tectónica íntimamente relacionada (Figura 2.14; Sommaruga, 1999; Fossen, 2010).

3.3.2.1 Evolución

Los procesos relacionados a la ruptura de Pangea a lo largo de un rift entre Gondwana y Laurasia, además de la apertura del Océano Atlántico durante el Mesozoico Temprano desencadenaron el desarrollo de pequeñas cuencas oceánicas y microcontinentes (Adria y Briançon) que tuvieron una variedad de efectos en la formación de los Alpes (Coward & Dietrich, 1989).

Uno de los océanos clave es conocido como el Tetis alpino localizado entre Eurasia en el norte de África y Adria de la época jurásica. El Tetis alpino se subdivide en tres grandes cuencas oceánicas a lo largo de una gran zona de expansión, que también contiene fallas transformantes oblicuas. El océano Piemont se formó en la

parte occidental de la dorsal, mientras que la parte oriental se desarrolló el océano Penninico (Thronberens).

Pfiffner (2014) considera que ocurrieron dos fases en la evolución tectónica:

- 1) En el Cretácico, los movimientos de convergencia entre Europa y Adria se dirigieron más de este a oeste. La litosfera oceánica del Piemont se sumergió debajo de la placa del continente Adriático y fue subducida gradualmente. La placa superior, el margen continental del Adriático, se comprimió durante estos movimientos de placas, se formaron napas y partes del margen continental se elevaron en un orógeno temprano. En este momento, el margen continental europeo estirado se desplazó más o menos pasivamente hacia la zona de subducción. Esta primera etapa se denomina Orogenia Cretácica.
- 2) En el Cenozoico, los movimientos de placas ocurrieron en con una dirección este-oeste, pero luego dieron paso a una convergencia con dirección norte-sur. Después de que el océano de Piemont se cerró por completo y el microcontinente de Briançon entró en la zona de subducción, el margen continental europeo también se comprimió y se desmembró en napas. Con el tiempo, más partes externas del margen continental europeo también se vieron afectadas por la deformación. El centro-sur del actual continente europeo, el basamento cortical de los sistemas de napas Helvético y Dauphinois, fueron afectados por la subducción que posteriormente se convirtió en colisión tras la llegada de una corteza continental no subducible de aproximadamente 30 km de espesor. La continua convergencia de las placas provocó un mayor apilamiento de napas por el cual la corteza superior emergió a lo largo de fallas de cabalgamiento buzantes en ambos márgenes de las placas, lo que finalmente condujo al crecimiento de la cadena montañosa alpina: esta segunda etapa corresponde a la orogenia del Cenozoico.

Gracias a la sismicidad actual y el ascenso vertical reciente, es posible interpretar que los Alpes centrales continúan su deformación (Pfiffner, 2017).

3.3.2.1 Estratigrafía

El basamento cristalino sobre el cual sobreyacen las rocas sedimentarias de las Montañas del Jura y la Cuenca de Molasa, están formadas por rocas intrusivas y metamórficas de grado medio a alto que muestran una deformación polifásica asociada especialmente a la orogenia herciniana. El final de esta orogenia está marcado por la formación de grabens continentales estrechos y alargados llenos de sedimentos lacustres y fluviales del Carbonífero y el Pérmico, que incluyen importantes capas de carbón del Carbonífero y algunas rocas volcánicas raras (Sommaruga, Mosar, Schori, & Gruber, 2017).

A principios del Mesozoico, la penillanura del basamento fue invadido por una transgresión marina, depositándose las areniscas continentales del Grupo Buntsandstein en el Triásico Inferior. Posteriormente, fueron depositados los grupos Muschelkalk (Triásico Medio) y Keuper (Triásico Superior) que consisten en potentes unidades de evaporitas (anhidrita, yeso y halita), margas, calizas y dolomitas. Las evaporitas albergan el nivel de décollement principal, por lo que según varios autores consideran que la mayor parte de la deformación se encuentra donde se tienen evaporitas del grupo Keuper en el Jura occidente y central, asimismo en el grupo Muschelkalk al oriente de Jura (Rime, Sommaruga, Schori, & Mosar, 2019; Davis & Engelder, 1985).

Durante el Jurásico Temprano el ambiente sedimentario fue de plataforma o una cuenca somera de baja energía sobre la cual se depositaron margas del grupo Lias; sobreyaciéndolos se encuentra el grupo Dogger compuesto de calizas arcillosas y oolíticas, margas y calizas margosas. La unidad más baja del Grupo Dogger, la arcilla Opalinus, está compuesta principalmente de lutitas y margas y forma una capa mecánicamente débil. Los depósitos masivos de caliza del Jurásico tardío incluyen el Grupo Malm, donde predominan calizas y en menor proporción margas y rocas arcillosas. Al final del depósito del Grupo Malm, el ambiente sedimentario cambió de una facies marino-litoral a una facies supramareal con episodios de emersión. Estos cambios se produjeron como resultado de una regresión generalizada, que afectó a Europa occidental a finales del Jurásico (Sommaruga A., 1997; Schori, Zwaan, Schreurs, & Mosar, 2021; Rime, Sommaruga, Schori, & Mosar, 2019).

El Cretácico Inferior está bien desarrollado en el Haute Chaîne Jura, mientras que el Cretácico Superior es discontinuo, debido a la erosión del Paleógeno-Neógeno. A principios del Cretácico, una nueva incursión marina cubrió el sur del Jura, por lo que se formó una plataforma con sedimentos depositados en aguas poco profundas (ambiente nerítico); los depósitos del Cretácico Inferior son calizas y margas. Durante el Cenomaniano-Turoniano, la facie "Creta" invadió el Jura desde la cuenca de París. Las calizas del Cretácico superior se conservan y presentan cavidades kársticas. Todas las formaciones del Cretácico se adelgazan hacia el N o NE y desaparecen totalmente hacia el este de Biel (Sommaruga A. , 1997).

El Cenozoico de la Cuenca de Molasa y el Jura registran las últimas etapas de la deformación alpina. Una superficie de erosión profunda separa varias formaciones mesozoicas subyacentes del Neógeno (Sommaruga A., 1997). El relleno sedimentario de la cuenca exhibe grandes fluctuaciones laterales naturales. A pesar de esto, los estratos se pueden categorizar en cuatro grupos: Molasa Marina Inferior, Melaza Inferior de Agua Dulce, Melaza Marina Superior y Molaza Superior de Agua Dulce (Pfiffner, 2014).

La secuencia más antigua comprende el grupo de Molasa Marina Inferior (MMI) del Oligoceno Temprano (34 – 30 Ma), que está cubierto por clastos fluviales del

Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano (30 – 20 Ma) del grupo Molasa de Agua Dulce Inferior (MAI). Durante este periodo, los sistemas de drenaje con origen en los Alpes en evolución eran transversales dentro de los Alpes, pero se convirtieron en paralelos al orógeno en un drenaje submarino axial (MMI) o terrestre (MAI) que fluyó hacia el noreste. La segunda secuencia comenzó con la deposición de areniscas marinas poco profundas de 20 a 16.5 millones de antigüedad del grupo Molasa Marina Superior (MMS). Estos depósitos interactúan con grandes secuencias de abanico de delta adyacentes a la cabalgadura frontal. La segunda secuencia terminó con la acumulación de clásticos fluviales del grupo Molasa de Agua Dulce Superior (MAS) a los 13,5 Ma. Durante la deposición de la MAS, los paleoríos alpinos drenaron en un patrón paralelo al orógeno (MAS) que fluye hacia el suroeste (Pfiffner, Schlunegger, & Buiter, 2002).

La parte superior de la MAS está marcada, en la parte interna de la Cuenca de Molasa, por un límite erosivo cubierto generalmente por sedimentos cuaternarios, mientras que en la parte externa (montañas del Jura) se tiene una discordancia cubierta por conglomerados, arenas y gravas con contenido paleontológico de Mamíferos de edad (~11 My; Sommaruga A., 1997).

3.3.1.3 Estructuras de piel delgada

3.3.1.3.1 Cuenca de Molasa

La cuenca de antepaís se caracteriza por contener tres unidades geológicas: la Molasa Jura, Molasa Plateau y Molasa Subalpina. La Molasa Jura representa el límite periférico norte de la Cuenca de Molasa que ha estado "pasivamente" involucrada en el plegamiento y cabalgamiento de Jura. Solo se conservan zonas aisladas de sedimentos de molasa cenozoica dentro de los principales sinclinales del Jura interno. La Molasa Plateau simboliza la mayor parte de esta cuenca. Las estructuras presentes consisten en amplios anticlinales orientados NE-SW y fallas transversales N-S, NW-SE y WNW-ESE. El límite norte de la Molasa Plateau corresponde a un límite de erosión a lo largo de los pliegues más internos y de gran amplitud del cinturón del Jura. Por su parte, la Molasa Supralpina es una zona estrecha a lo largo del borde sur de la Cuenca de Molasa. Esta región se caracteriza por un conjunto de planos de cabalgadura que afectan a las secuencias cenozoicas desprendidas a lo largo de una superficie de despegue principal (Sommaruga A., 1999).

La Molasa Subalpina se distingue por los cabalgamientos con vergencia al norte que emergen de un horizonte de desprendimiento dentro de la MAI. Hacia el norte, se desarrolló una cabalgadura posterior, formando una zona triangular característica que persiste en toda el área. Enraizados del basamento, los cabalgamientos están controlados por múltiples superficies de despegue de los estratos mesozoicos los cuales muestran vergencias alternas y sentidos laterales. Conjuntamente, es posible observar plegamiento por desprendimiento de las unidades mesozoicas formando pliegues de baja amplitud y longitud de onda larga

(Figura 3.24). El estilo de deformación está controlado en parte por el material involucrado, por ejemplo, la Molasa Subalpina entre Bregenz y Kempten muestra una estructura rampa-llano, mientras que el plegado en el resto está dominado por el plegamiento activo (ondulaciones). Sin embargo, otros aspectos del estilo estructural, como la ausencia de cabalgamientos plegados y el predominio de retrocabalgamiento, están controlados por factores externos (Mock & Herwegh, 2017; Ortner, Aichholzer, Zerlauth, Pilser, & Fügenschuh, 2015).

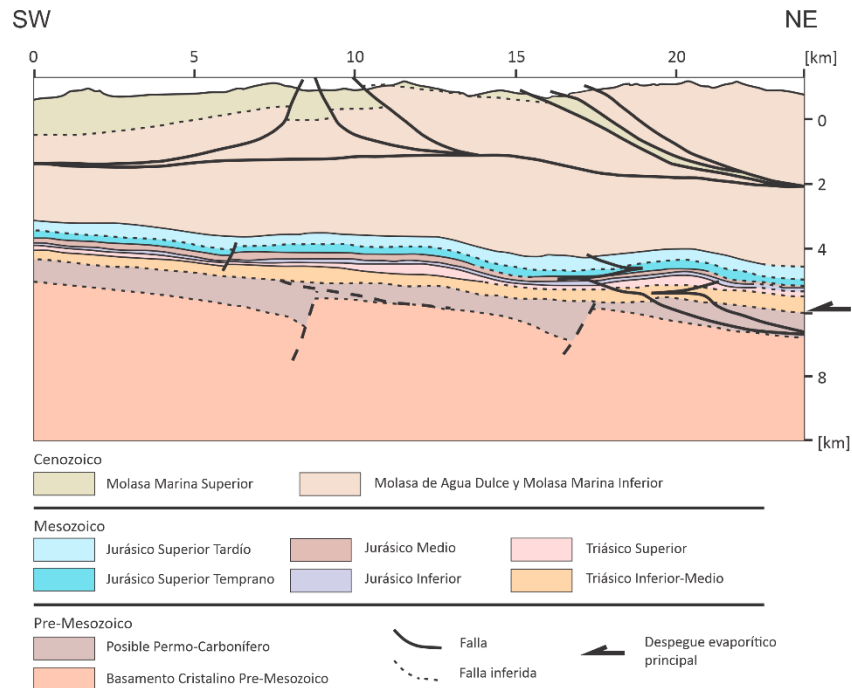


Figura 3.24 Interpretación geológica de sección sísmica, muestra pliegues por desprendimiento con núcleo evaporítico relacionados a tectónica de piel delgada. El plegamiento afecta sedimentos del Mesozoico y Cenozoico. Modificada de Mock & Herwegh (2017).

La Molasa Plateau consta de secuencias relativamente sin deformar entre la cabalgadura frontal de la zona Subalpina y las faldas de las Montañas del Jura (Homewood, Allen, & Williams, 1986). Los estratos presentan inclinación hacia el norte, pero están sucesivamente más inclinados hacia la zona subalpina. En la parte central se localizan anticlinales anchos y muy abiertos de manera aislada. La Molasa Jura se extiende a lo largo del borde sur de las Montañas del Jura y se caracteriza por varios anticlinales que son ligeramente más estrechos que en la Molasa Plateau; están dispuestos en un arreglo en échelon. La deformación también afecta a la secuencia mesozoica subyacente (Pfiffner O. A., 2014).

3.3.1.3.1 Montañas del Jura

Se extienden desde el norte y el oeste de Suiza hasta el este de Francia. El cinturón plegado y cabalgado en forma de arco engloba el Jura interno (Haute-Chaîne) y el Jura externo (Jura Plateau), donde las amplias áreas sinclinales ("Mesetas") están separadas por estrechos cinturones de compresión ("Faisceaux"). El Jura tabular

se encuentra al norte del Jura oriental y central. No pertenece al cinturón de pliegues y cabalgaduras propiamente dicho, sólo comprende la cubierta mesozoica autóctona del sur de la Selva Negra y el basamento de los Vosges. El área de Chasseral, entre el lago de Biel y el Vallon de St-Imier, corresponde a la parte más meridional del Jura Interno Central. Las montañas del Jura del sur son las más deformadas (cadenas más altas), mientras que las partes del norte están menos deformadas; el Jura central presenta con un acortamiento total sobre de 25 km (Schori, Mosar, & Schreurs, 2015).

Las estructuras del Jura interno son varios tipos de pliegues y fallas. Sommaruga A. (1999) hace una descripción de los pliegues relacionados a fallas, los más representativos son anticlinales asimétricos de gran amplitud que se originan desde la superficie de despegue basal (unidades evaporíticas triásicas) y son separados por sinclinales abiertos y cerrados (Figura 3.25). La mayoría de las cabalgaduras tienen vergencia NW, como el sistema de fallas principal que se inclina al antepaís. También interpretaron cabalgaduras con vergencia SE (vergenza al traspais) que son consideradas retrocabalgamientos. Las fallas de cabalgadura tienen geometría de plano-rampa. Las rampas de las cabalgaduras con vergencia al antepaís se inclinan entre 20°-30°, mientras que, en el Jura Neuchâtel, son más inclinadas ($\pm 60^\circ$). Los pliegues del Haute-Chaîne iniciaron como pliegues ondulados formados por desprendimientos embrionarios que subsecuentemente evolucionaron a pliegues por propagación de falla después de la ruptura de las cabalgaduras, cuando ocurrió la mayor deformación.

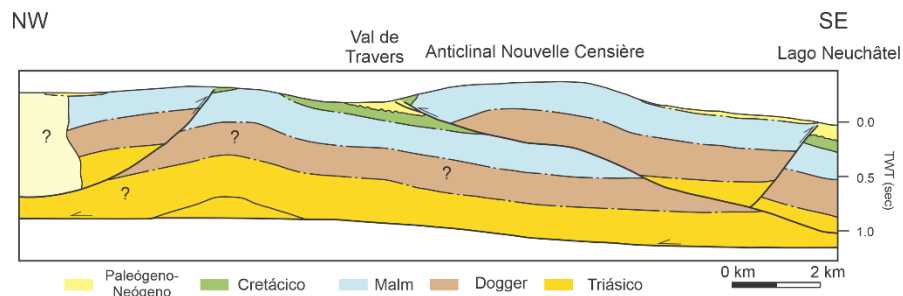


Figura 3.25 Ejemplo de pliegue relacionado a cabalgadura en el Neuchâtel Haute-Chaîne Jura. Modificada de Sommaruga A. (2011).

El Jura Plateau presenta amplios anticlinales con núcleo de evaporitas del Triásico (Burkhard & Sommaruga, 1998). Los ejes de estos pliegues están orientados NW-SE, paralelos a la tendencia general de las estructuras del cinturón Jura (Sommaruga A, 2011). En la figura 3.26 se muestra un pliegue con dos limbos largos y asimétricos que se inclinan suavemente hacia el norte y sur, respectivamente (Sommaruga A., 1999).

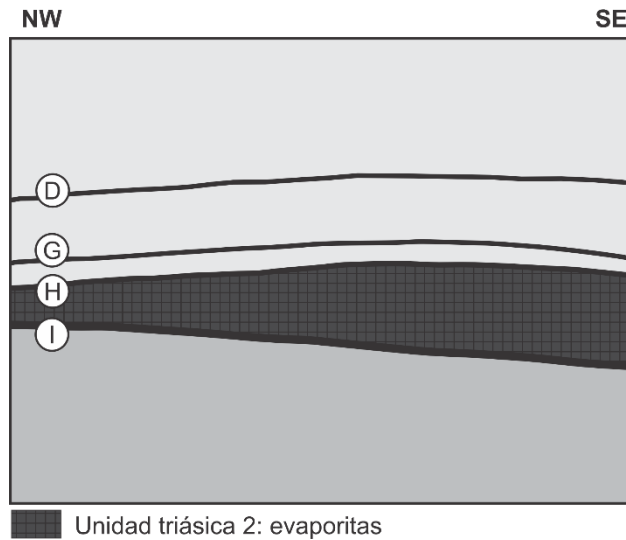


Figura 3.26 Anticlinal con núcleo de evaporitas localizado en el Jura Plateau. Legenda de las cimas de las unidades: I=Basamento, H=unidad triásica 2; G=unidad triásica 1, D=Dogger. Modificado de Sommaruga A. (1999).

Schori, Mosar, & Schreurs (2015) interpretaron una sección de la estructura de Chasseral, entre el lago de Biel y el Valle de St-Imier, en Berna, Suiza (Figura 3.27). Es considerada un pliegue por flexión de falla con horizontes restringidos que indican una pérdida de exceso de área por encima de un desprendimiento superior. En el modelo propuesto, la rampa de la cabalgadura inicial se origina desde el décollement basal y se desarrolla en un pliegue por flexión de falla, antes de que los pliegues por propagación de la falla sobre el desprendimiento superior comiencen a formar las estructuras actuales en el área de Chasseral. El décollement basal se encuentra en las evaporitas del Triásico Medio, no obstante, en esta región se identificó un importante desplazamiento a lo largo de un despegue superior en la Formación Opalinus-Ton del Jurásico Medio (Rocas arcillosas). La deformación por encima del despegue superior ocurrió al norte y retrocede más tarde para formar una serie de pliegues de propagación de fallas hacia adelante en la ladera norte de la montaña Chasseral, con cabalgamientos asociados que muestran una geometría escalonada típica debido al desarrollo de ángulo bajo. El anticlinal Seekette en la ladera sur se formó debido a un retroceso tardío.

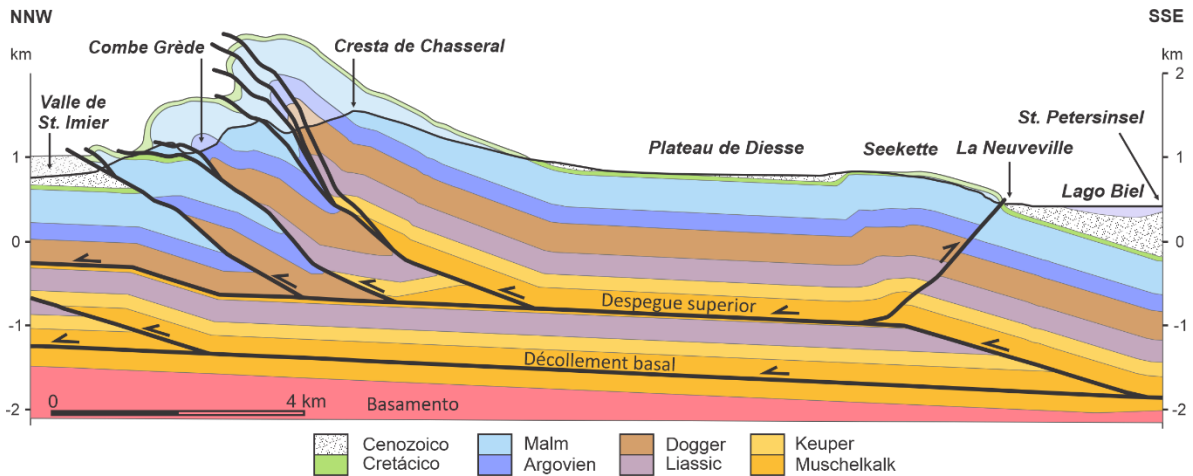


Figura 3.27 Sección transversal del área del Chasseral. Modificada de Schori, Mosar, & Schreurs, (2015).

De igual manera, Rime, Sommaruga, Schori, & Mosar (2019) describen explican una sección geológica que atraviesa por la villa Travers, el valle La Brévine en Suiza y Morteau en Francia, el Jura interno (Figura 3.28). La elevación estructural de las rocas que afloran en el centro de la región se debe por una cabalgadura de gran escala (Cabalgadura de Morteau) que tiene 5.7 km de acortamiento. El cabalgamiento de Morteau presenta un desprendimiento secundario en las lutitas Opalinus y otros dos en las capas margosas del Cretácico. El despegue en la secuencia arcillosa Opalinus es una característica crucial del modelo de deformación. La geometría resultante de estos despegues secundarios conduce a pliegues por flexión de falla y produce grandes desplazamientos, lo que provoca un apilamiento y repetición de la secuencia mesozoica en una gran área. El área de estudio comprende tres retrocabalgamientos principales, que son comunes en los cinturones de pliegues y cabalgaduras de antepaís. Los retrocabalgamientos observados se desarrollan por encima del cabalgamiento de Morteau, posiblemente por razones de equilibrio en cuña y porque el movimiento sobre las rampas conduce al desarrollo de retrocabalgamientos. Smeraglia, Fabbri, & Choulet (2021) identificaron anticlinales con núcleos evaporíticos, además de una estructura pop-up formada por la cabalgadura de Morteau y el retrocabalgamiento de Brévine.

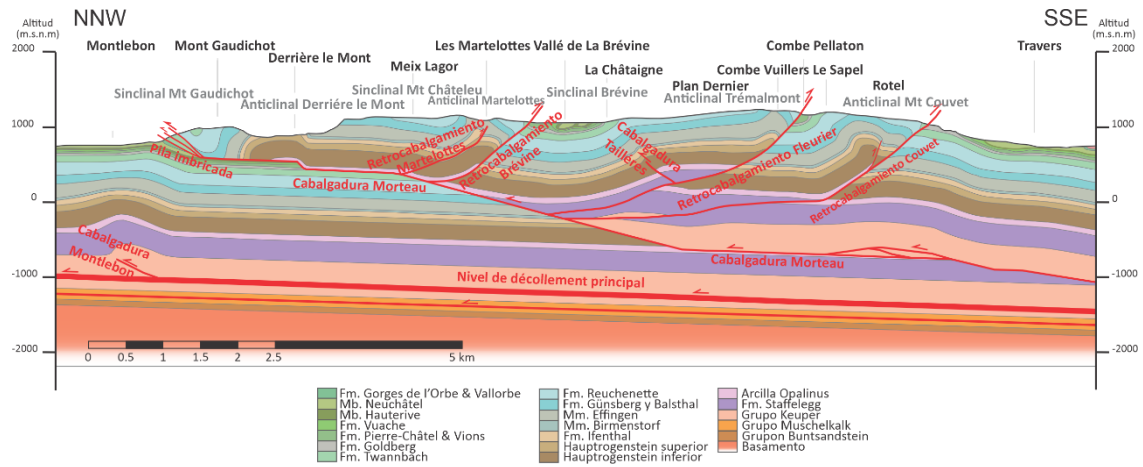


Figura 3.28 Sección transversal del NW del lago Neuchâtel en la parte más deformada del Jura Interno. Modificada de (Rime, 2019).

Capítulo 4 Implicaciones económicas

Los recursos naturales que se formaron en el subsuelo de las regiones deformadas por tectónica de piel delgada son de gran importancia para la actividad económica de las poblaciones circundantes, así como de las naciones que los poseen. En este sentido a continuación, se hace una breve recopilación de los yacimientos petroleros y yacimientos minerales más relevantes que poseen los orógenos previamente estudiados.

4.1 Hidrocarburos

Los hidrocarburos en el frente y faldas de la Sierra Madre Oriental se almacenan en un sistema de pliegues generados durante la orogenia Mexicana del Cretácico Superior al Paleógeno, que se conoce como frente tectónico sepultado. De acuerdo con el estudio del sistema petrolero de la SMOr los yacimientos en varios plays conjugan un estilo estructural con una componente estratigráfica (Eguiluz, 2017). Las rocas generadoras principales se encuentran en los horizontes del Jurásico Superior (Fm. Santiago, Fm. Taman, Fm. Pimienta, Fm. Tepexilotla y la Fm. La Casita), aunque también las formaciones del Cretácico (Fm. La Peña, Fm. Carbonera, Fm. Tamaulipas, Fm. Agua Nueva y Fm. Eagle Ford) son consideradas potenciales rocas generadoras. Las potenciales rocas almacenadoras dentro de la SMOr incluyen a las formaciones jurásicas (Fm. San Andrés; Areniscas oolíticas), cretácicas inferiores (Fm. Tamaulipas Inferior, Fm. El Abra, Fm. Tamabra; rocas carbonatadas) y cretácicas superiores (Fm. Agua Nueva y Fm. San Felipe; intercalación de calizas, margas y lutitas). En tanto que las rocas sello para los yacimientos de la Fm. San Andrés son las propias rocas generadoras de la misma formación. El sello para los yacimientos del Cretácico son zonas no porosas dentro de la formación del mismo yacimiento o lutitas del Cretácico Superior suprayacentes de las formaciones Cárdenas o Méndez (Prost, y otros, 1995). Significantes yacimientos de gas y/o aceite en la SMOr se localizan en las cuencas de antepaís más representativas de México: la Cuenca de Chicontepec y la Cuenca de Veracruz. Éstas son de gran importancia económica ya que además ser grandes cuencas productoras, poseen potencial ante la demanda de hidrocarburos (Loza, 2014).

La provincia petrolífera de la Sierra de Chiapas ha sido de las más recientes en ser descubierta, donde los sistemas petroleros conocidos se asocian a dos sistemas generadores principales, el más importante corresponde al Tithoniano que se compone de calizas arcillosas de la Fm. Chinameca y lutitas calcáreas ricas en materia orgánica de la Fm. El Plátano. El segundo sistema generador del Cretácico Inferior corresponde a la Fm. Cobán conformada por microdolomías laminadas, carpetas de algas y anhidrita (PEMEX, 2010; Gonzalez-Garcia & Holguin-Quiñones, 1992). Las rocas almacenadoras son bancos oolíticos del Jurásico, calizas de plataforma del Cretácico fracturadas por la tectónica salina y la compresión, junto con las areniscas turbidíticas del Paleógeno-Neógeno que forman complejos de canales y abanicos submarinos. En cuanto a las rocas sello de los yacimientos del

Mesozoico, se consideran a las lutitas del Paleoceno y para las areniscas del Paleógeno-Neógeno a los desarrollos intraformacionales de lutitas que están dispuestas en forma alternada de manera vertical y lateral. En el caso de los yacimientos del Cretácico, las intercalaciones de cuerpos de anhidrita que existen entre las dolomías ocupan el lugar de rocas sello. La generación de hidrocarburos inició a finales del Cretácico, alcanzando su pico máximo de generación-expulsión durante el Pleistoceno (CNH).

Los potenciales sistemas petroleros del Himalaya se pueden localizar en múltiples niveles estratigráficos que alcanzan edades desde el Paleozoico al Neógeno. No obstante, el sistema petrolero de la cuenca del antepaís cenozoico (Subhimalaya) es aquel que se ha visto influenciado por la formación del orógeno en cuestión. Las rocas generadoras de hidrocarburos están presentes en las formaciones Subathu y Dharamsala; mientras que las formaciones del Siwalik inferior, Kasauli y Dagshai contienen potenciales yacimientos en areniscas (rocas almacenadoras). La Formación Subathu del Eoceno es un objetivo de exploración clave en el noroeste del Himalaya con una fuente potencial de hidrocarburos y rocas almacenadoras selladas por una gruesa secuencia de lutitas. Las lutitas dentro de las formaciones Patala y Nammal se consideran las principales rocas generadoras en la cuenca de Potwar, mientras que los carbonatos fracturados del Paleoceno y el Eoceno temprano son las principales rocas almacenadoras. La Formación Murree del Mioceno es el horizonte productor de petróleo más joven en la Cuenca Potwar, por su parte las areniscas Hangu y las calizas Lockhart del Paleoceno son las principales rocas almacenadoras en la cuenca de Kohat. La cuenca Potwar y Kohat son las zonas petroleras principales en el antepaís del Himalaya (Craig, y otros, 2018). Durante el Mioceno Medio ocurrió el pico de generación de hidrocarburos, pero también el momento de la migración primaria. Este periodo de tiempo también coincide con un importante levantamiento orogénico del Himalaya que provocó el desarrollo de importantes elementos estructurales en las rocas anteriores a Siwalik. Los pliegues proporcionaron trampas estructurales y las cabalgaduras y fallas inversas son las principales vías para la migración secundaria de hidrocarburos (Directorate General of Hydrocarbons (DGH), Government of India, 2021).

Después de muchos años de exploración la Cuenca de Molasa o Antepaís Alpino se considera madura en términos de exploración de hidrocarburos, con reservas relativamente bajas (Bachmann & Muller, 1994). Las principales rocas generadoras en la serie subyacente a las unidades cenozoicas-paleógenas-neógenas son los mantos de carbón (gas) carboníferos y la serie de lutitas pérmicas con potencial para la producción de petróleo y gas. Se interpreta que las lutitas del Jurásico Medio también son una fuente potencial de roca generadora. Las fuentes primarias probadas que se encuentran dentro de la cuenca del dominio Para-tetis central son la secuencia del Oligoceno Inferior de la Molasa Marina Inferior. Las unidades almacenadoras en las secciones mesozoicas incluyen la dolomita Muschelkalk Trigonodus, la arenisca Keuper Kiesel, la arenisca Stuben y la arenisca Rhaetian,

así como las areniscas Lias alfa y Dogger beta, los carbonatos del Jurásico Superior, las unidades de arenisca verde del Aptiano-Albiano, las areniscas glauconitas del Cenomaniano-Turoniano y la arenisca del Campaniano Superior. El relleno de la cuenca paleógena-neógena incluye la arenisca Basal del Eoceno superior, la arenisca Ampfing y la caliza Lithothamnia, así como la arenisca Isen del Oligoceno Medio. La Molasa Marina Inferior comprende también los lechos de Baustein del Oligoceno Medio/Superior y las areniscas de Puchkirchen desarrolladas en facies de turbidita/flujo de escombros (usualmente roca almacenadora de gas biogénico seco). La Molasa Marina Superior contiene la arenisca burdigaliana Gendorf, con su equivalente en Austria la Fm. Hall. Las rocas de los yacimientos mesozoicos están selladas principalmente por lutitas intraformacionales, así como por evaporitas que sellan parcialmente los yacimientos del Triásico y Paleógeno, mientras que los del Jurásico Superior están sellados por lutitas y margas del Paleógeno. Todos los yacimientos del Paleógeno - Neógenos y mesozóicos en la Cuenca de Molasa se sellan por la Fm. Fish Shale del Oligoceno. Las estructuras de pliegues y fallas de la molasa plegada formaron buenas trampas para la acumulación de hidrocarburos principalmente en Alemania, producto de las etapas finales de la Orogenia Alpina (Gawenda, 2011; Gross, y otros, 2018).

La región del Jura de Francia y Suiza tiene un importante potencial de hidrocarburos. La existencia de tres pequeños campos productores de gas y la manifestación de petróleo y gas registrados en varios pozos de petróleo indican la presencia de un sistema petrolero activo. Las rocas generadoras del Permo-Carbonífero incluyen unidades de lutita Autuniana ricas en algas y las lutitas bituminosas del Carbonífero. También están presentes los horizontes de carbón del Carbonífero-Pérmico, que son excelentes fuentes de gas metano. La roca almacenadora principal es la formación fluvial de arenisca Bunter del Triásico. El intervalo de la arenisca Bunter está sellado por las lutitas suprayacentes y evaporitas de los intervalos Triásicos Muschelkalk y Keuper. El mecanismo de atrapamiento son pliegues anticlinales y fallas inversas, interpretadas a partir de la sísmica y confirmado por el modelado estructural del Mesozoico (Pullan & Berry, 2018).

4.2 Minería

4.2.1 Sierra Madre Oriental

Al Noroeste de la SMOr, en el estado de Coahuila se halla la región carbonífera más importante de México, las rocas que varían en edad del Jurásico Tardío al Cuaternario, y se estructuran bajo la forma de anticlinales y sinclinales de dimensiones relativamente grandes que se formaron por la influencia de la deformación del orógeno mexicano que también provocó la transformación progresiva de la materia orgánica en carbones de grado más elevado carbón bituminoso y carbón sub-bituminoso (Corona-Esquivel, Tritlla, Benavidez-Muñoz, Piedad-Sánchez, & Ferrusquía-Villafranca, 2006).

En los estados de Coahuila y Nuevo León, existen más de 200 yacimientos minerales de celestina, barita, fluorita y Pb-Zn, clasificados como yacimientos MVT, que se emplazaron en diferentes formaciones de la Cuenca de Sabinas (Mesozoico) y a partir de la influencia del patrón estructural de la Orogenia Mexicana (González-Sánchez, Puente-Solís, González-Partida, & Camprubí, 2007; González-Sánchez, y otros, 2009). Así mismo, en estos dos estados se localizan los yacimientos más importantes de dolomita, caliza, yeso, así como fosforitas que se encuentran en formaciones jurásicas-cretácicas y que fueron deformadas por los esfuerzos que incitaron la formación de la SMOr (Kogel, Trivedi, Barker, & Krukowski, 2009; Dirección General de Desarrollo Minero, 2022; Dirección General de Desarrollo Minero, 2020; Dirección General de Desarrollo Minero, 2022).

En el núcleo de grandes estructuras plegadas como lo son el Anticlinorio Huizachal-Peregrina y el Alto de Aramberri aflora el complejo metamórfico Esquisto Granjeno que alberga minerales industriales como serpentina, talco y cuarzo que son de suma relevancia para el desarrollo económico de sus alrededores. La serpentinita se asocia al desarrollo del océano Rhéico (Ordovícico-Silúrico), el talco posiblemente fue originado cuando estas rocas obducen para integrarse a Pangea y el cuarzo formando parte original de cuarcitas y esquistos cuarzosos, acumulados durante la subducción del margen noroeste de Gondwana y posteriormente metamorfoseados (Ramírez-Fernández, Alemán-Gallardo, & Cruz Gámez, 2016).

En la parte noroeste del estado de Veracruz, en los límites con el estado de Hidalgo, se localiza la región caolinítica de Huayacocotla, estos yacimientos se encuentran en la serie sedimentaria de la SMOr y fueron formadas por alteración hidrotermal de rocas ácidas del Paleógeno-Neógeno o de esquistos triásicos (Flores, 1989; Garcia-Valles, y otros, 2015). (De Pablo-Galán, 1979). Al noreste del estado de Hidalgo, en las crestas de la SMOr se ubica el distrito minero Molango en el cual yacen los yacimientos de manganeso más grandes conocidos en Norteamérica. La mineralización de carbonato de Mn está alojada en una secuencia sedimentaria marina del Jurásico Superior finamente laminada que forma la base de la facies Chipoco de la Formación Taman del Kimmeridgiense (Okita, 1992).

En la zona central de la SMOr, ocupado por sectores como Transversal de Parras y Valles, los depósitos sedimentarios de la SMOr fueron intrusionados por magmas de composición granodiorítica-diorítica que metamorfosearon fuertemente los sedimentos adyacentes y en algunos lugares los deformaron considerablemente. El metamorfismo de contacto propició el emplazamiento de yacimientos comerciales de fluorita, cobre, plomo, zinc, plata, oro y hierro. (Rogers, De Cserna, Tavera, & Ulloa, 1956). Por mencionar algunos distritos mineros circundantes, en el estado de San Luis Potosí destacan en minerales metálicos Cerro de San Pedro, Charcas, Villa de la Paz, en cuanto a no metálicos, se encuentra Las Cuevas (Fluorita; SGM, 2020). En el caso del estado de Querétaro las regiones mineras de Pinal de Amoles y San Joaquín poseen alto potencial en metales, mientras que Bernal y Querétaro son zonas referentes para la extracción de minerales metálicos y no metálicos

(SGM, 2021). En el estado de Hidalgo los distritos mineros metálicos más importantes son Carrizal y el Monte, Nicolás Flores, Molango, Pachuca-Real del Monte-Miguel; en las regiones mineras no metálicas destacan Pachuca-Atotonilco-Actopan, Tulancingo, Agua Blanca, Cardonal, Pacula, entre otras (SGM, 2018). Otro estado muy importante para la industria minera es Zacatecas, este posee un gran número de distritos mineros siendo los más importantes Concepción del Oro, Mazapil, Fresnillo, Miguel Auza, Ojocaliente, Sombrerete, Chalchihuites, Pinos y Zacatecas para minerales metálicos, por el contrario, en los minerales no metálicos sobresalen Chalchihuites, Villa García, Fresnillo, Pinos, Villa de Cos y Mazapil (SGM, 2021).

En la región de Vizarron, Querétaro, las calizas recrystalizaron durante el Cretácico superior cuando la SMO_r se formaba así también, por metamorfismo de contacto producido por los intrusivos que se emplazaron durante el Cenozoico, actualmente son parte reconocidos yacimientos de mármol y caliza recrystalizada (Tegethoff, Rohleder, & Kroker, 2012).

De acuerdo con Fuentes-Guzmán et al (2020) y Ordoñez (1904), en el Municipio de Tatatila, Veracruz localizado en la transición de la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano se emplazan yacimientos tipo skarn ricos en Cu-Au, así como canteras de mármol que se formaron en el Neógeno por la intrusión de cuerpos ígneos relacionados a la actividad magmática del cinturón volcánico que cortaron a las calizas cretácicas deformadas por la Orogenia Mexicana.

4.2.2 Sierra de Chiapas

De acuerdo con el SGM (2020), el estado de Chiapas se caracteriza por la producción de agregados pétreos, caliza, cal y cemento, además existe una producción de azufre derivada de la refinación de hidrocarburos. La producción de minerales metálicos es reducida en la entidad, pese a que la exploración ha tenido un avance en los últimos años. El territorio de la Sierra de Chiapas comprende 5 de las 7 regiones mineras: Pauch, Pichucalco-Tecpatán-Ixhu, Cintalapa-San Fernando, Los Altos de Chiapas y Tuxtla-Comitán; en éstas se hallan yacimientos de ámbar, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, lateritas, barita, cuarzo, agregados pétreos y caliza. Los yacimientos de minerales metálicos, en su mayoría, se asocian genéticamente a plutones del Cenozoico (Damon & Montesinos, 1978), mientras que los depósitos no metálicos pertenecen a las sucesiones sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico que fueron deformadas por los esfuerzos que generaron a la Sierra de Chiapas.

El ámbar es un recurso particular de Chiapas, es reconocido a nivel mundial por poseer yacimientos de alta calidad. A pesar de que el ámbar no es un mineral en sentido *sensu stricto*, es considerado una de las piedras preciosas que se extraen en el país. Los depósitos se localizan en las formaciones Simojovel, Mazantic y Balamtun del Mioceno, mismos que se explotan en varios municipios, pero fundamentalmente en Simojovel (Solórzano-Kraemer, 2010).

4.2.3 Himalaya

De acuerdo con las exploraciones geológicas las rocas del Sub-himalaya albergan depósitos de placer y paleo-placer de oro que se pudieron haber formado en el Himalaya Mayor. Los yacimientos de Uranio también son característicos de esta región, se hospedan en el Grupo Siwalik y según el modelo genético el rápido levantamiento tectónico dio lugar a la acumulación de sedimentos inmaduros que contienen este elemento (Soni, 2017; Phadke, Mahadevan, Narayan Das, & Saraswat, 1985). Singh, Kamide, & Maruyama (1996) señalan que yacimientos de lignito y carbón con importancia económica afloran en el del Sub-Himalaya en depósitos cuaternarios y en el Grupo Siwalik, yacimientos de estos minerales también se encuentran en el Himalaya Menor.

En el Himalaya Menor se emplazan pequeños a medianos depósitos polimetálicos, los granitos relacionados albergan la mayor cantidad de mineralización, estos fueron generados a partir de la colisión (Soni, 2017).

Grandes volúmenes de caliza y dolomita con alta pureza del Grupo Krol proveen a los yacimientos que se encuentran en esta demarcación (Kaphle, 2020). Por otra parte, las reservas de mármol verde (metabasita) con alta calidad son recursos en explotación muy importantes (Paudyal, 2015).

Una cantidad significativa de grafito está presente dentro de la secuencia metamórfica precámbrica de grado medio del Himalaya Menor, principalmente en el Grupo Almora en Kumaun, India. Las investigaciones realizadas revelan que el grafito se formó a partir del metamorfismo del material orgánico antes del cabalgamiento del Himalaya (Rawat & Sharma, 2011).

Los depósitos de fosfato, rocas de hierro, manganeso, carbón y caolín en el Himalaya Menor se originaron en diferentes ambientes sedimentarios que incluyen sistemas marinos profundos a carbonatados y clásticos marinos poco profundos, glaciogénicos y fluviales. Estos ambientes variables fueron principalmente el resultado de diferentes eventos tectónicos, que fueron causados por la formación y ruptura de Rodinia, Gondwana, Pangea, India, Madagascar y la colisión de India con Eurasia (Umar, y otros, 2015).

Se han registrado varias ocurrencias de magnesita dentro de las rocas carbonatadas del Himalaya Menor. La mayoría de los yacimientos son cuerpos pequeños, aislados e irregulares o lentes generalmente entrelazados con la dolomita de unidades de rocas calcofílicas (Sah & Paudyal, 2019). Por otro lado, también es característica la mineralización invariable de barita en formaciones sedimentarias, en gran parte del Himalaya Menor. La relación con las rocas siliciclásticas encajonantes indican que la estratificación fue singenética en una margen continental pasiva (Sharma, Joshi, & Verma, 2010; Sharma, Verma & Sachan, 2003).

Adicionalmente, los famosos yacimientos de sal se encuentran principalmente en Pakistán e India. Los depósitos de sal en Pakistán están ubicados en dos regiones distintas: el área de Salt Range en la subcuenca de Potwar con enormes depósitos de sal precámbricos y la sal del Eoceno Bahadurkhel/Kohat en la subcuenca de Kohat (Hussain, y otros, 2021). La minería activa de sal en la India se limita a la formación precámbrica tardía de Shali en Drang y Guma, en el distrito de Mandí (Davis & Sykes, 1999).

Los yacimientos de yeso y otras evaporitas coexisten en India, Pakistán, Irán y Omán. La mineralización de yeso en la región del Himalaya representa el agua del mar de Tetis. Los lentes de yeso se forman por un proceso secundario de lixiviación de las rocas huésped y su posterior mineralización (Maurya & Rai, 2020; Singh & Singh, 2010).

Otro recurso mineral es el grafito, ya que el Himalaya Menor y la zona de la MCT de Nepal comprenden una serie de rocas metasedimentarias carbonosas las cuales se consideran con gran potencial de yacimientos de grafito (Paudel, 2012).

Asimismo, se han registrado yacimientos pegmatíticos en vetas ricas en feldespato que se inyectan en el gneis localizado en Budar en la cabalgadura del mismo nombre (Dhital, 2015). Además, se reconocen yacimientos de Saponita, esta roca metamórfica se produce por procesos de metamorfismo y metasomatismo dinámico, que ocurren en áreas donde se subducen las placas tectónicas. Los cambios naturales por calor y presión, con entrada de fluidos, pero sin derretirse, conducen al desarrollo de saponitas, por lo tanto, la formación del Himalaya generó las condiciones necesarias para su existencia.

4.2.3 Alpes

En el antepaís alpino y las Montañas de Jura los principales yacimientos que se encuentran son de hierro, carbón, sal- evaporitas y oro de placer.

La presencia de hierro ocurre fundamentalmente en oolitas de hierro del Jurásico Medio que se albergan el miembro Herznach, así como en pisolitas ferruginosas del Eoceno hospedadas en la formación Bohnerz, ambas unidades prevalecen en la región del Jura (S., Nibourel, Fulda, & Vernooij, 2022).

Los yacimientos de carbón en esta región son de edad mesozoica y miocena, se encuentran en horizontes de la molasa y se emplazan en forma de capas delgadas y a pequeña escala (Kündig, 2005; Georgalis & Scheyer, 2022). Los depósitos recientes son clasificados en autóctonos y alóctonos, sin embargo, los únicos con importancia económica son los primeros, éstos se encuentran en la Molasa de Agua Dulce Superior (Pavoni).

Las localidades de sal y evaporitas más importantes se localizan en la región del Jura en Francia y Suiza. Los depósitos son de edades triásicas-jurásicas que se

depositaron en las Formaciones Keuper y Muschelkalk, en Francia, donde se encuentran yacimientos de sal en las crestas de los anticlinales (Lefond, 1969).

Otro de los georrecursos importantes de la región del Jura son los yacimientos de caliza que fueron precipitados en un entorno de plataforma carbonatada de un mar epicontinental cálido y se extraen tanto en el Jura de Suabia como en el Jura de Franconia (Tegethoff, Rohleder, & Kroker, 2012). También es posible encontrar canteras de mármol, provenientes de carbonatos depositados en el mar Tetis y metamorfoseados durante la orogenia alpina, a pesar de que no se encuentra en el área de estudio, es importante mencionar que al Norte de Italia en el distrito Carrara se encuentran las canteras del mármol más famoso del mundo (Tegethoff, Rohleder, & Kroker, 2012; Kogel, Trivedi, Barker, & Krukowski, 2009).

Varias publicaciones de depósitos de oro de placer han aparecido los últimos años, estos se localizan primordialmente en depósitos aluviales (Cenozoicos) de la Cuenca de Molasa, se considera que este mineral proviene por la erosión de la cordillera alpina (Morteani & Northover, 2013; Jaffé, 1989).

Conclusiones

Los orógenos son cinturones montañosos generados por un proceso tectónico llamado orogenia. Pueden clasificarse en tipo andino o de colisión, el primero se refiere a las zonas de convergencia donde el proceso de subducción es relativamente joven, mientras que en el de colisión la placa oceánica que separa a dos masas continentales subduce completamente y se ocasiona el choque de éstas.

La tectónica de piel delgada es un estilo de deformación relacionado a las cuencas de antepaís de los orógenos de colisión, en los que la cubierta sedimentaria se ve afectada por la orogenia. Se distingue por desarrollar fallas inversas de bajo ángulo que convergen asintóticamente en una falla basal que se localiza sobre la superficie de despegue. Asimismo, la ausencia de metamorfismo o en su caso, de bajo grado es un rasgo distintivo de este estilo.

La tectónica de piel gruesa ocurre principalmente en las cuencas de traspais, también en los orógenos de colisión. Las repercusiones orogénicas alcanzan niveles profundos de la corteza terrestre, incluido el basamento, lo cual genera que el engrosamiento de la corteza alcance hasta dos veces o más el espesor original. Otras particularidades son la generación de fallas con alta inclinación, metamorfismo de grado medio a alto e inclusive la fusión parcial de las rocas.

La Sierra Madre Oriental se localiza al Noreste de México, es un cinturón forjado por la Orogenia Mexicana que se compone de secuencias carbonatadas y terrígenas mesozoicas con estilo tectónico predominantemente de piel delgada, no obstante, en los sectores del norte hay indicios de tectónica de piel gruesa, por ejemplo, en San Pedro el Gallo, Cuenca de Sabinas, Saliente de Monterrey y Transversal de Parras.

La Sierra de Chiapas es una cadena orogénica de México que se deformó adoptando el estilo estructural de piel delgada en sus horizontes sedimentarios del Paleozoico hasta el Cenozoico, una singularidad de ésta es su emplazamiento en la triple unión de placas que hacen de su reconstrucción un gran desafío.

En el caso de ejemplos mundiales, se distinguen las cuencas de antepaís del Himalaya en Asia y Los Alpes en Europa.

El Himalaya se divide en 6 subprovincias, de norte a sur: 1) Transhimalaya, 2) Zona de Sutura, 3) Himalaya Tibetano, 4) Himalaya Mayor, 5) Himalaya Menor y 6) Subhimalaya. En las primeras cuatro domina la tectónica de piel gruesa o el basamento involucrado en la tectónica de piel delgada, mientras que el estilo estructural de piel delgada se localiza en el Himalaya Menor y el Subhimalaya, que agrupadas se conocen como el antepaís del Himalaya.

La Cuenca de Molasa y las Montañas de Jura, son los sectores de los Alpes en los que se destaca la tectónica de piel delgada. La deformación de las rocas

sedimentarias de edades triásicas a cuaternarias fue generada por la colisión entre las masas continentales de Europa y Adria durante el Cretácico y el Cenozoico.

Las estructuras que predominan en los cuatro orógenos estudiados son las cabalgaduras, imbricación clásica, dúplex, pliegues por flexura de falla, así como pliegues por propagación de falla.

Las unidades evaporíticas de las superficies de despegue juegan un papel fundamental en el control de la deformación en estas cordilleras, debido a que potencian el nivel de acortamiento en contraste con los sectores donde están ausentes.

Las condiciones para el origen de sistemas petroleros en estas regiones llegan a ser adecuadas por el depósito de secuencias sedimentarias que permiten la generación, el almacenamiento y el sello de los hidrocarburos, no obstante, estos están condicionados por el nivel de maduración que pueden alcanzar debido a los procesos orogénicos o litostáticos, principalmente.

Los yacimientos minerales de estos cinturones varían debido a las características geológicas intrínsecas de cada región. No obstante, existe una convención principalmente en yacimientos de rocas y minerales industriales como evaporitas, dolomita, caliza, y carbón. Igualmente es posible encontrar otros recursos como fluorita, celestina, barita, fosforitas, manganeso, mármol, caolín, oro, plata, plomo, zinc, cobre, uranio, hierro, depósitos de placer, etc.

Bibliografía

- Abdullin, F., Solé, J., Meneses-Rocha, J., Solari, L., Shchepetilnikova, V., & Ortega-Obregón, C. (2016). LA-ICP-MS-based apatite fission track dating of the Todos Santos Formation sandstones from the Sierra de Chiapas (SE Mexico) and its tectonic significance. *International Geology Review*, 58(1), 32-48.
- Aguayo-Camargo, J. E., & Cordova, S. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 15-39.
- Andreani, L., & Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American – Caribbean – Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, 71-102.
- Andreani, L., Le-Pichon, X., Rangin, C., & Martínez-Reyes, J. (2008). The southern Mexico block: main boundaries and new estimation for its Quaternary motion. *Bulletin de la Société géologique de France*, 209-223.
- Aranda-García, M., Eguiluz-De Antuñano, S., Peterson-Rodríguez, R., & Chávez-Cabello, G. (2009). Estratigrafía Jurásico-Cretácica del Arco de Monterrey de la Sierra Madre Oriental y la Cuenca La Popa en el Golfo de Sabinas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.*, 54(1), 1-58.
- Arellano, J., de la Llata, R., Carreón, M. A., Morales, W. V., & Villareal, J. C. (2002). *Ejercicios de Geología Estructural*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM. .
- Bachmann, G. H., & Muller, M. (1994). Petroleum Geology of the german Molasse Basin. *56th EAEG Meeting*. Vienna: European Association of Geoscientists & Engineers.
- Burbank, D. W., Beck, R. A., Mulder, T., Yin, A., & Harrison, T. (1996). The Himalayan foreland basin. En *World and regional geology* (págs. 149-190).
- Burkhard, M., & Sommaruga, A. (1998). Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 134, 279-298.
- Carcavilla, L. (2018). Ideas-clave para entender la formación de las montañas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 11-22.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal - Peregrina al N-W de Ciudad Victoria TAMPS. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1-98.

- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles - San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXIII(1-6), 1-113.
- CENAM. (10 de agosto de 2017). *Fuerza* . Obtenido de Centro Nacional de Metrología: <https://www.cenam.mx/FYP/Fuerza/Introduccion.aspx>
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. En A. Draut, P. D. Clift, & D. W. Scholl, *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones* (págs. 279-308). Geological Society of America Special Paper 436.
- Chávez, G. (2005). Deformación y magmatismo Cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. (*Tesis de doctorado*). UNAM, Ciudad Universitaria, CDMX.
- Chávez, G., Torres, J., Porras, N., Cossio, T., & Aranda, J. (2011). Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 253-270.
- Chetty, T. R. (2018). Orogens. En T. R. Chetty, *Proterozoic Orogens of India. A Critical Window to Gondwana* (págs. 1-34). Elsevier.
- Chubb, J. J. (1959). Upper Cretaceous of Central Chiapas Mexico. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 43(4), 725 - 756.
- CNH. (s.f.). *Atlas Geológico Cuencas del Sureste - Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas*. México: Comisión Nacional de Hidrocarburos.
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Cañon del Huajuco (1911), Estado de Nuevo León*. México: Diario Oficial de la Federación.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Benavidez-Muñoz, M. E., Piedad-Sánchez, N., & Ferrusquía-Villafranca, I. (2006). Geología, estructura y composición de los principales yacimientos de carbón mineral en México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVIII(1), 141-160.
- Coward, M. P. (1983). Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 113-123.
- Coward, M., & Dietrich. (1989). Alpine tectonics - An overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 1-29.
- Craig, J., Hakhoo, N., Bhat, G. M., Hafiz, M., Khan, M. R., Misra, R., . . . Khullar, S. (2018). Petroleum systems and hydrocarbon potential of the North-West Himalaya of India and Pakistan. *Earth-Science Reviews*, 109-185.

- Crespo-Blanc, A. (2018). Deformación, metamorfismo y magmatismo: el cóctel de la formación de las cadenas de montañas. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 35-46.
- Cross, G. E. (2012). Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporite-detached thin-skinned fold belt. (*Disertación*). The University of Texas, Austin.
- Dal Piaz, G. V., Bistacchi, A., & Massironi, M. (2003). Geological outline of the Alps. *Episodes Journal of International Geoscience*, 175-180.
- Damon, P. E., & Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, XI, 155-168.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., & Clark, K. F. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 223-238.
- Davis, D. M., & Engelder, T. (1985). The role of salt in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, 67-88.
- Davis, D. M., & Sykes, L. R. (1999). Geologic constraints on clandestine nuclear testing in South Asia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(2), 137-148.
- De Pablo-Galán, L. (1979). The clay deposits of Mexico. En M. M. Mortland, & V. C. Farmer, *Proceedings of the VI International Clay Conference 1978. Developments in Sedimentology* (págs. 475–486). Amsterdam: Elsevier.
- DeCelles, P. G., Robinson, D. M., Quade, J., Ojha, T. P., Garzzone, C. N., Copeland, P., & Upreti, B. N. (2001). Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, 20(4), 487-509.
- Dhital, M. R. (2015). Lesser Himalaya of Mahakali–Seti Region. En M. R. Dhital, *Geology of the Nepal Himalaya. Regional Perspective of the Classic Collided Orogen* (págs. 81-91). Springer.
- Dirección General de Desarrollo Minero . (2020). *Perfil de mercado de la Dolomita*. México: Secretaría de Economía.
- Dirección General de Desarrollo Minero . (2022). *Perfil de mercado de la caliza*. México: Secretaría de economía.
- Dirección General de Desarrollo Minero . (2022). *Perfil del Mercado del Yeso*. México: Secretaría de Economía.

- Directorate General of Hydrocarbons (DGH), Government of India. (22 de abril de 2021). *Himalayan Foreland Basin*. Recuperado el 7 de septiembre de 2022, de National Data Repository: https://www.ndrdgh.gov.in/NDR/?page_id=808
- EEA. (2019). European Mountain Areas. (*Datos Vectoriales*). European Environment Agency.
- Eguiluz, S. (2007). Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los Estudios de Plays en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *Revista geoCiencia SGM*(1), 9-36.
- Eguiluz, S. (2007). Exploración petrolera cuantitativa, ejemplos y resultados de los Estudios de Plays en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *geoCiencia SGM*, 9-36.
- Eguiluz, S. (2017). Exploración petrolera en el frente plegado Laramide de la Sierra Madre Oriental. *Ciencia UANL*(85), 21-26.
- Eguiluz, S., Aranda, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1-26.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 56-84.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., & Vásquez-Serrano, A. (2012). The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geological Society of America*, 931-949.
- Fleming, E. (6 de febrero de 2020). *What is the lowest point in the Alps?* Recuperado el 24 de febrero de 2022, de SidmartinBio: https://www.sidmartinbio.org/what-is-the-lowest-point-in-the-alps/#What_is_the_lowest_point_in_the_Alps
- Flores, I. (1989). El caolín en la región de Huayacocotla, Ver. *La Palabra y el Hombre*, 113-124.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. New York: Cambridge University Press.
- Fuentes-Gúzman, E., González-Partida, E., Camprubí, A., Hernández-Avilés, G., Gabites, J., Iriondo, A., . . . López-Martínez, M. (2020). The Miocene Tatatila–Las Minas IOCG skarn deposits (Veracruz) as a result of adakitic magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72(3), 1-50.
- Gansser, A. (1974). Himalaya. *Geological Society, London, Special Publications*, 267-278.

- Gansser, A. (1981). The Geodynamic History of the Himalaya. En H. K. Gupta, & F. M. Delany, *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution* (Vol. 3, págs. 111-121). American Geophysical Union.
- García-Valles, M., Pi, T., Alfonso, P., Canet, C., Martínez, S., Jiménez-Franco, A., . . . Hernández-Cruz, B. (2015). Kaolin from Acoculco (Puebla, Mexico) as raw material: Mineralogical and thermal characterization. *Clay Minerals*, 405-416.
- Garduño-Monroy, V., Macías, J., & Molina Garza, R. (2015). Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas. En T. Scolamacchia, & J. Macías, *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná. Active Volcanoes of the World*. (págs. 1-23). Berlin: Springer.
- Gawenda, P. (2011). Germany – Overview about Renewed Petroleum Activities. *n AAPG European Region Newsletter*, 4-9.
- Gehrels, G. E., DeCelles, P., Martin, A., Ojha, T. P., Pinhassi, G., & Upreti, B. N. (2003). Initiation of the Himalayan Orogen as an Early Paleozoic Thin-skinned Thrust Belt. *GSA today*, 4-9 .
- Georgalis, G. L., & Scheyer, T. M. (2022). Crushed but not lost: a colubriform snake (Serpentes) from the Miocene Swiss Molasse, identified through the use of micro-CT scanning technology. *Swiss Journal of Geosciences*, 115(15).
- Ghazi, S., Ali, S. H., Sahraeyan, M., & Hanif, T. (2015). An overview of tectonosedimentary framework of the Salt Range, northwestern Himalayan fold and thrust belt, Pakistan. *Arabian Journal of Geosciences*, 1635-1651.
- Ghosh, S. K. (1993). *Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments* . Gran Bretaña: Pergamon Press.
- Gómez, C. A. (2015). Desarrollo de yacimientos petroleros en cuencas tipo foreland con ejemplos de México y el mundo. (*Tesis de licenciatura*). UNAM, México.
- González, F. (2004). *Las comunidades vegetales de México*. Ciudad de México: Instituto Nacional de Ecología - SEMARNAT.
- González-García, R., & Holguin-Quñones, N. (1992). Las rocas generadoras de México. *Boletín de la AMGP*, XLII(1), 16-30.
- González-Sánchez, F., Camprubí, A., González-Partida, E., Puente-Solís, R., Canet, C., Centeno-García, E., & Atudorei, V. (2009). Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorite, barite and Pb–Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. *Mineralium Deposita*, 44(3), 343-361.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., & Camprubí, A. (2007). Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos

estratoligados de fl uorita, barita, celestina y Zn-Pb. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, LIX(1), 43-62.

- Gross, D., Sachsenhofer, R. F., Bechtel, A., Gratzner, R., L., G. M., Linzer, H. G., . . . Scheucher, L. (2018). Petroleum systems in the austrian sector of the north alpine foreland basin: an overview. *Journal of Petroleum Geology*, 41(3), 299-318.
- Guzmán-Speziale, M. (2000). The North America±Caribbean plate boundary west of the Motagua±Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 459-468.
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. (2020). Seismicity and active faulting associated with the North America–Caribbean plate boundary in Chiapas, Mexico: A review. En U. Martens, & R. Molina-Garza, *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins* (págs. 453-468). The Geological Society of America.
- Heuberger, S., Nibourel, L., Fulda, D., & Vernooij, M. G. (2022). 120 years of georesources research in Switzerland: the Swiss Geotechnical Commission (1899–2018). *Swiss Journal of Geosciences*, 1-25.
- Homewood, P., Allen, P. A., & Williams, G. D. (1986). Dynamics of the Molasse Basin of wester Switzerland. En P. A. Allen, & P. Homewood, *Foreland Basins* (págs. 199-217). The International Association of Sedimentologists.
- Huang, L., & Liu, C. (2017). Three Types of Flower Structures in a Divergent-Wrench Fault Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1-20.
- Hussain, S. A., Feng-Qing, H., Yunqi, M., Khan, H., Jian, Y., Hussain, G., & Widory, D. (2021). An Overview of Pakistan Rock Salt Resources and Their Chemical Characterization. *Pakistan Journal of Scientific & Industrial Research Series A: Physical Sciences*, 64(2), 137-148.
- INEGI. (2001). Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional serie I. Provincias fisiográficas. (*Datos Vectoriales*). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.
- INEGI. (2003). Estadísticas a propósito del día mundial del medio ambiente. (*Datos nacionales*). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática , Ciudad de México, México.
- Jackson, M., & Hudec, M. (2017). *Salt Tectonics. Principles and practice*. Cambridge University Press.
- Jadoon, I. A., Hinderer, M., Wazir, B., Yausaf, R., Bahadar, S., Hassan, M., . . . Jadoon, S. (2015). Structural styles, hydrocarbon prospects, and potential in

- the Salt Range and Potwar Plateau, north Pakistan. *Arabian Journal of Geosciences*, 5111–5125.
- Jaffé, F. C. (1989). Gold in Switzerland. *Economic Geology*, 84, 1444-1451.
- Jain, A. K. (2020). Geological Evolution of the Himalayan Mountains. En N. Gupta, & S. K. Tandon, *Geodynamics of the Indian Plate. Evolutionary Perspectives* (págs. 363-393). Switzerland: Springer.
- Johnson, C., Affolter, M. D., & Mosher, C. (14 de Febrero de 2021). *Layers of the Earth*. Recuperado el 24 de Octubre de 2022, de LibreTexts. Geociencias: [https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Geology/Book%3A_An_Introduction_to_Geology_\(Johnson_Affolter_Inkenbrandt_and_Mosher\)/02%3A_Plate_Tectonics/2.02%3A_Layers_of_the_Earth](https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Geology/Book%3A_An_Introduction_to_Geology_(Johnson_Affolter_Inkenbrandt_and_Mosher)/02%3A_Plate_Tectonics/2.02%3A_Layers_of_the_Earth)
- Jordan, P. (2016). Reorganisation of the Triassic stratigraphic nomenclature of northern Switzerland: overview and the new Dinkelberg, Kaiseraugst and Zeglingen formations. *Swiss Journal of Geosciences*, 241-255.
- Kaphle, K. P. (2020). Mineral Resources of Nepal and their present status. *Nepal Geological Society*, 1-15.
- Kogel, J. E., Trivedi, N. C., Barker, J. M., & Krukowski, S. T. (2009). *Industrial minerals & rocks: commodities, markets, and uses*. Estados Unidos de América: Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc.
- Kündig, R. (2005). Kohlevorkommen in der Schweiz. *Minaria Helvetica*, 37-48.
- Le Fort, P. (1975). Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *American Journal of Science*, 1-44.
- Lefond, S. J. (1969). *Handbook of World Salt Resources*. Plenum Press.
- León-Loya, R. A. (2014). Estado y clasificación de la microsismicidad en la parte central de la Sierra Madre Oriental. (*Tesis de Maestría*). UNAM, México.
- Liu, J., & Zhu, G. (2022). Geographical and geological GIS boundaries of the Tibetan Plateau and adjacent mountain regions. (*Datos vectoriales*). zenodo.
- Long, S. P., & Robinson, D. M. (2021). Construction of the Lesser Himalayan–Subhimalayan thrust belt: The primary driver of thickening, exhumation, and high elevations in the Himalayan orogen since the middle Miocene. *Geology*, 49(11), 1283-1288.
- Loza, A. (2014). Características e importancia económico-petrolera de las cuencas sedimentarias foreland, con ejemplos representativos. (*Tesis de Licenciatura*). UNAM, México.
- Lugo, J., & Córdova, C. (1992). Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. *Investigaciones geográficas*, 25-63.

- Madden-Nadeau, A. (2014). *Overview of the geology of the Himalayas*. Geology for Global Development.
- Mandujano-Velásquez, J., & Vázquez-Meneses, M. E. (1996). Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XLV(1).
- Manish, K., & Pandit, M. (2018). Geophysical upheavals and evolutionary diversification of plant species in the Himalaya. *PeerJ*, 1-25.
- Manish, K., & Pandit, M. (2018). Geophysical upheavals and evolutionary diversification of plant species in the Himalaya. *PeerJ*, 1-25.
- Martin, A. J. (2017). A review of Himalayan stratigraphy, magmatism, and structure. *Gondwana Research*, 42-80.
- Martínez, J. R., & Gutiérrez, G. (2002). *Geología Estructural y Dinámica Global*. Salamanca: Departamento de Geología Universidad de Salamanca.
- Maurya, S., & Rai, S. K. (2020). Geochemical and Isotopic Composition of Gypsum Deposits from Sahastradhara Region of Lesser Himalaya, India. *Journal Geological Society of India*, 95, 205-211.
- Means, W. D. (1990). Kinematics, stress, deformation and material behavior. *Journal of Structural Geology*, 953-971.
- Meneses-Rocha, J. J. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa graben, an example of a strike-slip basin in southeastern Mexico: Implications for. En C. Bartolini, R. T. Buffler, & A. Cantú-Chapa, *The Western Gulf of Mexico Basin. Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems regional petroleum systems* (págs. 183 - 216). U.S.A: AAPG Memoir 75.
- Mock, S., & Herwegh, M. (2017). Tectonics of the central Swiss Molasse Basin: Post-Miocene transition to incipient thick-skinned tectonics? *Tectonics*, 36, 1699-1723.
- Molina-Garza, R. S., Pindell, J., & Montaña-Cortés, P. C. (2020). Slab flattening and tractional coupling drove Neogene clockwise rotation of Chiapas Massif, Mexico: Paleomagnetism of the Eocene El Bosque Formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 1-13.
- Mora-Klepeis, G. (2021). Mexico and the Gulf of Mexico. En D. Alderton, & S. A. Elias, *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (págs. 68-79). Academic Press.
- Morteani, G., & Northover, J. P. (2013). *Prehistoric Gold in Europe: Mines, Metallurgy and Manufacture*. Springer Science & Business Media.

- Mugnier, J. L., Leturmy, P., Mascle, G., Huyghe, P., Chalaron, E., Vidal, G., . . . Delcaillau, B. (1999). The Siwaliks of western Nepal I. Geometry and kinematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 629 - 642.
- Murphy, J. B., & Nance, R. D. (2004). La formación de los supercontinentes. *Investigación y Ciencia*, 14-24.
- Najman, Y., Clift, P., Johnson, M., & Robertson, A. (1993). Early stages of foreland basin evolution in the Lesser Himalaya, N India. *Geological Society, London, Special Publications*, 74, 541-558.
- Nared, J., Razpotnik, N., & Komac, B. (2015). The Alps: a physical geography, political, and program framework. *Acta geographica Slovenica*, 165–172.
- Nemcok, M., Schamel, S., & Gayer, R. (2005). *Thrustbelts. Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems*. USA: Cambridge.
- Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de geología estructural. Primera parte: estructuras frágiles*. . Antofagasta.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B. E., & Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, XV(1), 57-63.
- Okita, P. M. (1992). Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico. *Economic Geology*, 87, 1345-1366.
- Ordoñez, E. (1904). Las Barrancas de las Minas y de Tatatila. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 1, 119-133.
- Ori, G. G., & Friend, P. F. (1984). Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 475-478.
- Ortega-Flores, B. (2011). Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles - San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico - Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. (*Tesis de maestría*). UNAM, México.
- Ortner, H., Aichholzer, S., Zerlauth, M., Pilser, R., & Fügenschuh, B. (2015). Geometry, amount, and sequence of thrusting in the Subalpine Molasse of western Austria and southern Germany, European Alps. *Tectonics*, 34, 1-30.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982). Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo y Monterrey, México. (*Tesis de Doctorado*). The University of Texas, Austin.

- Padilla y Sánchez, R. J. (1985). Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 1-20.
- Palin, R. M., & Santosh, M. (2021). Plate tectonics: What, where, why, and when? *Gondwana Research*, 100, 3-24.
- Paudel, L. P. (2012). Carbonaceous schists of the Main Central Thrust zone as a source of graphite: a case study from the Kali Gandaki valley, west Nepal. *Bulletin of the Department of Geology*, 9-14.
- Paudel, L. P. (2012). Thin-Skinned Tectonics of the Tansen-Pokhara Section, Central Nepal Himalaya. *Journal of Natural History Museum*, 26, 15-28.
- Paudyal, K. (2015). Occurrences of mineral resources in Bandipur Gondrang area of Tanahun district, central Nepal, Lesser Himalaya. *Journal of Science and Engineering*, 24-35.
- Paul, F., Arnaud, Y., Ranzi, R., & Rott, H. (2014). European Alps. En J. S. Kargel, & B. H. Raup, *Global Land Ice Measurements from Space* (págs. 439-463). UK: Springer.
- Pavoni, N. (s.f.). Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. (*Tesis de Doctorado*). ETH, Zurich.
- Pease, V. (2021). Eastern Europe: The Timanian and Uralian Orogens. En D. Alderton, & S. Elias, *Encyclopedia of Geology* (págs. 302-310). Elsevier.
- PEMEX. (2010). *Provincia Petrolera Cinturón Plegado de Chiapas*. México: PEMEX Exploración y Producción.
- Perelló, J. (2021). Geologic observations in the San Marcos area, Coahuila, Mexico: the case for sediment-hosted stratiform copper–silver mineralization in the Sabinas basin during the Laramide orogeny. *Bolertín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 23, 1-27.
- Pfiffner, O. A. (2006). Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America*, 153-177.
- Pfiffner, O. A. (2014). *Geology of the Alps* (Segunda ed.). UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- Pfiffner, O. A. (2017). Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A global perspective. *geoscience*, 1-89.
- Pfiffner, O. A., Schlunegger, F., & Buiter, S. J. (2002). The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. *TECTONICS*, 21(2).

- Phadke, A., Mahadevan, T., Narayan Das, G., & Saraswat, A. (1985). Uranium mineralisation in some Phanerozoic sandstones in India. En W. I. Finch, & J. F. Davis, *Geological environments of sandstone-type uranium deposits* (págs. 121-134). International Atomic Energy Agency TECDOC-328.
- Prost, G., Marret, R., Aranda, M., Eguiluz, S., Galicia, J. G., Banda, J., . . . Ortuño, S. (1995). Deformation History of the Sierra Madre Oriental, Mexico and associated hydrocarbon system. *4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society* (págs. 26-27). Mexico: European Association of Geoscientists & Engineers.
- Pullan, C. P., & Berry, M. (2018). A Paleozoic-sourced oil play in the Jura Mountains of France and Switzerland. En A. A. Monaghan, *Paleozoic Plays of NW Europe* (págs. 365-387). The Geological Society of London.
- Ragan, D. M. (2009). *Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques*. USA: Cambridge.
- Ramírez, C. F. (2017). Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey. México. (*Tesis de doctorado*). UANL, Linares, N.L.
- Ramírez, C. F., & Chávez-Cabello, G. (2017). Age and structural evolution of thin skinned deformation in Zacatecas México: Evidence of sevier orogeny in the Mexican Fold Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Ramírez-Fernández, J. A., Alemán-Gallardo, E. A., & Cruz Gámez, E. M. (2016). Georrecursos en el sector norte de la Sierra Madre Oriental: serpentina, talco y cuarcita del complejo Esquistos Granjeno. *Ciencia UANL*, 45-50.
- Ramírez-Peña, C. F. (2014). Análisis del contexto tectónico del emplazamiento de intrusivos en el transpaís de la Sierra Madre Oriental. (*Tesis de Maestría*). UNAM, Linares, NL.
- Rawat, R., & Sharma, R. (2011). Features and characterization of graphite in Almora Crystallines and their implication for the graphite formation in Lesser Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51-64.
- Rey, P. (2017). *Driving Forces for Lithospheric Deformation*. Obtenido de THERMO-MECHANICS OF LITHOSPHERIC DEFORMATION: <http://www.geosci.usyd.edu.au/users/prey/Teaching/ACSGT/Module1/Mod1LectPract/Sld001.htm>
- Rime, V., Sommaruga, A., Schori, M., & Mosar, J. (2019). Tectonics of the Neuchâtel Jura Mountains: insights from mapping and forward modelling. *Swiss Journal of Geosciences*, 112, 563-578.

- Rime, V., Sommaruga, A., Schori, M., & Mosar, J. (2019). Tectonics of the Neuchâtel Jura Mountains: insights from mapping and forward modelling. *Swiss Journal of Geosciences*, 563-578.
- Robinson, D. M., & Martin, A. J. (2014). Reconstructing the Greater Indian margin: A balanced cross section in central Nepal focusing on the Lesser Himalayan duplex. *AGU Publications*, 2143-2168.
- Rocha, M. (2008). Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles - San Luis Potosí. (*Tesis de maestría*). UASLP, S.L.P.
- Roeder, D. (2012). Convergent margins and orogenic belts. En D. G. Roberts, & A. W. Bally, *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (págs. 112-177). Elsevier Science.
- Rogers, C. L., De Cserna, Z., Tavera, E., & Ulloa, S. (1956). *General Geology and Phosphate Deposits of Concepcion del Oro District, Zacatecas, Mexico*. Washington: Geological Survey Bulletin 1037-A.
- Rott, H., Scherler, K., Reynaud, L., Serandrei, R., & Zanon, G. (1993). Glacier of Europe - Glaciers of the Alps. En R. Williams, & J. Ferrigno, *Satellite image atlas of glaciers of the world* (pág. U.S). US Geological Survey .
- Rzedowski, J. (2006). *Vegetación de México*. México: CONABIO.
- Sah, R. B., & Paudyal, K. R. (2019). Geological control of mineral deposits in Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, 58, 189-197.
- Schlumberger. (2 de noviembre de 2012). *Cratón*. Obtenido de Oilfield Glossary en Español: <https://glossary.oilfield.slb.com/es/terms/c/craton>
- Schlumberger. (9 de noviembre de 2012). *Estructura en flor*. Obtenido de Oilfield Glossary en Español: https://glossary.oilfield.slb.com/es/terms/f/flower_structure
- Schlumberger. (9 de agosto de 2018). *Domo salino*. Obtenido de Oilfield Glossary en Español: https://glossary.oilfield.slb.com/es/terms/s/salt_dome
- Schlumberger. (2 de Julio de 2022). *Despegue*. Recuperado el 24 de Octubre de 2022, de Energy Glossary en Español: <https://glossary.slb.com/es/terms/d/decollement#:~:text=1.%20S.%20%5BG eolog%C3%ADa%5D,diferente%2C%20que%20se%20encuentran%20debajo>.
- Schori, M., Mosar, J., & Schreurs, G. (2015). Multiple detachments during thin-skinned deformation of the Swiss Central Jura: a kinematic model across the Chasseral. *Swiss Journal of Geosciences*, 108, 327–343.

- Schori, M., Zwaan, F., Schreurs, G., & Mosar, J. (2021). Pre-existing Basement Faults Controlling Deformation in the Jura Mountains Fold-and-Thrust Belt: Insights from Analogue Models. *Tectonophysics*, 1-27.
- Searle, M. P., Windley, B. F., Coward, M. P., Cooper, D. J., J., R. A., Rex, D., . . . Kumar, S. (1987). The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 678-701.
- SEMARNAT. (2014). *Programa de Manejo Monumento Natural El Cerro de la Silla*. México.
- Serrano-López, G. (2020). Revisión de la estratigrafía y estructura del pull-apart de Ixtapa, Chiapas. (*Tesis de Licenciatura*). UNAM, CDMX.
- SGM. (2006). *Carta Geológica-Minera Las Margaritas E15-12_D15-3, Chis., Esc. 1:250,000*. Servicio Geológico Mexicano .
- SGM. (22 de marzo de 2017). *Relieve terrestre*. Obtenido de Servicio Geológico Mexicano:
https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Relieve_terrestre/Introduccion-relieve-terrestre.html
- SGM. (22 de marzo de 2017). *Tectónica de placas*. Obtenido de Servicio Geológico Mexicano:
<https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html>
- SGM. (2018). *Panorama minero del estado de Hidalgo*. México: Subsecretaría de Minería.
- SGM. (2020). La Paz G14-C55 Nuevo León. 1:50,000. [Carta geológico-minera], Pachuca, Hidalgo.
- SGM. (2020). *Panorama Minero del Estado de Chiapas*. México: Subsecretaría de Minería.
- SGM. (2020). *Panorama Minero del Estado de San Luis Potosí*. México: Servicio Geológico Mexicano.
- SGM. (2021). *Panorama minero del estado de Querétaro*. México: Dirección de Investigación y Desarrollo.
- SGM. (2021). *Panorama minero del estado de Zacatecas*. México: Dirección de Investigación y Desarrollo.
- Sharma, R., Joshi, P., & Verma, P. (2010). Genetic Issues of Some of the Non Metallic Minerals in Lesser Himalaya. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 168-172.

- Sharma, R., Verma, P., & Sachan, H. K. (2003). Strontium isotopic constraints for the origin of barite mineralization of Tons Valley, Lesser Himalaya. *Current Science*, 85(5), 653-656.
- Singh, R. M., Kamide, M., & Maruyama, T. (1996). Some chemical and physico-mechanical properties of Nepalese coal tested for biobriquette production. *Journal of Nepal Chemical Society*, 12-18.
- Singh, S. P., & Singh, B. P. (2010). Geothermal evolution of the evaporite-bearing sequences of the Lesser Himalaya, India. *International Journal of Earth Sciences*, 99(1), 101-108.
- Smeraglia, L., Fabbri, O., & Choulet, F. (2021). Variation in structural styles within fold-and-thrust belts: Insights from field mapping, cross-sections balancing, and 2D-kinematic modelling in the Jura mountains (Eastern France). *Journal of Structural Geology*, 149, 1-19.
- SnowBrains. (16 de mayo de 2013). *Rocky Mountain Snow & Ice Coverage Down 20% since 1980 | USGS Study*. Obtenido de SnowBrains: <https://snowbrains.com/rocky-mountain-snow-ice-cover-down-20-since-1980/>
- Solórzano-Kraemer, M. M. (2010). Mexican Amber. En D. Penner, *Biodiversity of Fossils in Amber from Major World Deposits* (págs. 42-56). Siri Scientific Press.
- Sommaruga, A. (1997). *Geology of the central Jura and the Molasse Basin: New insight into an evaporite-base foreland fold and thrust bel*. Neuchâtel: Société neuchâteloise des Sciences naturelles.
- Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura foreland fold and thrust belt. *Marien and Petroleum Geology*, 16, 111-134.
- Sommaruga, A. (2011). From the central Jura Mountains to the Molasse Basin (France and Switzerland). *Swiss Bulletin fuer Angewandte Geologie*, 16(2), 16.
- Sommaruga, A., Mosar, J., Schori, M., & Gruber, M. (2017). The Role of the Triassic Evaporites Underneath the North Alpine Foreland. En J. I. Soto, J. F. Flinch, & G. Tari, *Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins* (págs. 447-466). Elsevier.
- Song, S., & Cao, Y. (2021). Brittle deformation mechanisms. En D. Alderton, & S. Elias, *Encyclopedia of Geology* (Vol. 2). Elsevier.
- Soni, A. K. (2017). *Mining in The Himalayas. An Integrated Strategy*. U.S: CRC Press.
- Stanley, S. M. (2009). *Earth System History*. W. H. Freeman and Company.

- Stockma, G. S., Beaumont, C., Nguyen, M., & Lee, B. (2007). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: Insights from numerical models. *The Geological Society of America*, 63-98.
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere*. Austria: Springer.
- Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 249-264.
- Suter, M., Contreras-Pérez, J., & Ochoa-Camarillo, H. (1997). Structure of the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in east central Mexico. *II Convencion sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados*, 45-63.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2013). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid: PEARSON EDUCATION.
- Tegethoff, W., Rohleder, J., & Kroker, E. (2012). *Calcium Carbonate. From the Cretaceous Period into the 21st Century*.
- Thronberens, S. (s.f.). *Evolution of the penninic distal domain*.
- Trigueros, L. (2018). Apuntes de Geología Estructural con Ejercicios. (*Material Didáctico*). UNAM, Ciudad de México.
- Umar, M., Sabir, M. A., Farooq, M., Khan, M. M., Faridullah, F., Jadoon, U. K., & Khan, A. S. (2015). Stratigraphic and sedimentological attributes in Hazara Basin Lesser Himalaya, North Pakistan: their role in deciphering minerals potential. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(3), 1653-1667.
- Valdiya, K. S. (1984). Evolution of the Himalaya. En S. M. Naqvi, H. K. Gupta, & S. Balakrishna, *Tectonophysics* (págs. 229-248). Amsterdam: Elsevier Science.
- Valdiya, K. S. (2002). Emergence and evolution of Himalaya: reconstructing history in the light of recent studies. *Progress in Physical Geography*, 26(3), 360–399.
- Vera, J. A. (1994). *ESTRATIGRAFÍA. Principios y Métodos*. Madrid: Rueda.
- Villagómez, D., Steffensen, C., Pindell, J., Molina-Garza, R. S., Gray, G., Graham, R., . . . Spikings, R. (2022). Tectono-sedimentary evolution of Southern Mexico. Implications for Cretaceous and younger source-to-sink systems in the Mexican foreland basins and the Gulf of Mexico . *Earth-Science Reviews*, 1-38.
- Williams, S. A., Fingleton, J. S., Prior, M. G., Mavor, S. P., Cross, G. E., & Stockli, D. F. (2020). The early Paleogene transition from thin-skinned to thick-skinned shortening in the Potosí uplift, Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. *International Geology Review*, 1-20.

- Witt, C., Bricchau, S., & Carter, A. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31, 1-15.
- Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olalez, N., & Martinez, J. (2012). The transpressive left-lateral Sierra Madre de Chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico). *Journal of the Geological Society, London*, 169, 143-155.
- Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., & Dooley, T. (2012). 2D - 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. En D. Roberts, & A. Bally, *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (págs. 700-730). Elsevier.
- Zurick, D., Pacheco, J., Shrestha, B., & Bajracharya, B. (2005). *Atlas of the Himalayas*. Nepal: ICIMOD.