



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

# **La Termodinámica y la Tectónica de Placas**

**MATERIAL DIDÁCTICO**

Que para obtener el título de

**Ingeniera Geóloga**

**P R E S E N T A**

Brenda Sofía Reyes Sainos

**ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO**

Ing. Javier Arellano Gil



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2021**



Este trabajo escrito para titulación fue realizado dentro del marco del Programa de Apoyo a Proyectos Para Innovar y Mejorar la Educación, de la UNAM PE101920 (PROYECTO PAPIME PE101920), consistente en la elaboración del libro digital “Termodinámica para Ciencias de la Tierra: Fundamentos y Aplicaciones”.

## **Agradecimientos**

A la Universidad Nacional Autónoma de México que me ha brindado una educación integral y la posibilidad de abrir mi camino a nuevos retos.

A la Facultad de Ingeniería por los servicios y profesorado que me ayudaron a tener una mejor preparación.

A mis profesores que me prepararon y me enseñaron a afrontar nuevos retos académicos. Gracias por sus consejos que me han ayudado día a día.

Al Ingeniero Javier Arellano, por confiar en mí, ayudarme y asesorarme durante mis semestres. Gracias por su paciencia y consejos tanto en el presente trabajo como en demás dificultades que se presentaron.

A mis sinodales por revisar, corregir y asesorarme en todo este trabajo.

A mi familia. Gracias por su paciencia, por su amor y sus consejos. A mi madre Sofía Sainos, gracias por tu dedicación, por educarme e impulsarme para afrontar los nuevos retos y desafíos que se presentan cada día.

A mis amigas, que me acompañaron durante todos los semestres, las prácticas de campo y proyectos que veíamos imposibles pero que con su ayuda superamos.

Gracias a todos los que estuvieron involucrados en mi educación y desarrollo.

# Índice

<b>Resumen</b>	.....	<b>I</b>
<b>Abstract</b>	.....	<b>III</b>
<b>1. Introducción</b>	.....	<b>1</b>
1.1 Metas	.....	1
1.2 Objetivos	.....	1
1.3 Problemática	.....	2
1.4 Metodología	.....	2
1.5 Estado del arte	.....	3
<b>2. Conceptos fundamentales</b>	.....	<b>5</b>
2.1 Historia de la Teoría de la Tectónica	.....	5
2.2 Definiciones y componentes del Planeta Tierra de acuerdo a su composición Química Elemental	.....	7
2.3 Definiciones y componentes del Planeta Tierra de acuerdo a sus propiedades Físicas-Mecánicas	.....	9
2.4 Fundamentos de la Tectónica de Placas del Planeta Tierra	.....	10
2.4.1 Teorema de Euler	.....	14
2.5 Placas tectónicas de México	.....	14
<b>3. La Termodinámica y la Tectónica de placas a nivel global</b>	.....	<b>17</b>
3.1 Bordes (Márgenes) divergentes	.....	20
3.1.1 Dorsales oceánicas	.....	20
3.1.2 Rifts continentales	.....	24
3.2 Bordes (Márgenes) convergentes	.....	29
3.2.1 Procesos de obducción y su relación con las ofiolitas	.....	38
3.3 Límites de Sistemas de Fallas Transformantes (Bordes/Márgenes pasivos)	.....	41
3.3.1 Bordes transformes asociados a Dorsales oceánicas.	.....	41
3.3.2 Bordes Transcurrentes	.....	43
3.4 Hot Spots y magmatismo	.....	45
<b>4. La Termodinámica en las Placas Tectónicas de México</b>	.....	<b>50</b>
4.1 Termodinámica y sismicidad	.....	51
4.2 Termodinámica y vulcanismo	.....	53
4.3 Termodinámica y deformación de las rocas	.....	58
4.4 Aspectos económicos y sociales	.....	62
<b>5. Conclusiones</b>	.....	<b>66</b>
<b>Cuestionario de Autoevaluación</b>	.....	<b>70</b>
<b>Referencias</b>	.....	<b>76</b>

## Resumen

El interior de la Tierra tiene una dinámica muy compleja que se observa por los procesos, los materiales, las propiedades de las sustancias y las diferentes características de las capas que la conforman; pudiendo estas experimentar cambios cuando son sometidas a condiciones diferentes de las superficiales o atmosféricas. En las envolturas concéntricas o capas más cercanas a la superficie, esta dinámica se manifiesta repentinamente por drásticas erupciones volcánicas o movimientos sísmicos; aunque existen otros eventos de deformación de rocas más lentos que nos indican que la Tierra está cambiando continuamente como los bordes tectónicos en movimiento y la creación de orógenos.

Las leyes y postulados de la Termodinámica y los principios de la Tectónica de Placas se estudian en conjunto para explicar los movimientos de las placas litosféricas, los cuales son producto de profundas corrientes convectivas en el manto inferior, en donde las rocas se transforman progresivamente por variaciones en las condiciones de presión, temperatura, solubilidad y densidad, entre otros factores, generando tres tipos de límites: bordes convergentes, divergentes y transformes. Estos límites corticales son zonas donde se tiene una intensa actividad geológica y son una muestra de la evolución dinámica interna de la Tierra y de los procesos termodinámicos involucrados desde hace 4.600 millones de años.

Las Dorsales Oceánicas son zonas de extensión (apertura) en donde, conforme las placas se separan, generan un adelgazamiento de la corteza a lo largo de un eje que es rellenado inmediatamente por rocas volcánicas extrusivas como basaltos o andesitas tipo MORB (por sus siglas en inglés, Mid Ocean Ridge Basalts) generados a partir de la fusión parcial del manto superior; y conforme se enfrían, producen nuevo piso oceánico. Para generar la ruptura de la placa se necesitan esfuerzos de grandes magnitudes, fuerzas de flotabilidad térmica, tracciones en la base de la litósfera y/o fuerzas conjugadas de flotabilidad y/o gravitacionales.

Las zonas de subducción en límites convergentes son generadas cuando dos placas litosféricas convergen y una de ellas, generalmente la de menor densidad, desciende debajo de la otra incorporándose a profundidad y progresivamente al manto. La placa subducida normalmente varía en sus condiciones de temperatura y presión conforme se hunde en el manto, generando una fusión parcial que recubre inmediatamente la cuña de la placa descendente dando lugar a magmas que ascienden a la Corteza superior, creando los denominados arcos volcánicos continentales e insulares.

Los Sistemas de fallas transformantes, en teoría, no generan ni destruyen corteza, sin embargo, se ha demostrado en diferentes modelos de los bordes existentes, que estos involucran esfuerzos de transtensión o transpresión que alteran las propiedades térmicas del borde y la dinámica de fallas asociadas, llegando a modificar el manto litosférico debajo de ellas y dando lugar incluso a la creación de cuencas sedimentarias de morfología sigmoide tipo Pull-apart o volcanes.

Además de los bordes tectónicos, también existen los hot-spots, los cuales son una exposición directa de los componentes y los procesos que se llevan a cabo en el límite manto-núcleo de la Tierra. Estos, aunque escasos, se generan en distintos lugares alrededor del mundo y se forman a partir de diferencias térmicas de ciertos

materiales en la capa D” con el resto de su entorno, lo que provoca que asciendan por el manto hasta a la superficie. ejemplos de esta dinámica puntual es la Cadena Volcánica Hawái-Emperador o las Islas Canarias Ibéricas.

El territorio mexicano se caracteriza por tener rasgos fisiográficos muy contrastantes y variados, los cuales han sido formados a partir de una extensa historia tectónica, en terrenos incluso de edad Precámbrica, pero principalmente a la ocurrida desde el Jurásico hasta el Reciente.

## Abstract

The Earth's interior has a very complex dynamic that is observed by the processes, the materials, the properties of the substances and the different characteristics of the layers that make it up; may undergo changes when subjected to conditions other than surface or atmospheric conditions. In concentric shells or layers closest to the surface, this dynamic is suddenly manifested by drastic volcanic eruptions or seismic movements; although there are other events of deformation of slower rocks that show to us that the Earth is continually changing as the tectonic edges in motion and the creation of orogens.

The laws and postulates of Thermodynamics and the principles of Plate Tectonics are studied together to explain the movements of lithospheric plates, which are the product of deep convective currents in the lower mantle, where the rocks are progressively transformed by variations in pressure, temperature, solubility and density conditions, among other factors, generating three types of boundaries: convergent, divergent and transform edges. These cortical boundaries are areas where there is intense geological activity and are a sample of the Earth's internal dynamic evolution and the thermodynamic processes involved since 4.6 billion years ago.

The Oceanic Ridges are areas of extension (opening) where, as the plates separate, they generate a thinning of the crust along an axis that is filled by extrusive volcanic rocks such as basalts or MORB-type andesite (Mid Ocean Ridge Basalts) generated from partial melting of the upper mantle; and as they cool, they produce new ocean floor. To generate the rupture of the plate, large magnitude forces, thermal buoyancy forces, traction at the base of the lithosphere and/or conjugate buoyancy and/or gravitational forces are needed.

Subduction zones in converging boundaries are generated when two lithospheric plates converge and one of them, usually the lowest density, descends below the other incorporating in depth and progressively into the mantle. The subducted plate normally varies in its temperature and pressure conditions as it sinks into the mantle, generating a partial melting that immediately coats the wedge of the descending plate resulting in magmas ascending to the upper crust, creating the so-called continental and island volcanic arches.

Transforming fault systems, in theory, do not generate or destroy crust, however, has been demonstrated in different models of existing edges, that these involve transtension or transpression stresses that alter the thermal properties of the edge and the dynamics of associated faults, modifying the lithospheric mantle below them and even leading to the creation of Pull-apart type sigmoid morphological sedimentary basins or volcanoes.

In addition to the tectonic edges, there are also hot spots, which are a direct exposure of the components and processes that take place in the mantle-core boundary of the Earth. These, although scarce, are generated in different places around the world and are formed from thermal differences of certain examples of this specific dynamic is the Hawaii-Emperor Volcanic Chain or the Iberian Canary Islands. materials in layer D" with the rest of its environment, which causes them to ascend through the mantle to the surface.

The Mexican territory is characterized by very contrasting and varied physiographic features, which have been formed from an extensive tectonic history, in lands even of Precambrian age, but mainly to that occurred from the Jurassic to the Recent.



## **1. Introducción**

La teoría de la tectónica de placas es una de las conceptualizaciones más recientes en el estudio de la estructura de la Tierra y se ha vuelto muy importante para explicar una gran cantidad de fenómenos geológicos y geofísicos que ocurren en su interior. Gracias a esta teoría se comenzó a generar un mayor interés por estudiar y documentar el origen de las placas tectónicas, sus bordes y los movimientos asociados entre ellas, lo que llevó a estudiar además el funcionamiento profundo de la Tierra y los recursos naturales asociados.

Se interpreta que el movimiento de las placas tectónicas es producto de corrientes convectivas desde las profundidades del manto; estas se originan por la constante búsqueda del equilibrio térmico del planeta con respecto a su entorno; la diferencia de temperaturas y densidades de los materiales en la superficie y al interior del planeta generan una inestabilidad gravitacional que hace que el material del interior tienda a generar flujos convectivos. Durante la constante interacción y movimiento de las placas existe generación de materiales provenientes del interior de la Tierra que proporciona información sobre las condiciones de presión y temperatura a diferentes profundidades, además de su composición química y sus propiedades. La relación de estos parámetros (composición química, presión, temperatura, entre otros) hace posible elaborar modelos que explican la formación de los diferentes tipos de rocas que constituyen la Corteza Terrestre.

### **1.1 Metas**

La finalidad de este trabajo es que sirva como material didáctico para los alumnos y profesores de las diversas carreras de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, como apoyo a la comprensión de los procesos termodinámicos llevados a cabo en la dinámica de las placas tectónicas y que apoye a conocer con mayor detalle los procesos que ocurren en la litósfera y la astenósfera.

Además, se pretende que el material elaborado sirva como guía y mejore el proceso de aprendizaje de los alumnos por medio de ejemplos, ejercicios y fundamentos que les darán una visión más amplia y variada de las aplicaciones de las Ciencias Básicas en las Geociencias. Otra finalidad, es que el material digital se encuentre disponible para cualquier usuario de la Facultad de Ingeniería, UNAM y de otras universidades, interesados en el tema de la Tectónica de Placas y su relación con la Termodinámica.

### **1.2 Objetivos**

Elaborar material didáctico digital mediante recopilación, análisis y síntesis de los principios termodinámicos que actúan en los movimientos de la Tectónica de Placas, que este dirigido principalmente para los alumnos de los primeros semestres de las carreras de Ingeniería en Ciencias de la Tierra impartidas en la Facultad de Ingeniería, UNAM. Este material pretende ser parte de un capítulo del libro

“Termodinámica para Ciencias de la Tierra: Fundamentos y Aplicaciones”, que está siendo elaborado de manera colegiada mediante el proyecto PAPIME PE101920. El objetivo fundamental es que este material sirva a los estudiantes de las carreras de Ciencias de la Tierra a mejorar sus conocimientos en termodinámica y así mejorar su desempeño escolar incrementando el porcentaje de acreditación y disminuyendo la deserción escolar.

### **1.3 Problemática**

En la propia experiencia académica y de acuerdo con las opiniones de compañeros de las carreras asociadas a las Ciencias de la Tierra en la Facultad de Ingeniería, UNAM, es evidente que algunas de las asignaturas de las Ciencias Básicas son tomadas como muy teóricas, lo que genera que exista una baja motivación para aprenderlas. Como estudiantes de ingeniería y después como egresados, es importante el poder aplicar los conocimientos teóricos de las ciencias en beneficio de la sociedad, por lo tanto, es necesario vislumbrar su aplicación en la vida cotidiana y/o profesional.

En la Facultad de Ingeniería, UNAM, las materias de Termodinámica (o relacionadas) que cursan los alumnos de las geociencias son de las que presentan altos índices de reprobación, lo que genera un rezago estudiantil e incluso la deserción, que afectan además a otras áreas sociales y tiene repercusiones económicas en la Universidad y en consecuencia en la sociedad.

No existe bibliografía en español que contenga todos los temas a abordar en el presente trabajo, por lo que es una propuesta novedosa y única que fortalecerá el proceso enseñanza aprendizaje de la Termodinámica.

Hoy en día los estudiantes de nivel superior tienen acceso a muchas fuentes de información, sin embargo, no siempre son capaces de identificar lo falso y lo verdadero. Si académicos con estudios profundos en la disciplina, en este caso de Termodinámica y con experiencia laboral en la ingeniería de Ciencias de la Tierra, unen esfuerzos para generar material accesible y de mejor comprensión y disponibilidad, existirá mayor probabilidad de que los estudiantes logren un aprendizaje significativo, al disponer de material digital actualizado, en español y de libre acceso en las bibliotecas digitales de la Facultad de Ingeniería y de la UNAM.

### **1.4 Metodología**

Para la elaboración de este material se empleó la siguiente metodología:

- I. Búsqueda y recopilación de información, basada principalmente en libros, artículos científicos, revistas especializadas y páginas de internet, respaldadas por universidades o centros de investigación.
- II. Análisis de la información encontrada y disponible para su posterior clasificación por contenido.
- III. Síntesis de la información obtenida y clasificada, tomando lo más relevante del tema en estudio.
- IV. Elaboración de textos de los siguientes temas: Conceptos fundamentales de la Termodinámica y la Tectónica de Placas a nivel global, y posteriormente

la Termodinámica en las placas tectónicas de México. El primer capítulo describe los aspectos más relevantes de la estructura cortical, mientras que los restantes relacionan estos conceptos de Termodinámica con los movimientos tectónicos y se muestran ejemplos de manera general y particular.

- V. Elaboración de figuras, gráficas y tablas relacionadas y necesarias para una mejor comprensión de los textos a tratar
- VI. Planteamiento de ejemplos relacionados con el tema, más específicamente dentro del territorio mexicano.
- VII. Revisión de la redacción para que los textos sean entendibles, concisos y completos, tomando en cuenta un lenguaje técnico y formal.

### **1.5 Estado del arte**

Al realizar la revisión documental de los diferentes textos para la elaboración del presente trabajo, se encontraron varios archivos relacionados con la Tectónica de Placas y la Dinámica de la Tierra. Los principales temas relacionados con la “Termodinámica y la Tectónica de Placas”, tratan lo referente a la transferencia de calor y la dinámica de la Tierra.

La teoría de la Tectónica de placas tiene antecedentes desde hace 500 años. En el siglo XVI, Sir Francis Bacon, observó que las líneas de costa de América y África encajaban. En 1885, basándose en la distribución de plantas y sedimentos el geólogo suizo Suess propuso la existencia de un supercontinente al que denominó Gondwana.

Fue en 1912 que el meteorólogo alemán, Alfred Wegener propuso que en algún momento del pasado geológico todos los continentes estuvieron unidos en un supercontinente llamado Pangea y que posteriormente, este se había disgregado. Sin embargo, por falta de un modelo que explicara los procesos que generaban esta deriva de masas continentales, las hipótesis planteadas no fueron tomadas en cuenta. En 1937 Alexander Du Toit publicó evidencias de la existencia de dos supercontinentes (Laurasia y Gondwana), además propuso una reconstrucción de Gondwana basada en la geometría de los continentes y la correlación. Después de la Segunda Guerra Mundial, los oceanógrafos documentaron la presencia de la dorsal oceánica en medio del Atlántico Norte, este descubrimiento ayudó a que H. H. Hess publicara un trabajo sobre la deriva continental; y finalmente la Teoría de la Tectónica de Placas (Tolson, 2020).

Una vez establecida y medianamente aceptada la Teoría de la Tectónica de Placas buscó explicar el comportamiento interno de la Tierra y su implicación en los movimientos de la litósfera. Para comprender el comportamiento mecánico de la Tierra, debemos entender su estructura y las condiciones termodinámicas, las que se relacionan directamente con la reología de las rocas o fluidos y la temperatura en función de la profundidad.

De la bibliografía con información importante respecto al tema, autores como Condie con *Plate Tectonics and Crustal Evolution* de 1997, Allan Cox con *Plate Tectonics, How it Works* de 1986; se puede encontrar el desarrollo de los temas de la composición interna de la Tierra, la dinámica de las placas tectónicas y los

mecanismos o principios que ayudan a la comprensión del movimiento de estas. Mientras que Claude Jaupart y Jean-Claude Mareschal con *Heat Generation and Transport in the Earth* y Geoffrey Davies con *Mantle Convection for Geologists*, ambos de 2011, se centran en los procesos térmicos y su relación con los diferentes movimientos interplaca, los fenómenos que estos provocan y su relación directa con el interior de la Tierra.

En cuanto a artículos científicos se tiene a David Bercovici con *The generation of plate tectonics from mantle convection* (2003) y a Paul Tackley con *Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory* (2000); en ambos como lo dice en los títulos, abordan la dinámica del manto, la liberación y transporte del calor en el interior de la Tierra y como esto provoca los movimientos y organización actual de las placas tectónicas.

## 2. Conceptos Fundamentales

### 2.1 Historia de la Teoría de la Tectónica

La Tectónica de Placas representa un cambio de paradigma e ulterior avance del conocimiento científico y recientemente introducido en las Ciencias de la Tierra, con conceptos que representan una ayuda elemental para comprender la dinámica del planeta y los procesos que ocurren a través del tiempo geológico. Para el planteamiento de este concepto se tomaron en cuenta diversas pruebas de otras áreas científicas, como la paleontología, la geomorfología, paleoclimatología, paleomagnetismo y la sismología.

Para explicar los diversos eventos que existían y ocurrían en la Tierra, se tenían diversas teorías, las cuales en un principio se basaban en hechos meramente religiosos o relacionados con la Biblia; estas explicaciones estaban dentro de la corriente conocida como catastrofismo, la cual está basada en que los cambios sucedidos en la superficie de la Tierra, las especies y demás seres habitantes del planeta, eran causados por una serie de catástrofes (Kious & Tilling, 1996).

Es solo hasta mediados del siglo XIX que las ideas catastrofistas fueron disminuyendo y cambiando hacia la corriente del uniformitarismo basado en los “*Principios del Uniformitarismo*”, propuestos en 1785 por James Hutton (Figura 2.1), con el conocido postulado en el ámbito de las Ciencias de la Tierra “***El presente es la clave del pasado***”. Estos principios asumían que todos los procesos o sucesos geológicos que ocurren actualmente en la Tierra también operaron en el pasado geológico.

Eso fue el planteamiento para que varios científicos comenzaran a prestar atención a la geografía y forma de los continentes. Algunos de estos empezaron a notar que el borde oriental del continente Americano, occidental de África y Europa coincidían grosamente como piezas de rompecabezas. Sin embargo fue en el año de 1915 cuando Alfred Wegener (Figura 2.2) introdujo el concepto de Deriva continental, y cuyas observaciones fueron tomadas en cuenta con mayor rigor científico; Wegener aseguraba que hace más de 200 millones de años los continentes se encontraban unidos en un supercontinente denominado Pangea, el cual a lo largo



Figura 2.1 James Hutton. Geólogo escocés, creador de uno de los principios elementales de la geología el Uniformitarismo (Tomada de <https://www.britannica.com/biography/James-Hutton>).



Figura 2.2 Alfred L. Wegener. Creador de la teoría de la deriva continental, sus observaciones cambiaron radicalmente la visión de la dinámica de la Tierra (Tomada de <https://www.biografiasyvidas.com/biografia/w/wegener.htm>)

de una línea de tiempo geológico, se separó, desplazó e incluso colisionó en diversos fragmentos hasta tener la configuración cortical que conocemos ahora (Figura 2.3); a pesar de sus propuestas las ideas de Wegener no fueron aceptadas del todo por la comunidad científica, sobre todo por la falta de una propuesta que explicara las fuerzas necesarias para la separación de los continentes (Yount, 2009), sin embargo, esto no evitó que Wegener contara con varios partidarios que apoyaban sus ideas. Uno de ellos fue Alexander Du Toit, el cual propuso que la primera separación de Pangea originó dos continentes, uno derivado hacia el hemisferio norte y otro desplazándose al hemisferio sur, llamados Laurasia y Gondwana respectivamente (Kious & Tilling, 1996).

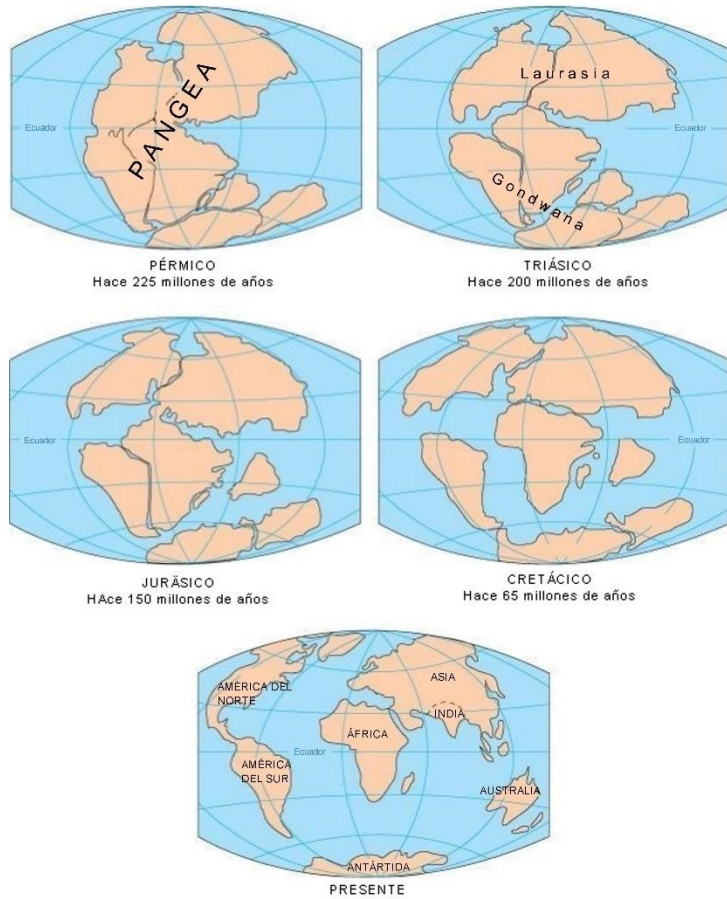


Figura 2.3 Imagen representado las diferentes etapas de la separación del supercontinente Pangea hasta nuestros tiempos. Modificada de (Kious & Tilling, 1996)

La teoría de Wegener, además de estar basada en el ensamble de los continentes, también tenía pruebas como estructuras geológicas o fósiles de animales y plantas (iguales o similares) que se encontraban tanto en África como en América, por lo que estos en algún momento debieron de estar unidos para que coexistieran juntos. Wegener dedicó el resto de su vida a encontrar una explicación de las fuerzas que movían a los continentes, sin éxito alguno; fue hasta años después, al final de la II Guerra, cuando algunos científicos realizaron un mapeo batimétrico del océano Atlántico y Caribe, encontrando una cadena de montañas submarinas que cruzaba la zona central del Atlántico, y que más tarde fue interpretada como un borde de placas divergente, y desde donde emergía nueva corteza oceánica. Posteriormente en el año de 1960, Robert Dietz y Harry Hess plantearon la idea de que existiera otro tipo de mecanismo que reciclara las placas tectónicas, ya que no podía seguir generándose nueva corteza en la superficie de la Tierra sin que hubiera una destrucción de esta para conservar su forma y tamaño; entonces la nueva corteza oceánica, millones de años después descendería eventualmente dentro de las zonas de trincheras o conocidos como bordes convergentes (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Otro descubrimiento importante que ayudó a documentar la teoría de la Tectónica de Placas fue la detección, con ayuda de instrumentación sísmica cortical, de

concentraciones o enjambres de terremotos, dado que los científicos (sismólogos) encargados de examinarlos, notaron que la distribución de la fuente de los terremotos se concentraba en ciertas áreas, más notablemente a lo largo de las trincheras oceánicas y las zonas de extensión. La interpretación de tales estudios ayudo a delimitar con mayor precisión los bordes de las placas tectónicas tal como las conocemos actualmente (Figura 2.4). Posteriormente se detectó que había una gran cantidad de movimientos telúricos en las zonas paralelas a las trincheras, estas fueron llamadas como las zonas Wadati-Benioff en honor a los sismólogos que reconocieron inicialmente tales fenómenos. Esta nueva aportación comprobó lo planteado por Hess, documentando que a la vez que existía una zona de generación de nueva corteza, también existe una zona donde esta regresa al interior del manto (Kious & Tilling, 1996).

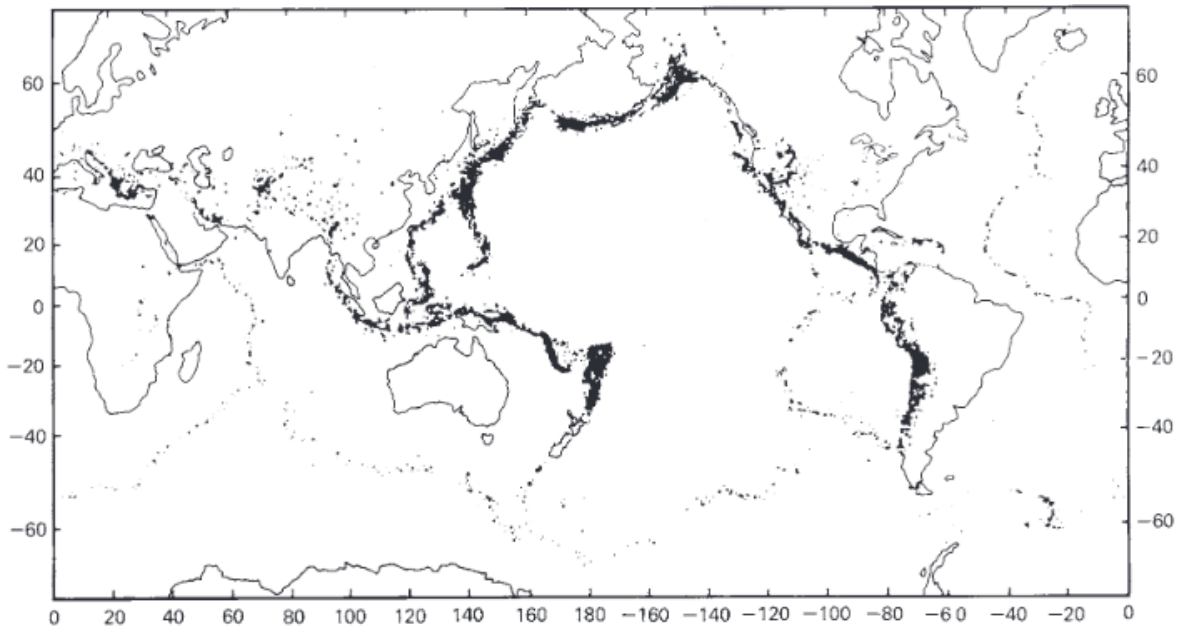


Figura 2.4 Mapa sísmico mundial, se puede observar su tendencia a seguir a lo largo de los bordes de las placas tectónicas. Tomado de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

## 2.2 Definiciones y componentes del Planeta Tierra de acuerdo a su composición Química Elemental

El Planeta Tierra está compuesto por distintas capas con composiciones y propiedades termodinámicas, mecánicas, físicas y químicas; dichas capas fueron progresivamente descubiertas y definidas con base en la propagación de las ondas sísmicas que, por sus propiedades mecánicas y sonoras, pueden viajar más rápido o lento, pueden refractarse o reflejarse; dependiendo del medio por el que viajan (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Hasta ahora se sabe que la separación de las capas interiores de la Tierra se produjo debido al cambio de densidades durante el periodo de fusión parcial de las primeras etapas de la formación de la Tierra. Esto significa que los elementos con mayor densidad como el hierro y níquel se fueron al centro, mientras que los más

ligeros ascendieron hacia las capas más superficiales de la Tierra. Estos cambios químicos y mineralógicos hacen posible la división más notable la estructura de la Tierra, correspondientes con el modelo estático y el cual se presenta de manera esquemática en la Figura 2.5, y cuyos componentes principales son:

- **Corteza:** Capa más externa de la Tierra, es la más delgada, ya que su grosor va desde los 5 kilómetros en las cordilleras oceánicas y hasta los 100 kilómetros en algunos cinturones montañosos continentales; está separada del manto por la discontinuidad de Mohorovičić. Existen dos tipos de corteza, la oceánica y la continental, las cuales presentan varias diferencias, las más importantes son su composición química, las propiedades de las sustancias y sus

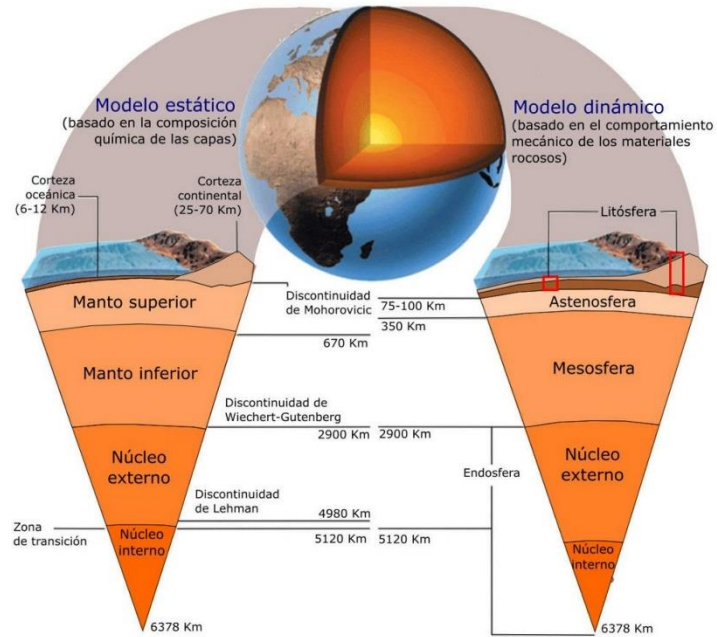


Figura 2.5 Esquema a escala de las capas que conforman la Tierra (Tomada de <https://geologiaweb.com/capas-tierra/>)

características termodinámicas. Las rocas continentales son en términos generales mucho más antiguas, tienen densidades medias ente los 2.7 g/cm<sup>3</sup> y una composición media comparable a las rocas ígneas félsicas, esto quiere decir, rica en elementos como sílice, sodio y potasio. En contraste, las rocas de la corteza oceánica son más jóvenes y más densas (aprox. 3.0 g/cm<sup>3</sup>) que las continentales, su composición es principalmente basáltica esto quiere decir rica en hierro, magnesio y sílice (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

- **Manto:** Es la capa intermedia entre la corteza y el núcleo externo. Está delimitada desde la discontinuidad de Mohorovičić y hasta la discontinuidad de Gutenberg. Es una capa semisólida con una profundidad aproximada de 2 900 kilómetros. Ocupa el 82% del volumen de la Tierra y su peso es el equivalente al 68% de la masa total de la Tierra. Se comporta como un sólido elástico y, gracias a muestras como las peridotitas, se interpreta que tiene una composición ultramáfica, rica en hierro, y silicatos ricos en magnesio. Se divide en manto superior e inferior a una profundidad aproximada de 670 km. A pesar de tener la misma composición química, estas dos capas se diferencian por la reorganización de los minerales produciendo materiales más densos debido a la elevada presión ejercida; la densidad del manto superior es de aproximadamente 3.5 g/cm<sup>3</sup>, mientras que la del manto inferior esta alrededor de los 5.5 g/cm<sup>3</sup>. En los últimos 200 km de esta capa se encuentra la denominada capa D'' que, debido al comportamiento de las ondas sísmicas, se considera que podría estar parcialmente fundida lo que ayudaría, en sitios específicos, a la trasferencia de calor del núcleo al manto dado que está



relacionado directamente con la existencia de plumas del manto compuestas de material altamente caliente que ascienden hacia la superficie (Davies, 2011).

- **Núcleo:** Abarca desde la discontinuidad de Gutenberg y hasta el centro de la Tierra. Es una esfera densa (de 10 a 13 g/cm<sup>3</sup>) de composición metálica, formada por dos partes distintas: un núcleo externo líquido de 2 200 km de espesor y un núcleo interno sólido de 1 250 km de espesor. Su composición es fundamentalmente de materiales metálicos ultra pesados como el hierro y níquel y en menor porcentaje otros materiales menos densos como el S, Si y O (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). En el núcleo externo se interpreta que los movimientos de los fluidos compuestos principalmente por materiales férricos son los causantes de la inducción y permanencia del Campo Magnético terrestre (Davies, 2011).

### 2.3 Definiciones y componentes del Planeta Tierra de acuerdo a sus propiedades Físicas-Mecánicas

Conforme aumenta la profundidad en el Planeta Tierra, cambian progresivamente las condiciones de temperatura, presión y densidad; estos cambios provocan que los materiales rocosos tengan comportamientos físicos-mecánicos distintos de acuerdo con la profundidad por lo que en sus límites se tienen discontinuidades, que corresponden a zonas en las que se producen cambios bruscos en la trayectoria y velocidad de las ondas sísmicas, indicando un posible cambio en la rigidez o la densidad de los materiales. Las propiedades físicas y la resistencia mecánica permitieron proponer el modelo dinámico, el cual divide a la estructura de la Tierra en cinco capas principales (Figura 2.6): la litósfera, la astenósfera (manto superior), la mesósfera (manto inferior), el núcleo externo y el núcleo interno; estos dos últimos conjuntan la endósfera (Condie, 1997).

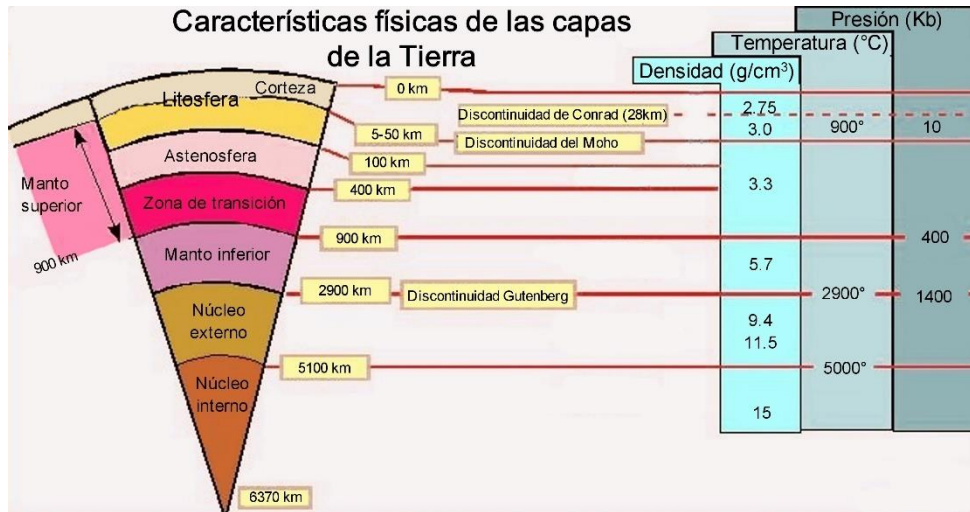


Figura 2.6 Modelo dinámico de la Tierra en donde se muestran sus capas, profundidades y propiedades físicas. Modificada de <https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/geologia/LaTierra>

- **Litósfera:** es la capa más externa de la Tierra, incluye toda la corteza y la porción superior del manto, exhibe un comportamiento rígido y su composición química varía de acuerdo con la zona tectónica en donde se encuentre; tiene un grosor de que varía de 50 a 100 km en los océanos y puede extenderse hasta los 250 km en las zonas de los cratones (Turcotte & Schubert, 1990).

- **Astenósfera:** comprende gran parte del manto superior, se extiende desde la base de la litósfera y hasta una discontinuidad a los 660 km; es una capa casi sólida que presenta cierta plasticidad generando una cierta fluencia, permitiendo que los materiales desarrollen corrientes de convección muy lentas y provocando el movimiento de las placas tectónicas más rígidas y frías de la litosfera. Otra característica distintiva es que representa variaciones laterales de densidad identificadas por las variaciones en las velocidades de las ondas sísmicas comunes en profundidades menores a los 400 km. Además, existe una discontinuidad denominada la Zona de Baja Velocidad, que se produce en la parte superior de la astenósfera; su espesor varía de 50 a 100 km (Condie, 1997).
- **Mesósfera o manto inferior:** comprende la parte más profunda del manto superior y todo el manto inferior, se extiende desde la discontinuidad de los 660 km y hasta otra discontinuidad ubicada a los 2900 km de profundidad. En esta zona hay un aumento considerable en la temperatura, pero la presión en respuesta aumenta la compresión hidrostática contribuyendo a la resistencia a fluir del material y a un aumento en su densidad (Condie, 1997). En la base de esta, se encuentra la capa D", que como se mencionó anteriormente, es una envolvente discontinua e irregular de un espesor de 0 a 300 km en donde se depositan los materiales más densos y donde se interpreta que se originan las plumas del manto y que, conforme ascienden generan los Hot Spots en zonas específicas de la superficie de la Tierra; además se considera que es hasta esta zona en donde llegan las capas de corteza subducida en los bordes convergentes (Condie, 1997).
- **Núcleo interno y externo (endósfera):** El núcleo externo va desde los 2 900 km y hasta los 5 150 km, mientras que el núcleo interno es una esfera con un radio aproximado de 1 250 km. Está compuesto por una aleación de los materiales más densos (Fe y Ni). A pesar de su composición similar, estas dos regiones presentan un comportamiento mecánico muy diferente. El núcleo externo es una capa fundida la cual genera un flujo convectivo que produce el campo magnético de la Tierra. Mientras que el núcleo interno es una esfera sólida y densa donde se alcanzan condiciones de presión y temperatura elevadísimas, su composición es de hierro sólido con muy poco contenido de otros elementos ligeros presentes en el núcleo externo. Esto se explica por la liberación de calor del manto y por la acumulación por gravedad del material más denso hacia el centro de la Tierra (Condie, 1997).

## 2.4 Fundamentos de la Tectónica de Placas del Planeta Tierra

La evolución y formación de morfologías continentales y oceánicas han sido objeto de diversas investigaciones ya que se sabe que los movimientos tectónicos han formado y alterado la litósfera por millones de años, reconociendo a la variable tiempo como un componente más en la extensa historia de la Tierra y su evolución. La mayor parte de la corteza continental se formó durante el Eón Arcaico hace 3.2-2.5 Ga, encontrándose evidencias de ellos en fragmentos de los continentes actuales (Lubnina & Slabunov, 2011). La historia de los supercontinentes inicia con el hipotético continente de Vaalbará sugerido por evidencias encontradas en los

cratones arcaicos de Kaapvaal y Pilbara, existió desde hace 3.8-3.3 Ga e incluso durante el Neoarcaico tardío y el Paleo-proterozoico temprano (de Kock, Evans, & Beukes, 2009). Kenorland fue otro supercontinente formado a partir de la unión de varios cratones hace 2.7 Ga durante el Neoarcaico, en este se ha demostrado que la tasa de movimiento de los bordes tectónicos dentro del supercontinente fue de 4-9 cm/año, que se acerca a los valores modernos de movimiento litosférico (Lubnina & Slabunov, 2011). A finales del Paleo-proterozoico hace 1.8 Ga, se originó Nuna o Columbia, el cual es un proto-cratón producto de la acreción de otros continentes como Laurentia, Báltica, Australia, entre otros. Tras la fragmentación de Columbia a finales del Meso-proterozoico, tuvo lugar la Orogenia Grenville (~1.1 Ga) el cual fue el evento final para el ensamble de al menos 8 continentes que originaron al supercontinente de Rodinia, este se conservó hasta hace 800 Ma donde comenzó a fracturarse dando lugar a la formación de varios paleocontinentes (Pisarevsky, Wingate, Powell, & Johnson, 2003). Fue hace 700 Ma que los paleocontinentes de Panáfrica y Baikalía se unieron formando la Paleo-Pangea para, posteriormente, darse el ensamble completo de Proto-Gondwana y Proto-Laurasia, resultando en Pangea hace 230 Ma durante el Pérmico (SGM, 2017).

La teoría de la Tectónica de Placas se basa en los movimientos de las capas más externas del planeta Tierra, que son la litósfera y astenósfera, las cuales son capas rígidas que forma un caparazón alrededor del planeta y actúan como un mosaico de elementos independientes y comúnmente de dimensiones continentales; los límites entre placas son áreas dinámicas alrededor de todo el mundo y en estas también se ubican la mayor parte de los orógenos y zonas sísmicas. En estas zonas actúan energías, fuerzas y movimientos que generan una dinámica capaz de mover, romper y transportar a grandes distancias las placas tectónicas desde su posición original (Condie, 1997). Los bordes de placas se clasifican de acuerdo con sus movimientos entre ellas de la siguiente manera (Figura 2.7):

- **Los bordes de placas destructivos o convergentes**, se refiere a el movimiento entre dos placas donde la placa con mayor densidad es subducida debajo de la placa con menor densidad; la placa subducida cae en un cierto ángulo hacia el manto sublitosférico donde la placa es destruida y reciclada a profundidad (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). Una variante de regímenes compresivos es la obducción, que se refiere a cuando una pequeña placa tectónica tiene cierta flotabilidad que provoca que no pueda subducirse y actúe como una sábana cabalgando así sobre la

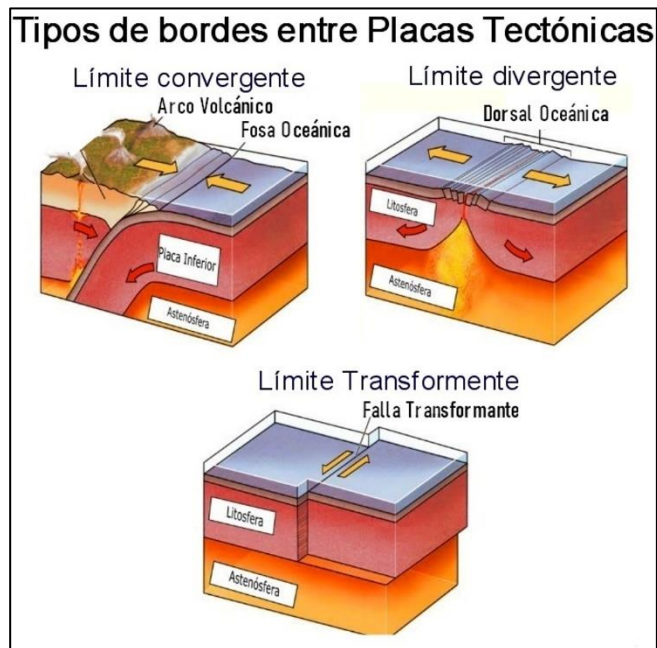


Figura 2.7 Esquematización de los tipos de bordes entre placas tectónicas. Modificado de <https://geologiaweb.com/placas-tectonicas/>

losa superior generando cadenas montañosas, siendo el caso más representativo el Orógeno de los Himalaya.

- **Los bordes de placas constructivos o divergentes**, se refiere a las líneas donde dos placas se separan e inmediatamente esos bordes son rellenados por basaltos formados en el manto astenosférico que genera una nueva corteza; este fenómeno ocurre comúnmente para la formación de un nuevo piso oceánico y a lo largo de las grandes dorsales oceánicas del planeta (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).
- **Los bordes de placas conservativos o transformes** se caracterizan por la interacción de dos placas tectónicas que se mueven de forma lateral una respecto a la otra y cuyo proceso no genera ni destruyen nueva corteza (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). Lo cierto es que puede ocurrir un adelgazamiento de la corteza a lo largo del eje del sistema de fallas principales y favorecer, en casos muy particulares, el ascenso de magma de afinidad oceánica como en la Cuenca de Wagner, Baja California o estar conjugado con sistemas divergentes, como el sistema transforme del Rift Oriental Africano o el Valle del Rift Baikal en Siberia.

Los límites de placas son sumamente importantes ya que estos procesos generan o generaron una gran cantidad de elementos geológicos e interacciones que contribuyeron a la geografía y la geología que conocemos hasta ahora.

Para el reconocimiento de los bordes de placas es importante considerar la litología, geografía, topografía, climatología, paleontología y geofísica (entre otros parámetros) de la Tierra, aunque se debe de centrar nuestra atención particularmente en los rasgos de contrastes orográficos, litológicos y estructurales. La capa rígida de la Tierra se divide en un mosaico de siete placas principales denominadas: Pacífica, Eurasiática, Norteamericana, Sudamericana, Africana, Indoaustraliana y Antártica. Las subplacas (más pequeñas), son: Filipina, Cocos, Juan de Fuca, Caribe, Nazca, Escocia, Arábiga, Somalí y la China (Figura 2.8), (Hamblin & Christiansen, 2004).

### **Placa Pacífica (A)**

Es la más extensa y está compuesta casi enteramente por corteza oceánica cubriendo aproximadamente una quinta parte de la superficie de la Tierra. Dentro de esta placa se encuentran las Islas de Hawái que corresponden a un Hot Spot. Tiene convergencia occidental con la placa Indo-Australiana, Filipina, Euroasiática, y al oriente con la placa Norteamericana, hacia su zona norte y oeste. Tiene bordes divergentes con la placa Antártica, Nazca, Cocos, Juan de Fuca y en ciertas zonas con la Norteamericana; además de bordes transformantes en la zona de la Península de Baja California al noreste de México (Hamblin & Christiansen, 2004).

### **Placa Euroasiática (B)**

Se encuentra en el hemisferio norte de la Tierra, ocupa casi en su totalidad a Europa y Rusia. Tiene bordes divergentes al oeste con la placa Norteamericana, mientras que en la zona sur aún se encuentran bordes sin determinar y bordes convergentes. Al este vuelve a tener un borde sin determinar con la placa Norteamericana.

### **Placa Norteamericana (C)**

Ocupa a todo el territorio de EUA, Canadá, casi todo México y la mitad del Océano Atlántico en el sector norte. Tiene bordes convergentes con la placa Africana y la Euroasiática; al sur tiene bordes sin determinar con la placa Caribeña y la

Sudamericana y un borde convergente con la placa de Cocos y de Rivera. Al Oeste tiene bordes transformantes con la placa Pacífica y Juan de Fuca.

**Placa Sudamericana (D)**

Ocupa todo el territorio de Sudamérica y la mitad del Océano Atlántico en el sector sur; tiene convergencia con la placa de Nazca al oeste, al sur con la placa de Escocia; tiene bordes divergentes con la placa Antártica y Africana.

**Placa Africana (E)**

Ocupa todo el continente Africano y la otra mitad del Océano Atlántico en el sector sur, además hacia el Océano Índico se divide en la subplaca de Somalí. Tiene bordes divergentes con la placa Antártica, Sudamericana, Caribeña e Indo-Australiana. Hacia el norte converge con la placa Euroasiática y Arábica.

**Placa Indo-Australiana (F)**

Ocupa desde el Océano Índico a la altura de la India hasta Nueva Zelanda. Tiene bordes divergentes con la placa Antártica hacia su parte sur, convergente con la placa Pacífica y la Euroasiática.

**Placa Antártica (G)**

Ocupa el hemisferio sur de la Tierra, todo el continente de la Antártica tiene bordes divergentes con la placa Indo-Australiana, Pacífica, Nazca, Sudamericana, Africana y bordes transformes con la placa de Escocia.

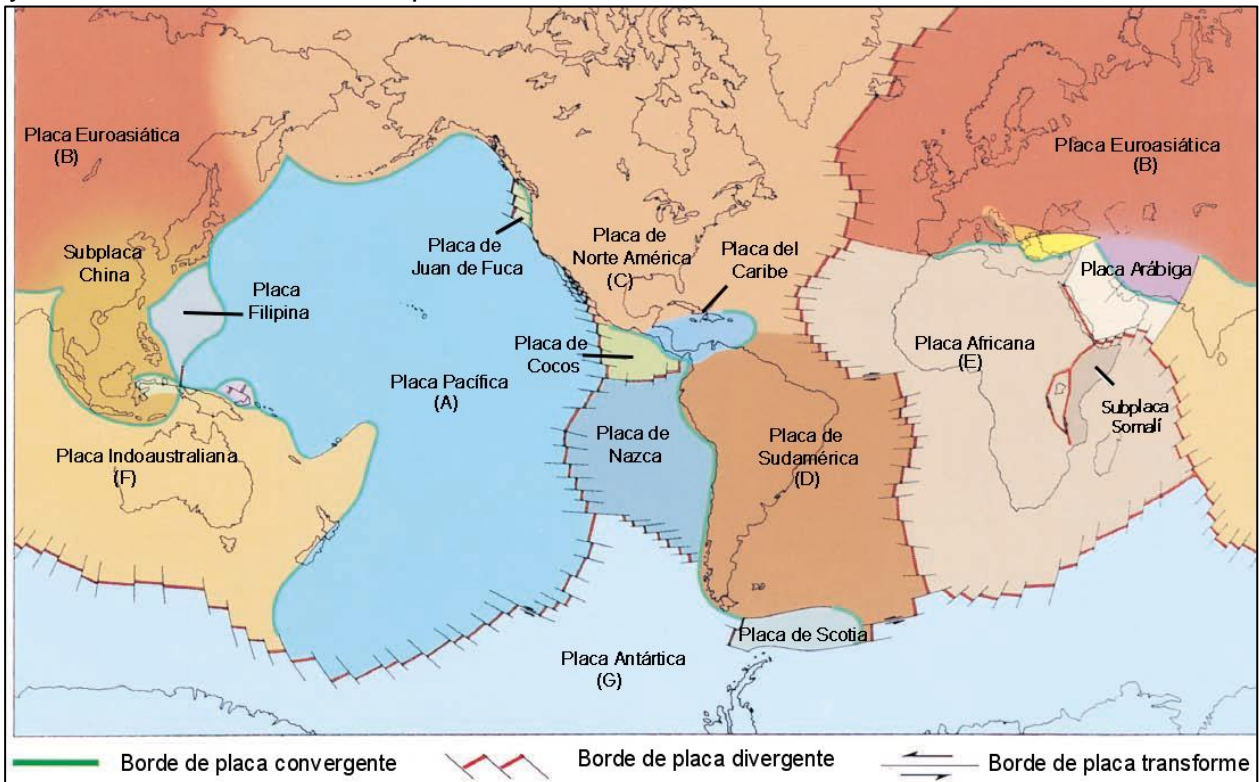
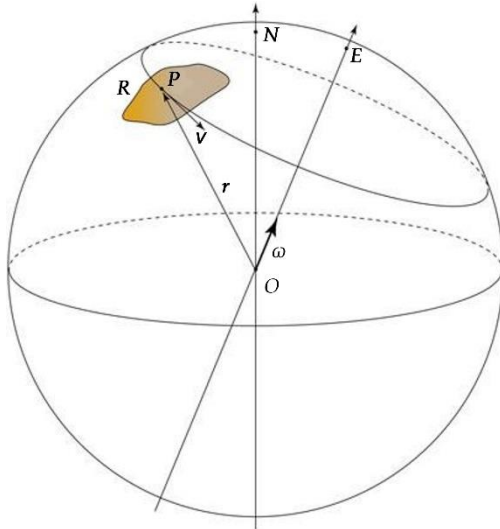


Figura 2.8 Mapa de las placas tectónicas alrededor de la Tierra. Se muestran los tipos de bordes entre placas, y el consecuente tipo de actividad tectónica asociada que hay en el lugar. Modificada de (Hamblin & Christiansen, 2004).

### 2.4.1 Teorema de Euler

La Geometría de las placas y su movimiento en la Tierra se explican gracias a el Teorema de Euler, el cual establece que “*Sí una esfera  $S$  se mueve alrededor de su centro,  $O$ , siempre es posible encontrar un diámetro,  $D$ , de puntos fijos*”.



Si la Tierra tiene, para fines descriptivos, una forma esférica también podemos decir que las placas tectónicas son capas esféricas rígidas que están obligadas a moverse conforme a su centro. Es importante indicar que la Tierra tiene en realidad la forma de un geoide y es de morfología irregular. Las líneas del movimiento de las placas son a lo largo de las latitudes con respecto al polo de rotación relativo (Figura 2.9).

Con esto podemos decir, que las diferentes partes de una placa se mueven con diferentes velocidades, la máxima velocidad se produce en el ecuador de rotación y la velocidad mínima en los polos de rotación (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Figura 2.9 Representación gráfica del Teorema de la rotación de Euler, se observa que el cuerpo R se mueve conforme a su centro P y el polo de Euler (E), alrededor del centro (O) de la esfera, N representa el Norte geográfico y los vectores  $v$  y  $\omega$  representan la velocidad de la placa y el vector de Euler con respecto a la placa R. Tomada de (Schettino, 2015).

## 2.5 Placas Tectónicas de México

La República Mexicana es un territorio con alta incidencia sísmica, esto es debido a que el territorio se encuentra conformado por cinco placas tectónicas: *Caribe, Pacífico, Norteamérica, Rivera* y *Cocos* (Figura 2.10).

Aunque la mayor parte del territorio pertenece a la placa Norteamericana, la península de Baja California pertenece a la placa del Pacífico, mientras que, en el litoral del Pacífico, se encuentra a microplaca de Rivera, la placa de Cocos y la del Caribe (Servicio Geológico Mexicano, 2019).

### Placa del Pacífico

Abarca el Océano Pacífico, la Península de Baja California y el oeste de California, estos últimos se desplazan en dirección noroeste a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes dextrales (Sistema de Fallas de San Andrés) con respecto a la placa Norteamericana. Este movimiento relativo aleja a la península del resto del territorio continental a una velocidad de aproximadamente 3.5 cm/año (Servicio Geológico Mexicano, 2019). Hacia la parte sur del Golfo de California existe un Punto Triple, refiriéndose a una zona geográfica en donde los bordes de tres placas tectónicas interactúan de forma compleja, en este caso existe un borde transcurrente entre la

Placa del Pacífico y la Placa Norteamericana, un borde divergente entre la Placa de Rivera y la Placa del Pacífico en su sector norte y transformante en el sector medio, por último, un borde convergente entre la Placa de Rivera y la Placa Norteamericana (Figura 2.10).

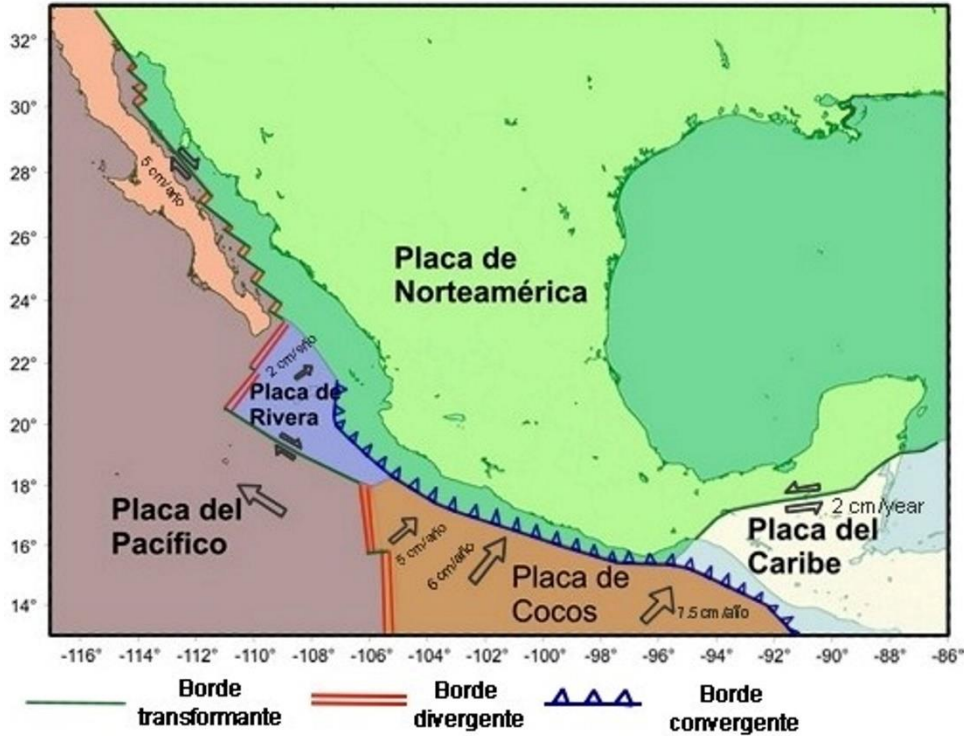


Figura 2.10 Distribución y localización de las Placas Tectónicas del territorio mexicano. Las flechas indican las velocidades relativas de movimiento y dirección de las placas involucradas. Modificada de <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Evolucion-tectonica-Mexico.html>

### Placa de Rivera

Se encuentra al sur de la Península de Baja California frente a las costas de Nayarit, Michoacán, Colima y Sinaloa. Sus límites se definen al noroeste por la Zona de Fractura de Tamayo y al oriente por la estribación de la Trinchera Mesoamericana separándola de la Placa Norteamericana; al oeste esta la Dorsal Pacífico-Rivera que es el borde con la Placa del Pacífico, sin embargo en su extremo meridional, no existe una frontera precisa entre la Placa de Rivera y Cocos (Martínez López & Mendoza, 2016). La divergencia con la Placa del Pacífico se separa a razón de aproximadamente 6 cm/año, mientras que en la zona de convergencia la Placa de Rivera se mueve a una velocidad 2 cm/año, este movimiento es el que ha originado el magmatismo asociado al nacimiento de los volcanes en el territorio de Jalisco (Ceboruco) y Colima (Nevado de Colima) (Servicio Geológico Mexicano, 2019) y (Manea, Manea, & Ferrari, 2013).

### Placa de Cocos

Este pequeño fragmento de corteza oceánica se localiza frente a las costas de Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas, moviéndose hacia el noroeste de la

República y subduciendo en su sector oriental debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la denominada Trinchera Mesoamericana o Trinchera de Acapulco generando la cordillera del Pacífico Oriental. La velocidad de subducción es variable, hacia la zona de Michoacán la placa subduce a una velocidad cercana de 5 cm/año y hacia la zona de Chiapas aumenta hasta unos 7.5 cm/año (Manea, Manea, & Ferrari, 2013). Debido a las condiciones térmicas y físicas de la Placa de Cocos subducida, la subducción se da en un ángulo sub-horizontal asociándose a la génesis de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que se encuentra oblicua y más adentrada al continente sin la existencia del paralelismo con el límite de placas (Servicio Geológico Mexicano, 2019).

Al sureste de la Dorsal de Tehuantepec se encuentra un punto triple donde un sistema de fallas separa la Placa Norteamericana de la del Caribe y donde la Placa de Cocos comienza a ser subducida debajo de la del Caribe.

### **Placa del Caribe**

La placa del Caribe se encuentra deformada y apilada entre las placas oceánicas Pacífica y Atlántica, y sobre las placas continentales Norte y Sudamericana. Ocupa la parte sur de México, cruzando el estado de Chiapas y la frontera con Belice y Guatemala. Produce un movimiento transcurrente compresivo izquierdo dirigido hacia el oriente a través del Sistema de Fallas Motagua-Polochic moviéndose a una velocidad aproximada de 2 cm/año. Este fragmento cortical evolucionó después de la colisión transgresiva en el Mesozoico-Cenozoico de los bloques continentales Maya y Chortis (Giunta, y otros, 1996). La zona de sutura con la Placa Norteamericana es la denominada zona de sutura de Motagua. Debido a sus movimientos, la Península de Yucatán se desplaza en sentido de las manecillas del reloj.



### 3. La Termodinámica y la Tectónica de placas a nivel global

La termodinámica es el estudio de la energía, sus formas y transformaciones, así como sus interacciones con la materia (Howell & Buckius, 1990). Este concepto es muy general, por lo que existen leyes o postulados termodinámicos que gobiernan el estudio de las transformaciones de la energía y las relaciones entre las propiedades termodinámicas.

La Primera y la Segunda leyes de la termodinámica involucran de manera directa o indirecta a la energía; mientras que la Primera Ley habla de la cantidad de energía en términos de una regla de conservación, la Segunda Ley trata de la calidad de la energía. En tanto la Ley Cero, la Tercera Ley y el Postulado de Estado involucran las propiedades termodinámicas; la Ley Cero se refiere al comportamiento térmico de dos o más cuerpos que entran en contacto, mientras que la Tercera Ley trata al cero absoluto y su nula variación de la entropía de un cuerpo.

En aplicación a los procesos geodinámicos y de tectónica de placas, estas leyes nos ayudan a comprender diversos fenómenos, por ejemplo, la transferencia de calor, la mecánica de fluidos, la ciencia de los materiales, etc. La Tierra constantemente sufre cambios, los cuales se manifiestan en la superficie a modo de varios fenómenos geológicos (erupciones y actividad volcánica, formación de orógenos, terremotos, movimiento de placas, formación de cuencas, etc.); estos eventos se originan por la energía interna y externa de la Tierra que se libera por medio de flujos de calor (Briceño & Eslava, 1993). La geodinámica interna de la Tierra se basa principalmente en los movimientos de las placas litosféricas producidos por las corrientes convectivas en el manto interior; estos movimientos generan un ciclo interno en donde las rocas se transforman por cambios en las condiciones de presión, temperatura y densidad conforme aumenta la profundidad a la que se encuentran o

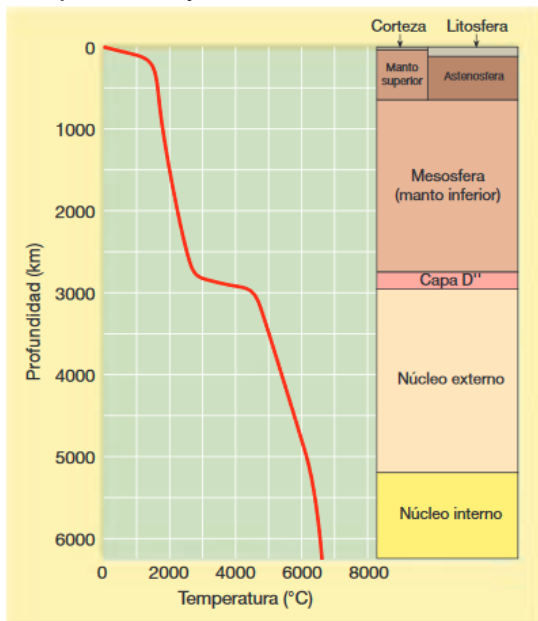


Figura 3.1 Gradiente geotérmico esquematizado y calculado de la Tierra. Tomado de (Tarbuck & Lutgens, 2005)

son sometidas. Estos cambios respecto a la profundidad se les denominan gradiente geotérmico y gradiente de presión, están controlados por dos mecanismos dominantes que transportan desde niveles profundos el calor en la Tierra; la conducción y la advección. El gradiente geotérmico se refiere al aumento gradual de la temperatura conforme a la profundidad, este varía de un lugar a otro, pero en una zona con gradiente normal las temperaturas aumentan en una media de 20°C/km a 30°C/km, como se puede observar en la Figura 3.1. En la parte del manto y el núcleo se calcula que la temperatura aumenta en menor medida, pero se observa un aumento drástico en la zona de la capa D'' (importante en la tectónica por su papel en las zonas de subducción y los Hot Spots) donde la temperatura aumenta

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

drásticamente de los 3 000°C a los 4 500°C y se calcula que puede superar los 6 700 °C en el centro de la Tierra (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El gradiente de presión se refiere al aumento gradual en las condiciones de presión conforme aumenta la profundidad (Figura 3.2), en condiciones normales esta presión aumenta 100 MPa por cada 3 km de profundidad o por cada km de profundidad aumenta 30 MPa de presión; es importante recalcar que este gradiente no es exacto ya que la presión puede variar de acuerdo a la densidad y a las propiedades elásticas que tienen las rocas en las diferentes capas de la Tierra (Labotka, 2014), se calcula con base a la relación:

$$P = h\rho g$$

Donde:  $P$  es la presión,  $h$  la profundidad,  $\rho$  la densidad de la columna de rocas superpuesta (presión litostática) y  $g$  la aceleración gravitacional.

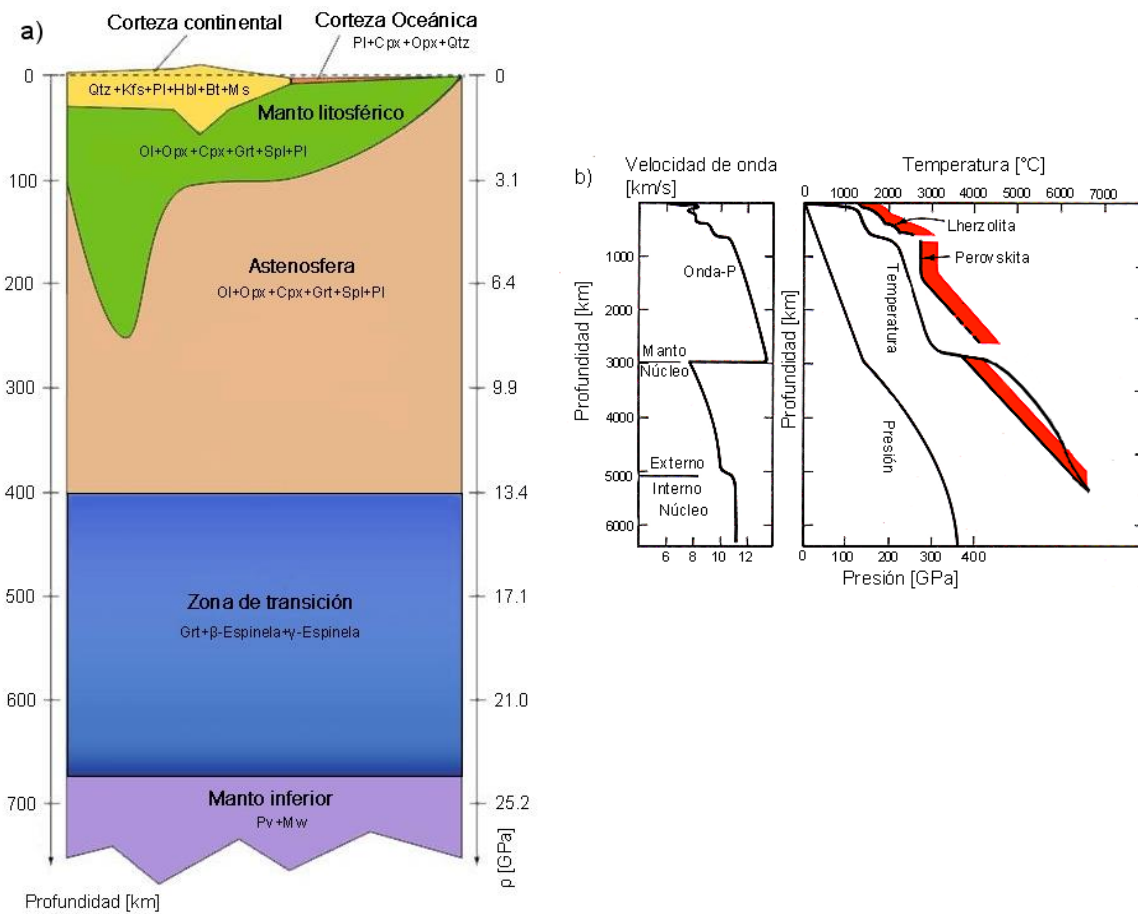


Figura 3.2 La presión depende de la densidad y de las propiedades elásticas y químicas de las rocas en las diferentes capas de la Tierra; en a) se muestra la geometría y la composición química de la corteza y el manto con respecto a la profundidad y a la presión litostática (modificada de (Schettino, 2015)). Mientras que en b) comparamos la velocidad de propagación de las ondas-P con respecto a la presión (eje inferior) y la temperatura (eje superior) de cada capa de la Tierra. Del diagrama se observa un cambio importante de T y P en la capa D" o en la transición de manto a núcleo (modificada de (Labotka, 2014)).

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

Los bordes de las placas tectónicas son zonas de intensa actividad geológica, donde la dinámica interna de la Tierra se exhibe de forma muy amplia; ya que existe por ejemplo, un intercambio de energía mediante trabajo en los movimientos de separación de las placas tectónicas, buscándose un equilibrio térmico entre más de dos cuerpos interactuando llegando a resultar en zonas metamórficas asociadas a bordes de placas u otros fenómenos geológicos-termodinámicos directamente relacionados con la actividad del interior del planeta (Figura 3.3).

En los bordes divergentes las placas al separarse forman una fisura donde poco a poco se va acumulando nuevo material traído del interior de la Tierra, como ejemplo están el Rift de África, el Rift del Atlántico Medio y el del Golfo de California. En los bordes convergentes una placa subduce debajo de otra, el roce entre estas produce una gran cantidad de energía la cual genera los movimientos sísmicos (sismos que afectaron a México en septiembre de 1985, 2017 y 2021) y formación de orógenos (como la Faja Volcánica Transmexicana, la Sierra Madre Occidental y los Andes). En la zona de subducción de la Placa de Cocos frente a las costas del Pacífico mexicano a lo largo de la Trincheras de Acapulco pueden ocurrir sismos con magnitudes de hasta 8.5 (Mooser & Ramírez, 1987). Dando lugar a que las rocas subducidas al entrar en contacto con condiciones de temperatura distintas alteren sus materiales y sus condiciones provocando una fusión en el manto litosférico y este material tiende a salir a la superficie formando lineamientos volcánicos o cordilleras (Tarbuck & Lutgens, 2005) donde se producen rocas volcánicas con composiciones calco-alcalinas como la andesita, siendo esta de las más importantes; sin embargo, formándose también dacitas, riolitas y basaltos en zonas de subducción jóvenes; con temperaturas de  $\sim 700^{\circ}\text{C}$  en las rocas félsicas y de  $\sim 1000^{\circ}\text{C}$  en las rocas máficas (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). La cantidad de calor que el interior de la Tierra conduce hacia el exterior es en promedio de  $61 \text{ mW/m}^2$ , y cerca de  $3 \times 10^{12} \text{ W}$  en todo el planeta; las fuentes de calor están constituidas por el material fundido del núcleo terrestre y el material radiactivo que están contantemente fusionándose y aumentando la generación del calor (Briceño & Eslava, 1993) (Figura 3.3).

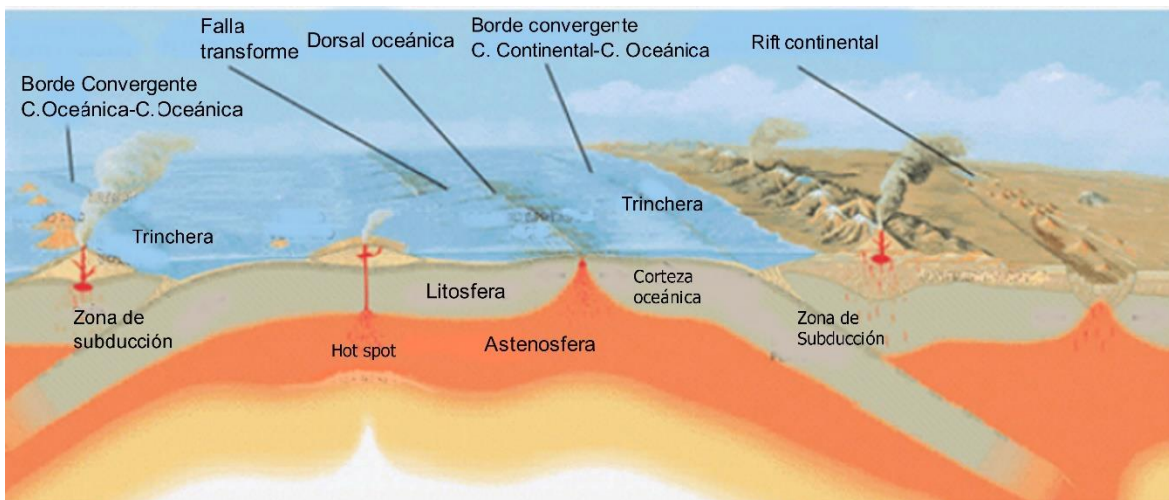


Figura 3.3 Representación gráfica de algunos de los tipos de bordes de placas tectónicas. Modificada de (Bryant, Herbst, Dailly, & Dribus, 2012)

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

En todos los procesos se involucran materiales de origen ígneo, originados y formados al interior del Planeta y no es posible verlos directamente, a menos que exista actividad volcánica. Con ayuda de las ondas sísmicas y la actividad extrusiva, ha sido posible interpretar la densidad, la presión y la temperatura en el interior del sistema Tierra.

Los flujos de calor en la Tierra se pueden transferir por tres principales maneras; conducción, convección o radiación. La conducción comienza con la transferencia de energía directa desde portadores más energéticos a portadores de baja energía a través de colisiones moleculares o de partículas, siendo un proceso difusivo que requiere variabilidad de temperatura; estos portadores dependen del estado de la materia, de la composición química y de la estructura del material involucrado, pudiendo ser moléculas en fluidos, electrones o fonones en sólidos. La convección es un proceso que cambia el rango de temperatura mediante el movimiento a gran escala de los portadores de energía, se diferencia de la conducción en que el calor se transmite de una región a otra junto a los portadores en lugar de transferirse entre los portadores. Por último, tenemos al calor transportado por radiación electromagnética que ocurre en la parte superior de la atmósfera de la Tierra (Schettino, 2015).

Todos estos procesos definen la distribución de los materiales en la dinámica de la Tierra y su comportamiento termodinámico; como el gradiente de presión en las capas, el equilibrio térmico de acuerdo con la Ley Cero de la Termodinámica y al trabajo o energía generada de acuerdo con la Primera y Tercera Leyes de la Termodinámica.

A continuación, se analizan los tipos de ambientes tectónicos y la aplicación de los postulados termodinámicos de acuerdo con las características que presenta cada entorno geotectónico.

#### **3.1 Bordes (Márgenes) divergentes**

##### **3.1.1 Dorsales oceánicas**

Las dorsales oceánicas representan los bordes constructivos en los que se origina nueva litósfera oceánica. Son zonas de extensión donde las placas se separan y generan un eje flanqueado por fracturas y fallas normales; este eje es inmediata o progresivamente rellenado por material caliente proveniente del manto situado debajo; cuando las rocas se enfrían conforman un nuevo piso oceánico o corteza oceánica. Las dorsales se encuentran en todos los océanos del planeta y forman extensos sistemas montañosos submarinos, en algunos casos de centenares de kilómetros de largo, además que más de la mitad de las rocas magmáticas se originan en estas zonas. Las dorsales oceánicas son cortadas en tramos de varios kilómetros por fallas transformantes perpendiculares a la dorsal, lo que le da una apariencia escalonada; la ocurrencia de estas fallas puede deberse a los cambios en las direcciones o magnitud de los esfuerzos, lo que provoca tales fracturas y posterior desplazamiento lateral, además es en estas zonas donde se generan los sismos relacionados a este tipo de tectónica (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

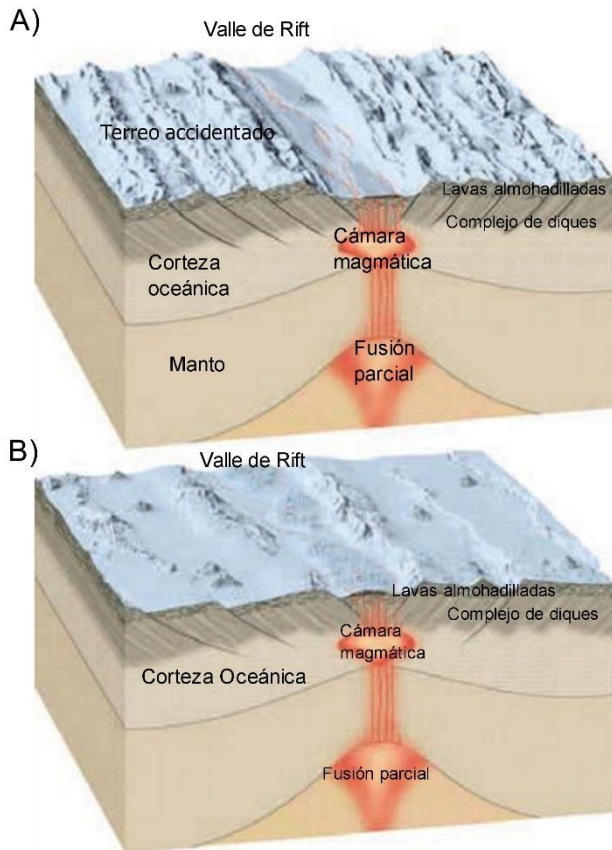


Figura 3.4 Topografía de las crestas de las dorsales oceánicas de acuerdo con su tasa de expansión. En la imagen A) muestra una topografía más accidentada que representa una expansión lenta, mientras que en la B) hay una topografía más suave que representa una expansión más rápida. Modificada de (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Respecto a su topografía, estas estructuras se pueden llegar a elevar por varios cientos de metros en el fondo oceánico ya que su morfología está controlada principalmente por la tasa de separación del margen; entre más rápido se separen las placas, la morfología será más suave, mientras que si la separación es más lenta la morfología será más accidentada. Se le compara con una cadena continental de montañas diferenciándose por los sistemas de esfuerzos que los originan. En las dorsales, al momento de la expansión genera fallas, en su mayoría de tipo normal, donde su ángulo de rompimiento depende de la velocidad de separación; en el eje se genera un canal con magmatismo principalmente basáltico, flanqueada por una serie de fallas normales que rompen el fondo oceánico, estos bloques se elevan por las condiciones isostáticas originando una forma de flancos escalonados (Figura 3.4). Estos flancos dan lugar a un Valle de Rift al centro con una morfología protuberante de varios kilómetros alrededor, provocada por

la diferencia en la temperatura y densidad que tiene la litósfera recién creada y su cámara magmática alimentadora con respecto al piso oceánico adyacente, estos nuevos materiales ocupan un mayor espacio generando una elevación a lo largo de toda la dorsal. No es sino hasta una distancia de 10 a 15 km perpendicular al eje donde la litósfera se enfría volviéndose rígida y estable, esta zona es conocida como Zona de Acreción Crestal (CAZ por sus siglas en ingles) y es donde se encuentran las zonas con mayor profundidad en el piso oceánico (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

El material de relleno, de acuerdo a estudios petrológicos, son principalmente basaltos tipo MORB o basaltos toleíticos, los cuales se producen a partir de la fusión parcial del manto superior a profundidades de 15 a 25 km; este segmento del manto está constituido a profundidad por peridotitas o lherzolitas (con condiciones iniciales de temperatura y presión de 1400°K y 7 a 10 GPa respectivamente), compuestas mayoritariamente por olivino y en menores proporciones por piroxenos de la serie enstatita y diópsido (Schettino, 2015). Cuando la lherzolita se ubica por debajo de la dorsal oceánica, comienza una fusión parcial relacionada directamente con la liberación de presión, provoca que los puntos de fusión de los componentes de la

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

mezcla se depriman, la masa fundida resultante tiene una composición basáltica muy similar al diópsido, esta masa comienza a subir y a acumularse en la cima de una cámara magmática somerizada que va alimentando al eje de la dorsal oceánica y generando así el nuevo piso oceánico. El proceso continúa hasta agotar por completo el diópsido de la peridotita original quedando como restante una peridotita compuesta principalmente de olivino y enstatita la cual es denominada como harzburgita (Figura 3.5) (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

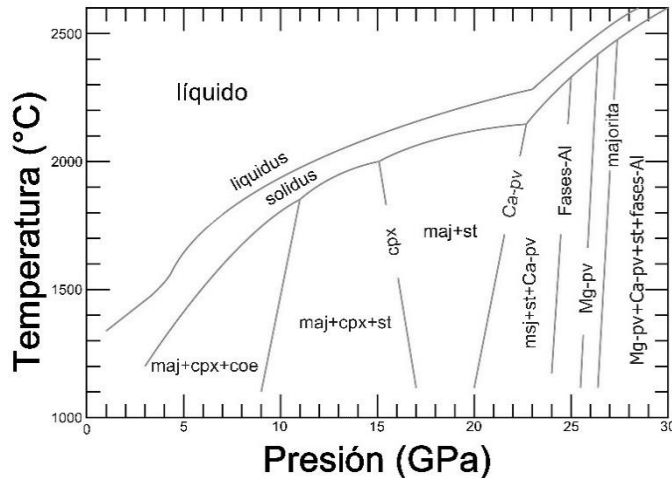


Figura 3.5 Diagrama de fases relacionadas a la mezcla y subsólidos que componen al MORB. La harzburgita consta de aproximadamente un 82% en peso de olivino normativo y un 18% en peso de componente piroxeno-granate. Su composición es distinta de la del basalto suprayacente y de la capa residual subyacente de lherzolita. Modificada de (Fei & Bertka, 1999)

El material astenosférico asciende a una velocidad aproximada de  $v = 10$  mm/año, que, en conjunto con la difusividad térmica de la peridotita impide una transferencia de calor al manto circundante al momento en el que el material se trasfiere hacia la superficie. A este proceso se le puede considerar como un proceso adiabático ( $dQ = 0$ ), dominado en mayor parte por la advección de calor que por la conducción térmica, en donde las condiciones de presión y temperatura cambian de tal manera que no se pierde ni se gana calor. Basándonos en esto, podemos determinar la presión y la temperatura del material si consideramos al proceso como reversible ( $\delta Q = TdS$ ) conforme el material se mueve hacia la superficie; e invariante en la entropía o isentrópico ( $dS = 0$ ), todo esto según la primera y segunda leyes de la termodinámica (Schettino, 2015).

La litósfera oceánica o piso oceánico se compone de capas, generadas en un proceso de formación uniforme que le ayuda a tener tal composición y es precisamente, a este conjunto de por lo menos cinco capas a la que se le denomina secuencia de ofiolitas, estructurada tal como se ilustra en la Figura 3.6:

1. La zona del manto conformada por peridotitas, harzburgita deprimida en lherzolita.
2. Capas de cumulos de gabros y rocas ultramáficas formadas a partir de la cristalización fraccionada de la peridotita del manto. Sus temperaturas son menores a las iniciales con una aproximado de 1000 °C, desarrollando una textura de capas o estratificación con anchuras de 2 a 5 km (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).
3. Gabros, dioritas y plagiogranitos no acumulados. Se encuentran solo en algunas ofiolitas y generalmente son intrusiones en los gabros estratificados. Se forman por la penetración de agua asociado a fisuras lo que hace que

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

decrezca la temperatura de fusión de los gabros y solidifique los plagiogranitos a una temperatura de 750°C (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). Las ofiolitas comúnmente no se encuentran completas ya que son interrumpidas por fallas relacionadas a la apertura de arco.

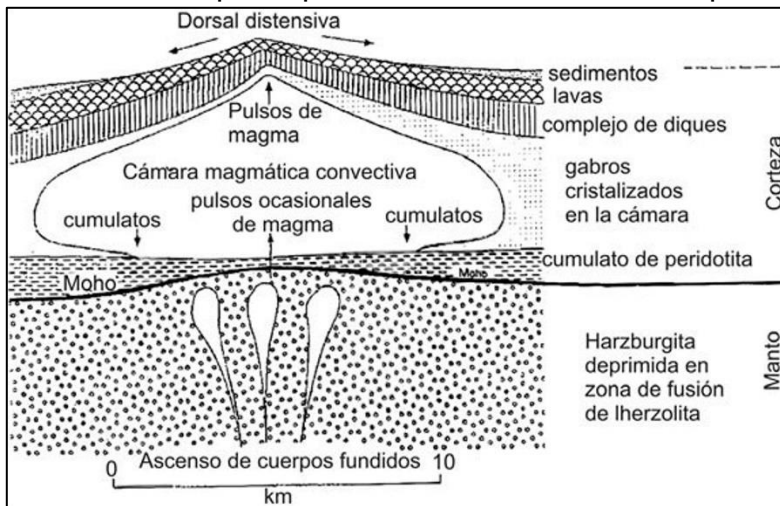


Figura 3.6 Perfil de una dorsal oceánica, en esta se puede observar los tipos de rocas comúnmente presente en este ambiente. Tomada de (Varela, 2014)

4. Diques. Tienen una posición vertical y cortan la línea de lavas almohadilladas superiores, no entran en contacto directo con el agua por lo que no cristalizan en forma de vidrio; la roca cristalizada resultante es una dolerita con textura de grano fino. El espesor del dique es de entre 1 a 3 metros debido a que se introducen conforme la litosfera se extiende Fuente

**especificada no válida..**

5. Lavas almohadilladas de basalto. Son formadas cuando el material basáltico, con temperaturas de alrededor de 1200°C (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011), extruye del eje de divergencia y entra en contacto con el agua fría del fondo marino, provocando que por el calor del material y las diferencias de densidad se formen gotas alargadas y esféricas parecidas a almohadas. La superficie del material se enfría rápidamente y cristaliza, mientras que el interior se solidifica lentamente hasta formar una roca cristalina; los espesores de estas lavas son de aproximadamente 1 km y se encuentran cortadas de forma transversal por los diques de dolerita inferiores Fuente
- especificada no válida..**

Sobre las lavas almohadilladas y entre los espacios ente ellas, se pueden acumular sedimentos abisales y/o pelágicos además de sedimentos volcanoclásticos asociados a un arco tectónico.

A lo largo de las dorsales se forman las denominadas ventilas o chimeneas hidrotermales marinas (Figura 3.7), las cuales se generan en el piso oceánico por la interacción de agua marina con el fluido hidrotermal magmático. La primera es una solución alcalina, oxidada, deficiente de minerales y con temperaturas de hasta 2°C; que circulan a lo largo de la corteza oceánica basáltica donde es mezclada y calentada para precipitar o lixiviar los metales de los basaltos asociados a la dorsal. La circulación se favorece debido a la transferencia del calor magmático proveniente del vulcanismo profundo. Estos fluidos circulan a lo largo de los sistemas de fracturas y fallas asociadas a la apertura del piso oceánico y son expulsados hacia el fondo marino de manera sucesiva con temperaturas de hasta 400° C. Al entrar en contacto con el agua marina fría y en presiones hasta 400 veces mayores a la presión atmosférica, los fluidos cargados de metales precipitan alrededor del

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

conducto hasta aislarlo comenzando la construcción de montículos que forman una chimenea (Cervantes Velazquez, 2001). Existe una interface térmica entre la temperatura máxima del fluido expulsado y la profundidad del tirante de agua donde se desarrolla la chimenea, que en última instancia determina la temperatura de ebullición del fluido; donde al aumentar la presión aumenta la temperatura debido a la separación de fases. Dependiendo de la composición predominante de los fluidos, es llamada chimenea negra o chimenea blanca; una negra se forma cuando las exhalaciones contienen granos dispersos y oscuros de sulfuros de textura fina en suspensión, mientras que en las blancas las exhalaciones contienen partículas de

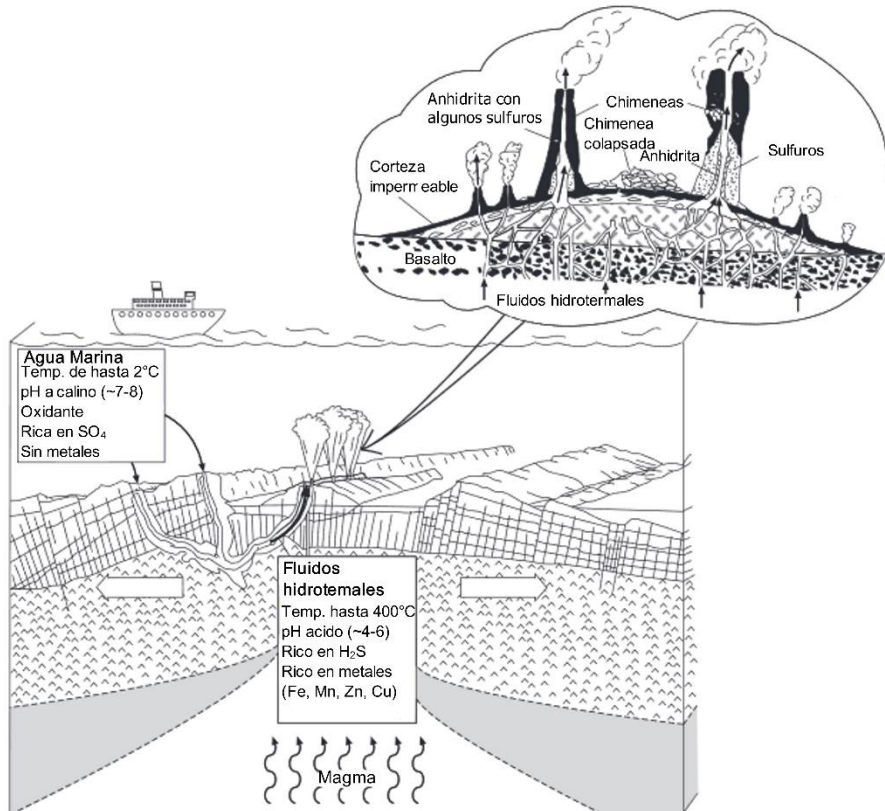


Figura 3.7 Los fluidos hidrotermales circulan a través de las fallas y fracturas producidas durante la apertura de una dorsal oceánica. Se enriquecen de metales y por densidad migran hacia el fondo marino, donde al entrar en contacto con el agua marina, estas exhalaciones precipitan y comienzan a formar las denominadas chimeneas. Modificada de (Robb, 2005)

sílice amorfo, sulfatos de bario y/o calcio; y sulfuros de hierro y zinc.

#### 3.1.2 Rifts continentales

Los rifts continentales son la contraparte de las dorsales oceánicas, son regiones de deformación extensional donde existe una depresión central, formada a partir de la separación y adelgazamiento de la corteza. Los rifts también son considerados la etapa inicial en la formación de una nueva cuenca oceánica o la etapa inicial en el Ciclo de Wilson, aunque también cabe la posibilidad de que estos bordes no generen una ruptura en la litosfera y quedé inactivo formándose así un margen pasivo (Figura 3.8). Por ejemplo, en la cuenca del Mar del Norte o en el Mesozoico Connecticut Valley al noreste de Estados Unidos (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Para generar la ruptura en este tipo de bordes se necesitan esfuerzos que ocasionen una tensión lo suficientemente grande para romper la litosfera, estos



### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

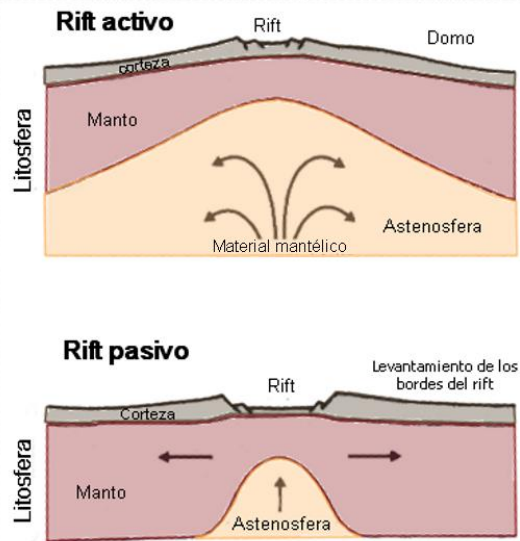


Figura 3.8 Cuando no existe ruptura de la corteza durante la formación del rift continental, este se clasifica como un rift pasivo, el cual no genera ningún tipo de vulcanismo en la corteza. Modificada de (Wilson, 2007)

esfuerzos se generan debido a varios factores entre los que se encuentran los movimientos de placas, fuerzas de flotabilidad térmica debidas a ascensos magmáticos astenosféricos, tracciones en la base de la litósfera por convecciones en el manto y/o por fuerzas de flotabilidad o gravitacionales creadas por variaciones en el espesor de la corteza. La fuerza horizontal requerida para romper toda la litosfera llega a estimarse integrando el límite elástico de la corteza con respecto a la profundidad. El límite elástico integrado, o resistencia litosférica, es muy sensible al gradiente geotérmico, así como a la composición y el espesor de la corteza. Por ejemplo, para romper una corteza donde el flujo de calor terrestre es normal, se requiere de una fuerza de  $3 \times 10^{13}$  N/m; mientras que, si actúa un flujo de calor adicional, como es el caso de los rifts, la fuerza para el

rompimiento varía de 3 a  $5 \times 10^{12}$  N/m, dependiendo del tipo de corteza, la presión vertical debida a la intrusión magmática y la presencia de agua que, en conjunto, puede ayudar a que ocurra de forma más ágil la ruptura. Además, si se dispone de una fuente de magma, la intrusión de basalto en forma de diques verticales podría permitir que la litósfera se separe a niveles de tensión mucho más bajos. Contrariamente los esfuerzos de fluencia para separar las fallas o un flujo dúctil dependen de altas temperaturas en el Moho ( $>700^{\circ}\text{C}$ ), que pueden resultar en la relajación térmica de la corteza continental previamente engrosada y contribuir a las fuerzas tectónicas para el inicio de las grietas (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Las dimensiones de las estructuras son muy variables, debido principalmente a los esfuerzos que actúan en la formación y a la reología de las rocas donde los esfuerzos tiene acción, por ejemplo, si esta actúa en una parte de la litosfera gruesa y antigua, las fisuras se forman de manera estrecha con pocos kilómetros de ancho creando rifts estrechos; mientras que sí la litosfera es débil las fisuras son amplias y la tensión tiende a deslocalizarse extendiéndose en varios kilómetros a lo ancho convirtiéndose así en rifts anchos (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009), estos modelos de extensión se basan en muchos rifts antiguos y actuales de los que aún se tiene evidencia en el terreno.

El modelo de los rifts estrechos se forma comúnmente en litósfera continental fría, gruesa y fuerte. Un ejemplo muy importante se encuentra en el sistema de Rift de África Oriental (figura 3.9), el cual forma parte del sistema de Rift Afro-Árabe, donde los esfuerzos de divergencia de tres placas tectónicas (Placa Árabe, microplaca Nubia y microplaca Somalí) y que resultan en una serie de cuencas de diferentes edades que en conjunto forman el denominado Rift Africano de escala continental. Estas cuencas tienen una morfología asimétrica de medio graben limitadas por fallas normales densamente agrupadas donde las tensiones se concentran más

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

hacia un lado del eje y por el desplazamiento de las fallas y la compensación isostática que generan la elevación de estos flancos creando el perfil topográfico asimétrico. Este tipo de asimetría provoca que el valle de rift se segmente y que el grosor de la corteza se modifique debido a la actividad volcánica. Tiene también un alto flujo de calor y un manto superior de baja densidad y se sugiere que existe un gradiente de temperatura de 50-10 °C/km en la zona del eje de la estructura (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Toda la región está caracterizada por dos elevaciones topográficas amplias (pilares), cada una de más de 1000 km de diámetro y sostenidas por diapiros del manto, la elevación al norte incluye la zona de Etiopía, Yemen y en el centro al Triángulo de Afar; mientras que al sur incluye a Uganda, Kenia y Tanzania; y es marcado por las fallas de Kenia y de África Central (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

La petrología general en el Rift Africano es un conjunto de rocas máficas que incluye composiciones alcalinas, ultra-alcalinas, toleíticas, félsicas y de composición transicional. Esto se debe a que una vez formados los magmas máficos debajo de las fisuras estos pueden verse afectados por una fusión parcial; dando como resultado la separación de un residuo sólido del fundido, que produce una variedad de mezclas con diferentes composiciones a partir de una misma fuente del manto. Además, está variabilidad composicional también refleja la asimilación cortical y la mezcla de magmas (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Por ejemplo, el Rift Gregory (Figura 3.9) ha producido rocas volcánicas alcalinas, como basaltos alcalinos y

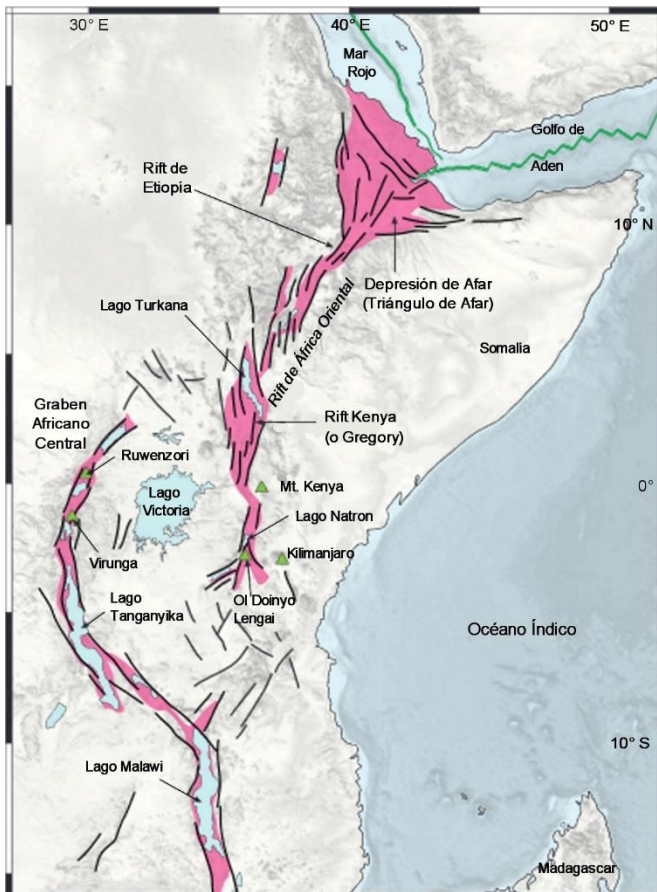


Figura 3.9 Ubicación y extensión del Sistema de Rift de África Oriental. Las líneas negras marcan el sistema de fallas asociadas al rift y encierran las cuencas que se han formado por la extensión de la litosfera; los triángulos verdes indican los cuerpos volcánicos presentes en la zona, mientras que la zona rosa marca la nueva corteza generada a partir de la actividad volcánica relacionada con el rift. Tomada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

fonolitas. En este existe el único volcán activo de carbonatitas en el mundo; los magmas alcalinos asociados se originan en el manto litosférico debajo de la corteza continental en un lugar enriquecido en elementos tales como álcalis que son incompatibles con rocas del manto. Mientras, en el Rift de Etiopía (Figura 3.9), hay una dominancia de basaltos ligeramente alcalinos con variación a toleíticos y diferenciados ácidos principalmente riolitas alcalinas a traquiandesitas, derivados del material astenosférico ascendente que se agota en elementos incompatibles. La alcalinidad decreciente de sur a norte a lo largo de estas grietas puede deberse a la diferencia en sus tasas de expansión ya que la grieta se abre como si fuera una tijera siendo el Rift Gregory la zona con menor ritmo o tasa de extensión y Etiopía una zona de mayor extensión.

En los modelos de rift anchos, uno de los ejemplos más citados es el de la provincia Basin and Range ubicado al oeste de Norte América. En esta zona actúan intensas tensiones extensivas que crean un gran sistema de horsts y grabens ampliamente distribuidos, extendiendo la provincia en anchos de 500 a 800 km sin romper la corteza y sin formar una nueva cuenca oceánica. Las fallas normales asociadas a este tipo de extensión pueden ser de pequeña o gran magnitud, ya que pueden existir distribuidas a lo largo de una superficie de 10 a 15 km o alternativamente estar espaciadas y alargadas en una superficie de varios kilómetros; este tipo de distribución es característica en la litosfera continental delgada, caliente y débil. La mayor parte de estas provincias están delimitadas por una falla de tipo normal de bajo ángulo que adelgaza la corteza generando un manto litosférico delgado con muy alto flujo de calor (1300 °C), con isothermas elevadas y astenósfera poco profunda de aproximadamente 50 km en la mayor parte de la provincia (Figura 3.8); propiciando una actividad magmática abundante antes y durante la extensión. El vulcanismo previo es en su mayoría calco-alcalino y durante la extensión evoluciona a una composición principalmente basáltica con firmas isotópicas, encontradas en los basaltos de Nevada, que sugieren que derivan de material del manto sublitosférico (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Diversos modelos de velocidad sísmica aplicadas en la zona de “Basin and Range”, sugieren la presencia pequeños cuerpos líquidos magmáticos en el manto poco profundo debajo de la mayor parte de la provincia. La presencia de estos cuerpos, además de las intrusiones magmáticas y el engrosamiento de la corteza; pueden ser la razón de la variación en la topografía de la región y a la elevación que tiene la provincia con su ambiente de alrededor.

La Provincia de Basin and Range (Cuencas y Sierras) es un ejemplo de las denominadas cúpulas metamórficas o complejos de núcleo metamórfico, que se desarrollan en regiones de fisuras asimétricas a lo largo de una gran zona de falla subhorizontal o falla de despegamiento (Figura 3.10b). Este tipo de falla sufre un pandeamiento en la corteza continental media y se fusiona en una zona de cizallamiento dúctil, que atravesando la corteza inferior y rompiendo el manto litosférico; mientras que en la superficie la placa superior genera fallas normales inclinadas acomodadas en bloques denominadas fallas lístricas. A medida que se expande el terreno; la elevación térmica de la placa inferior arquea la placa hacia la superficie, exponiéndola y logrando que estas cúpulas metamórficas colinden con rocas más jóvenes de la placa superior, a este proceso se le denomina exhumación tectónica (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

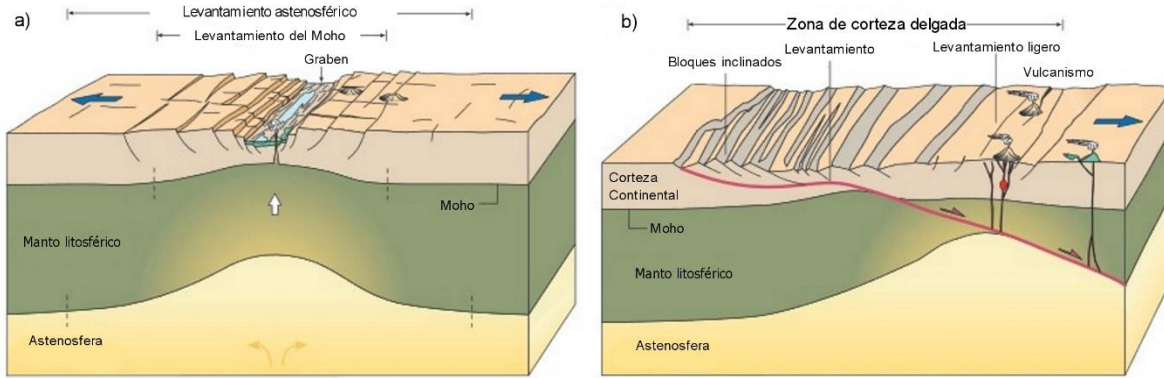


Figura 3.10 a) Durante la formación de los rifts continentales hay dos conjuntos de esfuerzos actuando en la separación de la litósfera continental, estos generan un adelgazamiento en la corteza y fisuras que son rellenadas por material basáltico producido debajo de ellas a partir de la fusión del manto. B) El origen de una cúpula metamórfica inicia con un rift asimétrico donde el manto litosférico se adelgaza en una menor profundidad con un flujo de calor muy alto. Tomado de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

Existen tres formas en las que el manto puede generar una fusión parcial para producir líquidos basálticos debajo de las fisuras, esto siguiendo las características termodinámicas de los elementos que interactúan:

- El primero es generar la fusión calentando el manto por encima de su isoterma normal, logrando esto gracias a perturbaciones relacionadas con la transferencia vertical de calor por plumas profundas del manto (figura 3.11a). Las características físicas como la densidad y viscosidad de los cuerpos magmáticos en ascenso, interactúan con las propiedades de las rocas que atraviesan alterándose mutuamente. Los ascensos más rápidos de magma se dan cuando el cuerpo tiene un gran tamaño, baja densidad y un alto contraste de densidades con los materiales que atraviesa; los cuerpos pequeños tienden a perder calor más rápidamente y equilibrarse con las rocas por las que circulan, por lo que siguiendo a la Ley Cero de la Termodinámica se puede entender cómo es que estos cuerpos entran en equilibrio térmico (Varela, 2014).
- La segunda es por descompresión adiabática. El ascenso del manto durante el estiramiento litosférico provoca una liberación de presión que conduce a la fusión de magmas que varían desde basaltos toleíticos a alcalinos y nefelinitas; dependiendo de la profundidad a la que son generadas y el grado de fusión parcial, además de la composición y mineralogía de la fuente (Figura 3.11).
- Por último, el tercer mecanismo de fusión implica la adición de volátiles que tienen por efecto reducir las temperaturas del “solidus” y hacen que la roca se funda a temperaturas inferiores. Además, el efecto de los volátiles incrementa con el aumento de presión (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

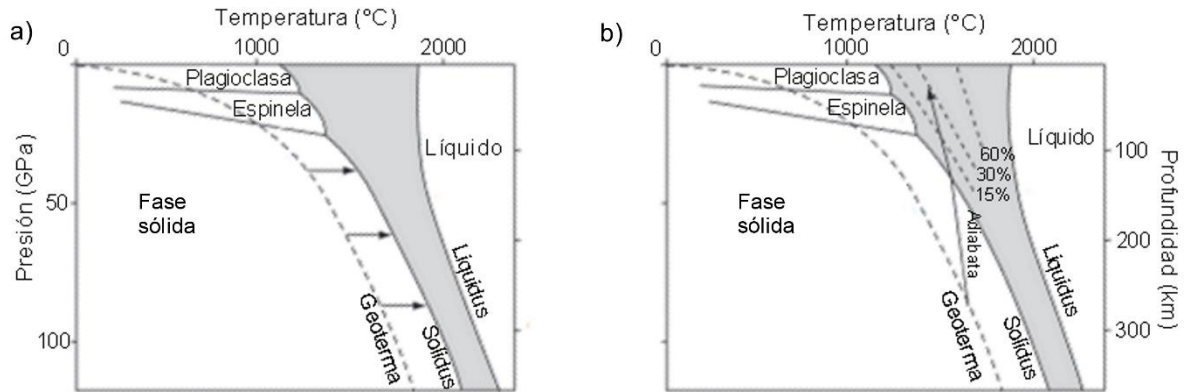


Figura 3.11 a) Cuando aumenta la geotermia normal del material del manto se logra la fusión de este. b) La disminución de la presión ambiental genera la fusión del material mantélico, esta fusión ocurre cuando la adiabata entra a la zona de fusión sombreada, los porcentajes se refieren al grado de fusión. Modificada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

En estos bordes corticales se tiene un sistema adiabático asociado a la intrusión de un cuerpo magmático. Se forman distintas rocas a partir de un magma madre inicial homogéneo y siguiendo a la llamada diferenciación magmática, donde un conjunto de procesos como una disminución en la temperatura y la variación en el volumen del fundido, origina que el magma primario se separe en fracciones que llegan a formar rocas de composiciones diferentes pero relacionadas entre sí.

Con la gran gama de composiciones de la corteza cortical y las diferencias composicionales de los magmas ascendentes, el resultado es una variación química y mineralógica en las rocas finales, como ocurre alrededor de los rifts continentales; indicando que ocurre asimilación cortical que aporta componentes contaminantes afectando a la composición de los magmas.

Para que se lleve a cabo la asimilación cortical se requiere una energía térmica suficiente para elevar la temperatura de la roca encajonante hasta que se inicien los procesos de reacción o fusión y se conserve el suministro de calor latente de fusión necesario. Hay dos opciones para la ocurrencia de esta asimilación; en el primero, el magma debe de estar sobre calentado y el segundo, el calor debe de venir del calor latente de la cristalización. Al considerar que un magma sobrecalentado debe tener una temperatura superior a su "liquidus", es más probable que la transferencia de energía provenga de la cristalización del cuerpo; esto significa que los cuerpos intentan encontrar un estado de equilibrio calentando su entorno de un nivel de alta energía a uno de baja energía, de acuerdo con los postulados de la Segunda Ley de la Termodinámica (Varela, 2014).

#### 3.2 Bordes (Márgenes) convergentes

Las zonas de subducción son generadas cuando dos placas litosféricas convergen (movimientos relativos opuestos) una respecto a otra, y de ellas una, generalmente la de menor densidad, desciende debajo de la otra y se incorpora progresivamente al manto de la Tierra. Las zonas de subducción son importantes para la dinámica de la tectónica de placas ya que propician un "reciclaje" de la corteza. Este entorno genera numerosos ambientes geológicos asociados con el proceso de subducción como: trincheras, arcos volcánicos y cuencas sedimentarias.

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

En estos ambientes han ocurrido y ocurre un gran reciclaje de materiales hidratados de corteza antigua como sedimentos, corteza oceánica y manto superior. Los materiales son transformados gradualmente por procesos metamórficos en una serie de minerales de alta presión a grandes profundidades. Muchos de estos minerales incluso solo han sido descubiertos en laboratorio, ya que por sus condiciones extremas de presión y temperatura no se han reportado ocurrencias naturales. Los minerales que se postulan existen en el plano de subducción (sedimentos metamorfoseados y corteza oceánica) y el manto del antearco hidratado (peridotitas hidratadas), algunos expuestos en la superficie de la Tierra por el lento ascenso de los edificios volcánicos submarinos serpentizados del antearco a la superficie. Durante su descenso a la zona de subducción, las condiciones de los minerales de la losa (sedimentos, corteza oceánica hidratada y el manto superior) sufren una serie de transformaciones secuenciales; donde liberan fluidos a medida que aumenta la temperatura, hidratando el manto circundante y en conjunto con otros parámetros como la fricción, el gradiente geotérmico y la temperatura del manto; desencadena la fusión en el material astenosférico a temperaturas relativamente bajas generando fundidos que finalmente tienden a ascender hacia la superficie, creando así los arcos volcánicos (Mainprice & Ildefonse, 2009).

Las zonas de subducción exhiben una intensa actividad sísmica, sobre todo, a lo largo del Plano de Benioff-Wadati, el cual tiene inclinaciones variadas dependiendo del tipo de subducción. Los hipocentros o focos de los terremotos se extienden desde cerca de la superficie, debajo del antearco y hasta una profundidad máxima de casi 700 km (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Esto no significa que todos los sismos sean similares, ya que al originarse en distintas zonas de la subducción su mecanismo de transferencia es distinto. De acuerdo con la figura 3.12, en la región "a", los terremotos que se generan ocurren como respuesta a la flexión de la litosfera cuando comienza a descender, esta flexión tensa la superficie superior de la placa y genera fallas normales asociadas al esfuerzo, dando lugar a los terremotos someros con profundidades de hasta 25 km. La región "b" está caracterizada por terremotos generados debido al contacto que hay entre la placa superior e inferior. Los terremotos de la zona "c" o la zona de Benioff, son generados a profundidades mayores y ocurren como resultado de la deformación interna de la placa descendente relativamente fría que entra en contacto con un material más caliente provocando que la placa se deshidrate y ocurran reacciones metamórficas que dan lugar a la formación de rocas como la eclogita o/y la serpentinita. Asociado a la deshidratación se generan altas presiones en los poros que reactivan los planos de falla preexistentes de la flexión inicial generando los terremotos por falla frágil o fragilización por deshidratación. La litósfera en subducción puede conservar su identidad térmica y mecánica a una profundidad considerable hasta que se le haya transferido suficiente calor desde el manto para aumentar su temperatura con la de su entorno, esto ocurre conforme los principios de la Ley Cero y la Segunda Ley de la Termodinámica. Finalmente, en profundidades aproximadas a los 300 km, o en la zona "d", el mecanismo de generación de terremotos es resultado del cambio de fase repentino de la estructura de olivino a espinela produciendo fallas transformantes o anticrack, y se asocia al

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

cizallamiento de la red cristalina a lo largo de planos en los que han crecido diminutos cristales de espinela (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

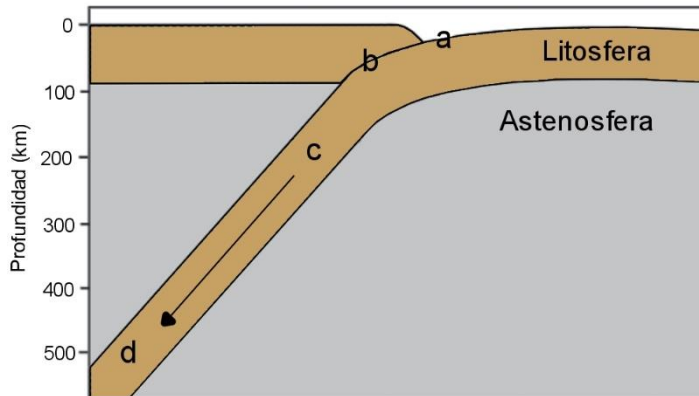


Figura 3.12 Modelo de una zona de subducción, mostrando las diferentes regiones de orígenes focales de los terremotos asociados en la mayoría de estos bordes. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

La variación de temperatura de la placa subducida se puede calcular a partir de ecuaciones de conducción de calor, siempre que se especifiquen sus propiedades térmicas y sus límites de estado. Entre los factores que controlan esta distribución de temperatura están: la tasa de subducción, el grosor de la corteza y su edad, el calentamiento por fricción, la conducción de calor desde el manto, el calor derivado de la desintegración radiactiva de minerales; y finalmente el calor latente asociado con las transiciones de fase de minerales a estructuras cristalinas más densas con la profundidad. La generación de los magmas en los arcos magmáticos debe estar vinculado de alguna manera a la Zona de Benioff, ya que existe una correlación entre su profundidad y la variación sistemática en la composición de rocas volcánicas y abundancia de elementos. Aunque se pudiese pensar que los magmas derivan del derretimiento de la parte superior de la losa oceánica descendente, se comprobó recientemente por medio de modelos térmicos, que la litosfera subducida rara vez se calienta lo suficiente para derretirse; por lo que los magmas parentales se originan por la fusión parcial del manto astenosférico que recubre inmediatamente la placa descendente y trasforma las composiciones previas, esto comprobándose en las composiciones geoquímicas de los productos de los arcos volcánicos donde ciertas proporciones isotópicas requieren de una gran contribución de sedimentos derivados de los continentes (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Se han realizado estimaciones, con cálculos termodinámicos y experimentos de laboratorio, respecto a la petrología del material subducido basándose en rocas expuestas en la superficie, muestras obtenidas del fondo del océano y xenolitos. En la figura 3.13 se ilustran las principales fases anhidras e hidratadas en el diagrama de fases presión-temperatura junto con las geotermas del manto y la zona de subducción, además de los campos de estabilidad de las fases hidratadas, las que pueden dividirse en tres grupos con el incremento de la profundidad (Mainprice & Ildefonse, 2009):

1. Minerales de baja presión ( $P < 5$  GPa), como antigorita, clinocloro, talco y Ca-anfíbol de tremolita o pargasita se observan comúnmente en rocas metamórficas expuestas.
2. Minerales de presión moderada (5-7 GPa), como flogopita, fase 10A (10-13 wt%  $H_2O$ ), clinohumita en peridotitas hidratadas, lawsonita, zoisita en basaltos

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

metamorfosados hidratados y fengita rica en potasio; se encuentran en sedimentos metamorfosados.

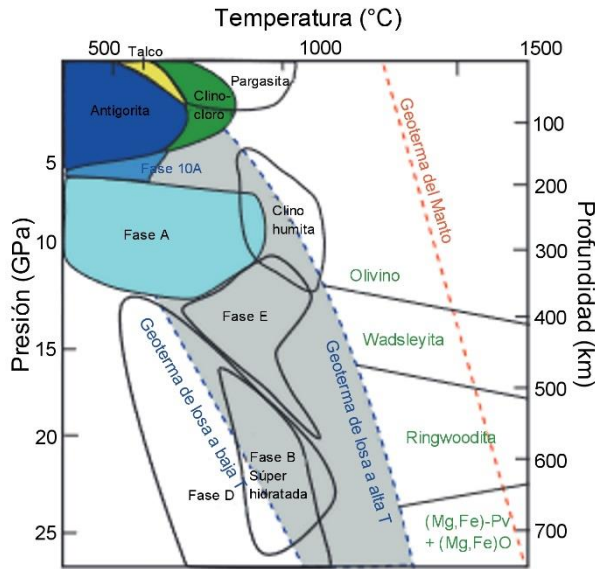


Figura 3.13 Diagrama Presión-Temperatura con las principales fases hidratada y anhidra en las zonas de subducción. Modificada de (Mainprice & Ildfonse,

antearco, que comprende desde la trinchera hasta el arco; la zona de arco o cinturón magmático que es donde se concentra la actividad magmática y es considerada la parte más relevante del borde; y por último la zona de tras arco que es la zona detrás del arco donde generalmente se forman cuencas relacionadas con el borde principal (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Las trincheras son los márgenes más extensos y continuos, se caracterizan por ser lineales formando grandes depresiones, por ejemplo la Fosa de Perú-Chile tiene una longitud de aproximadamente 4 500 km y alcanza profundidades de 2 a 4 km con relación al piso oceánico circundante; mientras que la Fosa de Las Marianas se considera la mayor depresión en la Tierra, con profundidades de 10 a 11 km con respecto al piso oceánico; estas profundidades se cree están controladas de acuerdo a la edad de la litósfera oceánica que se está subduciendo (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

La inestabilidad gravitacional en la placa oceánica antigua es una de las principales razones por las que ocurre la subducción; la litósfera oceánica se vuelve más densa conforme es más fría y antigua. Sin embargo, existe aún una resistencia a la flexión y al corte sobre la losa que evita que el hundimiento surja de forma espontánea. Existen diversas teorías que explican los mecanismos que hacen posible la subducción, lo que lleva a que recientemente se modelaran dos procesos principales que toman en cuenta las características de la interacción compresiva entre placas. La subducción inducida se da cuando la corteza oceánica es demasiado joven y poco densa por lo que el descenso solo puede iniciarse cuando existen fuerzas de compresión; mientras que la subducción espontanea es resultado de la inestabilidad gravitacional de la litósfera oceánica antigua comparada con el manto subyacente que provoca que esta placa comience a delaminarse iniciando así su progresivo hundimiento (Brown & Ryan, 2011).

3. Minerales de alta presión (> 7 GPa) como la richterita k-anfíbol, topacio-OH y las fases DHMS o alfabéticas, fase A (12% en peso de H<sub>2</sub>O), fase B (3% en peso de H<sub>2</sub>O), fase superhidratada B (2% en peso de H<sub>2</sub>O), fase D (10% en peso de H<sub>2</sub>O) y fase E (11% en peso de H<sub>2</sub>O), la mayoría de estas nunca se han observado en la superficie de la Tierra (Mainprice & Ildfonse, 2009). Una zona de convergencia se divide en cuatro zonas principales, lo que depende de los tipos de cortezas que actúen en la colisión y como se desarrolle el ambiente tectónico.

Estas zonas son: la trinchera, que es el eje donde se encuentran subduciendo las placas;



### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

Cuando existen condiciones de compresión o subducción inducida, se promueve una subducción superficial y un acoplamiento de la losa inferior con la losa superior que genera estructuras como plegamientos, prismas de acreción y apilamientos que se extienden a la corteza superior. Mientras que en la espontánea, la losa inferior se encuentra más inclinada por lo que tiene un menor contacto con la placa superior resultando en una menor deformación; la inclinación de la losa inferior da lugar a un fenómeno llamado roll-back que se refiere a una subducción con una pendiente pronunciada que alarga o estira y obliga a la trinchera a retroceder hacia el océano provocando que se aleje del arco y originando fuerzas de extensión que se extienden a la losa superior logrando que el arco de isla migre junto con la trinchera resultando en una extensión en la zona de tras arco que provoca cuencas que pueden llegar a evolucionar y formar una nueva corteza oceánica (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

A pesar de que en un borde convergente ocurre el choque de dos placas, la formación y evolución del antearco, el arco y el tras arco depende de los tipos de corteza (continental u oceánica) que participen en la colisión y por lo tanto del mecanismo de subducción involucrado, esto deriva a que las zonas de convergencia se clasifiquen en varios tipos.

En la **subducción espontánea**, corresponde a la zona de subducción interoceánica, donde una litósfera oceánica subduce debajo de otra litosfera oceánica; estos márgenes son sitios de intensa actividad magmática y sísmica, así como de procesos metamórficos y tectónicos que modifican y estructuran las composiciones de los arcos (Figura 3.14). Este tipo de ambientes comprende alrededor de 17 000 km o casi el 40% de las zonas de convergencia de la Tierra, sin embargo, al crear en su mayoría islas volcánicas sumergidas estas son menos estudiadas que los arcos continentales (Brown & Ryan, 2011).

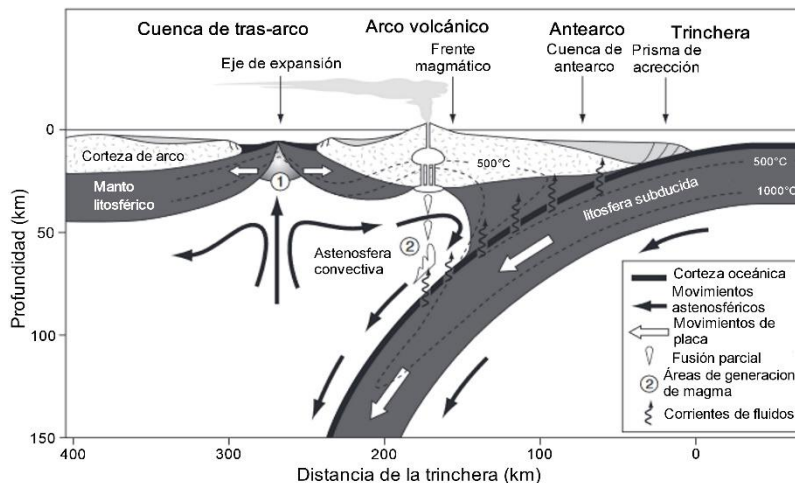


Figura 3.14 Morfología general de un sistema de subducción de arco de isla. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

La morfología general de un arco de islas incluye:

- La cuenca de tras arco, la cual no siempre existe en los arcos.
- El arco de isla que está formado por un arco (cadenas de edificios volcánicos alineados) y una depresión con depósitos sedimentarios compuestos en la mayoría de los casos por sedimentos coralinos y volcanoclásticos que se encuentran sobre rocas volcánicas correspondientes al vulcanismo asociado a la subducción en el denominado un arco magmático interior.

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

- La zona de antearco, incluye la trinchera, el prisma de acreción y la cuenca de antearco. En esta última se presenta una sedimentación muy tranquila debido a su morfología (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Un ejemplo de este borde se encuentra en las Islas Marianas (Figura 3.15); la subducción comenzó en el Cretácico, donde la corteza oceánica de la Placa Pacífica comenzó a descender debajo de la Placa Filipina, con velocidades de convergencia que varían de 2.4 cm/año a 6.1 cm/año. En el magmatismo del arco temprano, se ha podido reconocer rocas de magmas boniniticos los cuales se consideran generalmente como un producto de una fusión relacionada con la zona de subducción (Bloomer & Hawkins, 1987). Sin embargo, la composición de los elementos principales en los magmas que alimentan los arcos sigue siendo un debate, en particular con respecto a su contenido en Mg y Al. Los materiales máficos de los arcos tienen un contenido variable de MgO con un límite de hasta 8% wt o menos en los arcos maduros ya que si estos magmas son más ricos en MgO no podrían alcanzar la superficie y hacer erupción debido a su alta densidad (Brown & Ryan, 2011).

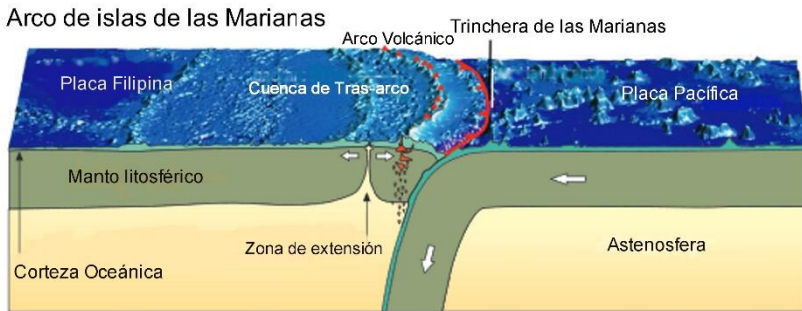


Figura 3.15 Esquematación del borde convergente de formación de las Islas Mariana, clasificadas como un arco de islas volcánicas formadas a partir de la subducción intraoceánica. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

Otro tipo de borde con subducción espontánea se desarrolla cuando una litósfera oceánica es subducida debajo de una corteza continental y la losa inferior sufre un roll-back creando un Arco Volcánico Insular que se separa del resto del continente por una cuenca que puede desarrollar una nueva corteza oceánica (Figura 3.16). Un ejemplo de este límite lo observamos en Japón, donde el archipiélago japonés es parte de un Arco de Isla y en la cuenca de tras arco se encuentra el Mar de Japón, la configuración actual de este arco comenzó a establecerse durante el Neógeno.

Arco volcánico insular. Japón

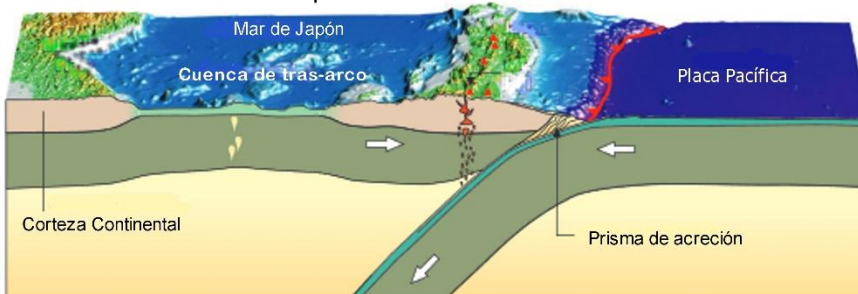


Figura 3.16 Esquematación de una de las zonas de subducción del arco volcánico insular Japonés, entre una corteza oceánica y una corteza continental con la formación de un arco volcánico insular. Tomada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Este arco es el resultado de la subducción de las placas Filipina y Pacífica debajo de la Placa Euroasiática. El sistema de Arco de las Islas Japonesas se compone principalmente de rocas volcánicas toleíticas/calco-alcalinas/alcalinas que,

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

conforme aumenta la distancia a la fosa, tiende a cambiar a magmas derivados de profundidades mayores, con un bajo grado de fusión parcial.

El Arco de Islas Japonés está dividido en cuatro distintos dominios, los cuales son diferenciados por su geoquímica y su morfología (Figura 3.17):

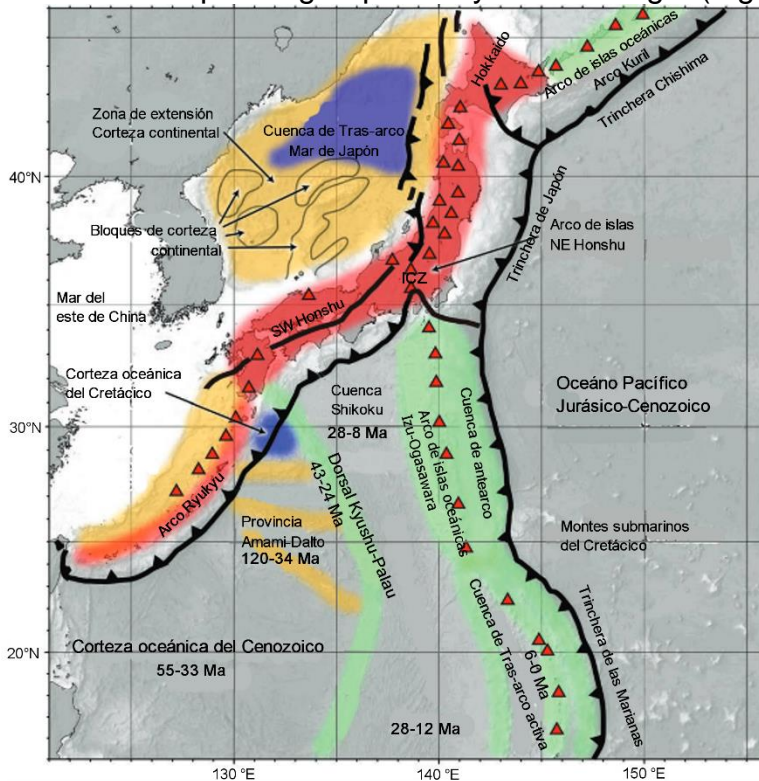


Figura 3.17 Mapa tectónico con edades del sistema de arco de islas japones. Tomado de (Moreno, Wallis, Kojima, & Gibbons, 2016)

El arco NE muestra dos prominentes conjuntos paralelos de volcanes Cuaternarios que corresponden a una geoquímica calco-alcalina y su antearco presenta una topografía relativamente suave; sus tasas de subducción son rápidas por lo que hay una sismicidad muy activa. El arco SW incluye la gran Isla de Shikoku que es una cresta no volcánica de antearco, además de varios volcanes cuaternarios que se encuentran a lo largo de la costa del Mar de Japón y muestran principalmente una geoquímica alcalina; en el centro del arco existen altas cadenas montañosas resultado de la colisión de los arcos SW y NE con la Península de Izu (Moreno, Wallis, Kojima, & Gibbons, 2016).

El Arco Ryukyu se extiende desde el sur de Honshu hasta las islas Okinawa formando una conexión con el extremo norte de Taiwán; forma una cadena de islas volcánicas sumergidas y es la manifestación superficial de la subducción de la Cuenca de Filipinas y la Provincia de Amami-Daito compuesta por un collage de mesetas oceánicas, arcos remanentes y cuencas intermedias (Moreno, Wallis, Kojima, & Gibbons, 2016).

Finalmente el Arco Izu-Ogasawara, es un arco de islas oceánicas en gran parte sumergidas, que se extienden desde la zona de colisión Izu hasta el extremo norte de Las Marianas, y corresponde a un dominio arquetípico de arco insular joven (Moreno, Wallis, Kojima, & Gibbons, 2016).

El Arco Occidental de Kuril se extiende entre el este de Hokkaido y la península de Kamchatka; las rocas volcánicas más antiguas muestran una alcalinidad relativamente alta y un contenido de Ti-Nb probablemente relacionado con la actividad de la pluma durante la apertura de Mar de Japón, mientras que las rocas volcánicas más jóvenes muestran una geoquímica similar a la típica de arco (Moreno, Wallis, Kojima, & Gibbons, 2016).

El Arco Occidental de Hokkaido-Honshu se puede dividir en el Arco Noreste y Suroeste que están separados por la

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

En cuanto a los mecanismos de **subducción inducida** normalmente se presenta cuando se subduce una placa oceánica debajo de una placa continental. La litósfera oceánica joven es relativamente delgada y caliente, consecuentemente tiene una mayor flotabilidad que la litósfera oceánica más antigua lo que, en conjunto con la velocidad de subducción, provocaría que los descensos sean más superficiales; además es probable que la ausencia de movimiento por parte de la placa superior también sea un factor que contribuya a determinar el ángulo de caída de la losa inferior. Las zonas de subducción con pendientes poco profundas tienen una mayor fricción con la placa superior dando lugar a terremotos de mayor magnitud y restringiendo el flujo de astenósfera en la cuña del manto por encima de la zona de subducción, dando como resultado un engrosamiento y a una compresión en la zona de tras arco de la placa superior tal como se muestra en la Figura 3.18 (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

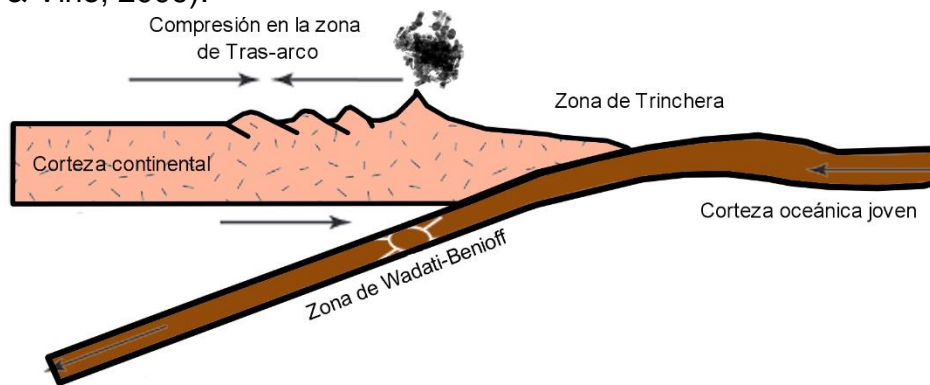


Figura 3.18 La densidad de una placa oceánica joven debajo de una placa continental, que influye en el ángulo de caída de la placa; este ángulo genera un arrastre con la placa superior que resulta en la mayoría de las veces en una compresión en la zona de tras arco. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

El engrosamiento de la corteza continental conduce a la orogénesis y en consecuencia a la generación de cordilleras, con cinturones volcánicos altos y fosas de subducción poco profundas. El acortamiento de la corteza también tiene un efecto sobre toda la zona magmática y sobre el vulcanismo asociado a la subducción. La fusión de los materiales de la placa inferior normalmente queda atrapada en la corteza engrosada y cristalizan como intrusiones o los magmas de las cámaras se diferencian y asimilan la corteza en profundidad evolucionando a composiciones más intermedias a ácidas, como magmas andesíticos, dacíticos y riolíticos; estos materiales fundidos suben a la superficie manifestándose en volcanes mayormente explosivos (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). Los arcos continentales son estructuralmente los más complejos de todos los sistemas de convergencia debido a las numerosas heterogeneidades estructurales y de composición que son intrínsecas a la litósfera continental

Además de la asimilación cortical, la erosión volcánica repetida y el transporte de sedimentos de roca y minerales a las cuencas sedimentarias de la zona de antearco las enriquecen en el contenido de cuarzo y arcillas. Al suministrar estos materiales a una zona de generación de magmas se desarrollan rocas ricas en sílice y aluminio por encima de la zona de subducción. La repetición de este ciclo provoca que la

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

cantidad de rocas ácidas en la corteza continental aumente gradualmente y se acumule en grandes masas.

A este tipo de subducción se le conoce como del tipo Chilena o Andina, ya que es en la zona central de ésta donde actualmente hay una subducción similar a la descrita. Se extiende desde Perú y Bolivia hasta el norte de Chile y Argentina, y es consecuencia de la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana, con velocidades de convergencia de 66-74 mm/año. Los Andes exhiben las elevaciones más altas, la mayor anchura, la corteza más gruesa y la mayor cantidad de acortamiento en un orógeno (Figura 3.19). La distribución sísmica de la zona indica que el margen se divide en planos y segmentos de subducción. Debajo del sur de Perú y Bolivia la zona de Benioff descende con una inclinación de  $30^\circ$ , mientras que bajo el centro-norte de Chile inicialmente la placa descende en un ángulo de  $30^\circ$  y a una profundidad de aproximadamente 100 km; el ángulo cambia de  $0$  a  $10^\circ$  durante varios cientos de kilómetros influyendo en el comportamiento mecánico de la placa superior. Esta característica es reflejada en los patrones volcánicos del arco ya que en las zonas donde la losa se hunde abruptamente el volcanismo es abundante; mientras que en los segmentos con losas planas esta casi ausente. Estas relaciones apoyan interpretaciones que consideran que la subducción de placas oceánicas jóvenes, espesas y flotantes conducen a una subducción plana (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).



Figura 3.19 Esquemización del tercer tipo de borde convergente que dio como resultado la formación de los Andes, debido a la convergencia de la Placa de Nazca (oceánica) y la Placa de Sudamericana (continental). Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

Existe otro tipo de margen, que ocurre cuando colisionan dos litósferas continentales; por el choque de estas se tiene como resultado la formación de grandes y espectaculares cadenas montañosas. La fisiografía de estos márgenes es muy diversa debido a la heterogeneidad, la resistencia mecánica, la forma y el tamaño de las placas involucradas. Existen diversos ejemplos de este tipo, entre los que están el Orógeno Himalaya-Tibetano, los Apalaches, los Caledonianos, los Alpes Europeos, los Urales y los Alpes del Sur del Nueva Zelanda (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

El Orógeno Himalaya-Tibetano, con una edad de formación a partir de los 55-50 Ma, es uno de los mejores sitios de estudio de una colisión continental gracias a su estructura, su tectónica activa y limite tectónico relativamente bien conocido (Figura 3.20). Este orógeno forma parte del cinturón montañoso Alpino-Himalayo el cual comenzó a formarse a partir de la colisión de África, Arabia e India con el margen sur de Euro-Asia hace aproximadamente 50 Ma, dando así el cierre del océano de Neo-Tetis existente desde el Mesozoico que separaba los grandes continentes de Gondwana y Eurasia (Schettino, 2015).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

Colisión de placa continental con placa continental: Himalayas



Figura 3.20 Esquematación de una subducción y colisión de dos placas continentales, utilizando como modelo la formación de la cordillera de los Himalayas. Se observa que al momento de la colisión de las dos placas continentales, estas comienzan a fusionarse generando así la cadena montañosa. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

La colisión de la India con Eurasia se debió a la migración de la India hacia el norte separándose de África y la Antártida oriental, la India al ser una litósfera oceánica intermedia fue subducida debajo de la Placa Euroasiática. La geología general de la zona indica que antes de la colisión principal existieron varias colisiones de microcontinentes, complejos turbidíticos asociados y arcos de islas. Marcadas por una serie de suturas donde aun se llegan a conservar ofiolitas y bloques de rocas metamórficas de alta presión; reflejando condiciones de formación en donde una sección de corteza continental entra en la zona de subducción, descendiendo a profundidades de 60-140 km antes de desacoplarse de la placa para después ser exhumada por deformaciones de contracción, extensión y/o deslizamientos que acompañan a la evolución de la zona límite de una placa (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

En una subducción común, la reología y el grado de acoplamiento mecánico entre las losas controla la ruptura y la evolución de las tensiones en la placa superior, sin embargo, en el caso del Himalaya los escasos de litósfera continental Hindú provoca un ruptura intraplaca en el borde de subducción, y solo la parte superior y media de la losa inferior se incorporan a la meseta mientras que el resto de ella continua su descenso hacia el manto. Esta ruptura resulta en la formación de una corteza con espesores de 70 a 80 km contribuyendo al levantamiento y crecimiento de la Mesa Tibetana. Debajo de esta meseta existen altas temperaturas y fusiones que permiten que la corteza se debilite y fluya desacoplando a la losa superior de los movimientos convergentes y alterando la dinámica común de un orógeno (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

#### 3.2.1 Procesos de obducción y su relación con las ofiolitas

Dentro del continente se han encontrado elementos particulares que nos revelan la formación e historia de los márgenes tectónicos. Este es el caso de la ofiolitas, las cuales son restos originados en la corteza oceánica y la litósfera del manto subyacente que han sido emplazadas en entornos tectónicos como las dorsales oceánicas, cuencas de tras-arco, algunos arcos insulares y orógenos (Condie, 1997).

Las ofiolitas son sucesiones de rocas máficas y ultramáficas consideradas como la representación de fragmentos de la corteza oceánica o de cuencas asociadas a un arco volcánico. Las secuencias ofiolíticas pueden variar significativamente unas de

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

otras ya que, aunque muchas se encuentran sumamente alteradas y tectonizadas, existen conjuntos que consisten en solo unas capas formativas o aquellos que están formados por el conjunto completo (Figura 3.21). Su presencia en orógenos son marcadores importantes de los procesos tectónicos de acreción dados después de su formación en el piso oceánico (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Sin embargo, debido a su variabilidad se reconoce que existen varios mecanismos operativos que emplazan a las secuencias en la corteza continental, reconociéndose a dos principales:

- Mediante esfuerzos de compresión. Partes del piso oceánico o unidades denominadas “nappes” son empujados desde el fondo oceánico hacia el margen continental en un proceso denominado “obducción”. Esta ocurre principalmente cuando el fondo oceánico más joven, caliente y menos denso tiene cierta flotabilidad que provoca que no pueda subducirse y actúe como una sábana encimándose así en la cuña de la losa superior (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).
- Ofiolitas de colisión. Son atrapadas en orógenos de colisión que evolucionan por el choque de continentes o arcos de islas con otros bloques continentales. Después de una subducción inicial, los remanentes se dispersan y deforman llegando a tener un metamorfismo de alta presión; marcando una zona de sutura ofiolítica, que indica que la corteza oceánica se ha subducido en un lugar determinado donde se produjo la colisión continental y la formación de montañas (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

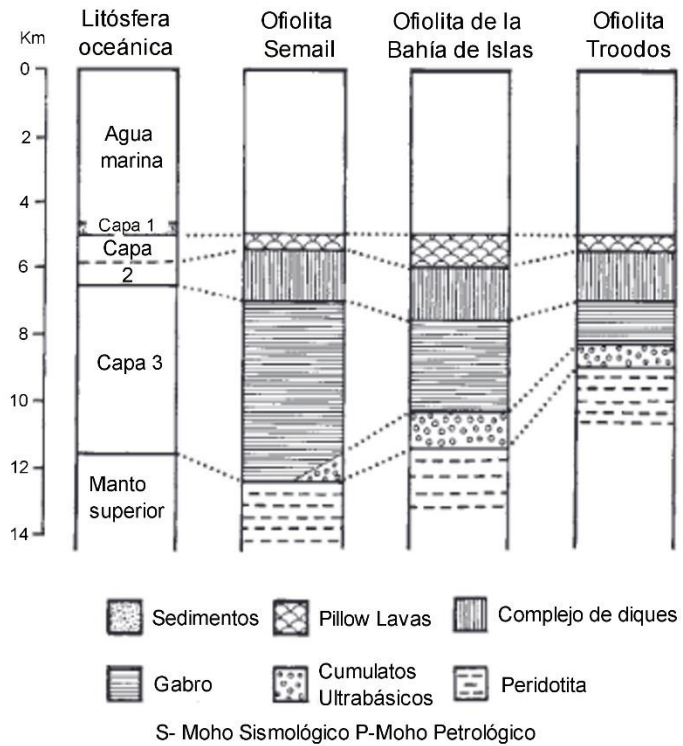


Figura 3.21 Correlación de ofiolitas documentadas en distintos márgenes convergentes con la ofiolita ideal formada en el piso oceánico. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

De acuerdo a la geoquímica de diversos complejos, se sugiere que antes de su emplazamiento, las rocas fueron formadas en las cuencas de tras arco o en las regiones de ante arco de las zonas de subducción, ya que las comparaciones litoestratigráficas de ambas secuencias son muy exactas, además la datación de las secuencias indican que la obducción de muchas de ellas ocurrió poco después de la creación del orógeno; esto a su vez explica las características físicas necesarias para que las secuencias tengan una cierta flotabilidad que les hace posible llevar a cabo la obducción (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

Uno de los más importantes y por lo tanto más estudiados complejos ofiolíticos es el Complejo Ofiolítico de Semail en Omán; cuenta con una dimensión de aproximadamente 500 km de largo, 50-100 km de ancho y 15 km de espesor. Comenzó a formarse durante el Cretácico Inferior cuando formaba parte del gran océano de Neotethys que separaba a Arabia del centro-sur de Asia (Figura 3.22). A medida que este océano se estrechaba comprimió y empujó la parte NE de la placa oceánica hacia su parte SW, desarrollando una zona de debilidad cortical en la dorsal oceánica, un nuevo límite de placa y una zona de litósfera delgada y frágil. La napa ofiolítica se empujó varios cientos de kilómetros sobre la corteza oceánica del otro lado de la expansión, migrando hacia el noreste de Arabia con una velocidad de empuje de aproximadamente 3 cm/año. Este empuje comprimió y debido a su densidad elevó al complejo; mientras que las fuerzas de fricción ralentizaron la obducción de la ofiolita en el margen continental cesándola después de haberse transportado de 100 a 200 km sobre la losa. La convergencia continuó aun después de la obducción permitiendo que el océano de Neotethys y el resto de la corteza oceánica subdujera debajo de la corteza continental de Irán por la nueva zona de subducción de Makran (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

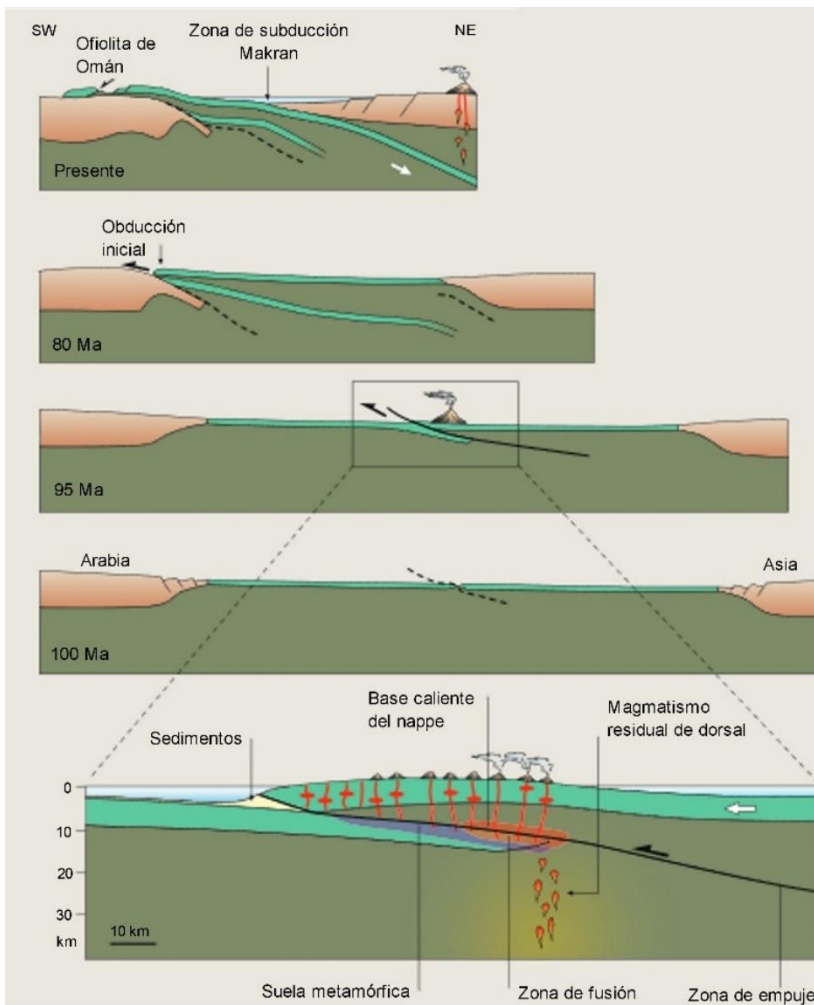


Figura 3.22 Evolución del Complejo Ofiolítico Semail. En su etapa inicial (100-95 Ma), la parte noreste del océano se empujó sobre la parte sureste, dando inicio a la obducción de las ofiolitas hace aproximadamente 80 Ma. Durante la etapa inicial de empuje, la base caliente de la losa superior indujo una suela metamórfica en la losa inferior y una fusión parcial de los basaltos y sedimentos para alimentar un vulcanismo andesítico en la losa superior. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)



### 3.3 Límites de Sistemas de Fallas Transformantes (Bordes /Márgenes pasivos)

Los Sistemas de Fallas Transformantes son el tercer tipo de borde de placa existente en la litósfera. Las placas se deslizan de forma lateral una con respecto a la otra a lo largo del eje de desplazamiento; caracterizándose porque en él no se genera ni se destruye ningún tipo de corteza y se considera como una conexión que transforman de forma abrupta un tipo de borde tectónico a otro (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Los principios de la tectónica de placas consideraban solo los bordes convergentes y divergentes como los que actuaban en la litósfera terrestre, sin embargo, esto cambió al considerar modelos de movimientos de dos dimensiones y reflejarlos sobre una porción casi esférica como lo es la superficie de la Tierra. En 1965 Tuzo Wilson, geofísico de formación, propuso que existían, además de los denominados puntos calientes (Hot Spots), otros tipos de límites que conectarían a los otros dos sistemas tectónicos y las llamo bordes o fallas transformantes, ya que las observaciones se realizaron conforme a los movimientos de las dorsales oceánicas, cuya longitud a escala mundial parecía permanecer constante. En contraste, las fallas transcurrentes se refieren a los movimientos laterales de las placas corticales sin la intervención de una dorsal, comúnmente conectan de forma brusca los límites de las placas soliendo atravesar áreas de la corteza continental (Figura 3.23). Algunos ejemplos corresponden al Sistema de Fallas de San Andrés en California (USA), las fallas del norte de Anatolia en Turquía, las Fallas de Jordán en el Medio Oriente y las Fallas Alpinas en la isla sur de Nueva Zelanda (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

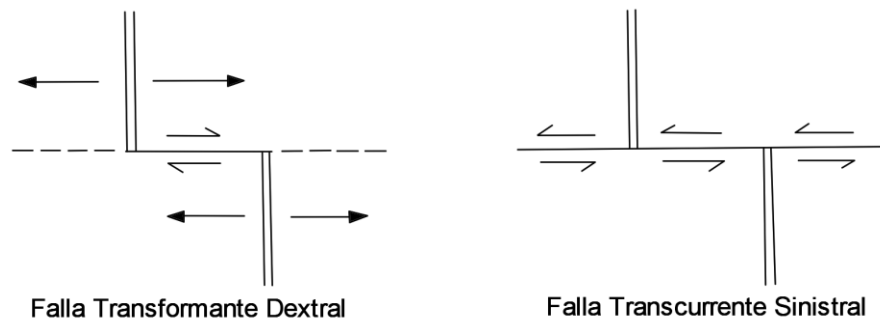


Figura 3.23 Comparación entre las fallas transformes (lado izquierdo) y los bordes transcurrentes (lado derecho). Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

Este tipo de estructuras, entre bordes de placa, se han categorizado en tres tipos: las fallas transformantes dorsal-dorsal las cuales son las más comunes y pueden llegar a tener una longitud constante en función del tiempo de la expansión del piso oceánico; y las transcurrentes dorsal-trinchera y trinchera-trinchera las cuales disminuyen o aumentan de longitud a medida que evoluciona la deriva continental (Condie, 1997).

#### 3.3.1 Bordes Transformantes asociados a Dorsales oceánicas

La expansión de la litósfera oceánica en las dorsales y la destrucción de corteza en las zonas de subducción explican el comportamiento geométrico de la litósfera en dos dimensiones; sin embargo, al momento de proyectar estas geometrías a tres

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

dimensiones, como es el caso de la superficie de la Tierra, las dorsales y las trincheras no se ajustan a la superficie por lo que se propuso la existencia de las fallas transformantes que vinculan los extremos de las dos anteriores. La documentación de estos lineamientos se inició a partir del descubrimiento y caracterización de anomalías magnéticas marinas en el noreste del Océano Pacífico, donde se encontró que estaban desplazadas a lo largo de zonas de fractura (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Las orientaciones de las fallas transformes son perpendiculares al eje de la dorsal, ya que esta geometría crea una configuración de mínimo trabajo, logrando que la longitud de la dorsal sea lo más corta posible para ajustarse a la forma del geoide de la Tierra (Kusky, 2008), ocasionando que estas últimas sean subdivididas en segmentos escalonados que en su mayoría tienen varias decenas de kilómetros; cada una de las fallas conecta dos segmentos y forman un eslabón de conexión con una longitud constante (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

El movimiento que aleja a la nueva corteza del eje de la cresta y con magmatismo de afinidad oceánica genera también el movimiento de la falla transformante, por lo cual la velocidad de movimiento de esta también corresponde a la velocidad de expansión del piso oceánico. El desplazamiento del borde trasforme es contrario a el desplazamiento de expansión de la dorsal; las fallas transformes terminan de forma abrupta en un punto llamado punto de transformación, donde el movimiento lateral se trasforma inmediatamente en un movimiento divergente y más allá de él no se produce ningún movimiento de deslizamiento (Figura 3.24). La ocurrencia de actividad sísmica continua solo se da en los segmentos de la falla transformante activa entre los segmentos de la dorsal y termina abruptamente en los puntos de transformación, la liberación de energía en estas zonas es aproximadamente cien veces mayor a la que se da a lo largo del eje de la dorsal (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

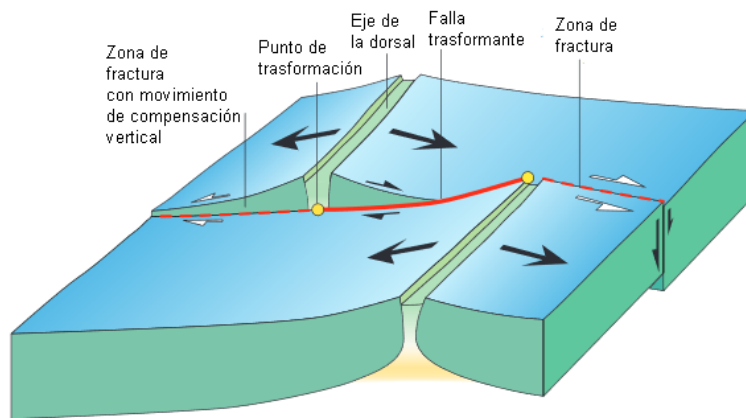


Figura 3.24 Desarrollo de las fallas transformes en las dorsales oceánicas. Las flechas negras representan el desplazamiento que da apertura a la dorsal oceánica, mientras que las medias flechas representan las fallas transformes asociadas a este, podemos observar que el movimiento de expansión es contrario al movimiento de la falla transforme. Además, también muestra el punto de transformación donde termina la falla transforme y esta se convierte en un borde divergente todo esto sobre la línea uniforme en rojo, mientras que la línea punteada representa la fractura de compensación que se genera por el movimiento lateral. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

---

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

---

Se pueden reconocer este tipo de fallas de acuerdo a una diferencia topográfica asociado a la isostasia del piso marino, esto debido a que, conforme se aleja el nuevo piso oceánico del eje de la dorsal se vuelve más frío y pesado, provocando una diferencia de temperaturas y desequilibrio isostático y marcando una diferencia de alturas entre ambas placas y formando escarpes, cordilleras o depresiones con relieves de hasta 2000 m a lo largo de la falla transforme que pueden ser fácilmente reconocidos en el fondo marino. Además, los segmentos donde se ubica la dorsal oceánica se marcan como una protuberancia en forma de cúpula fácilmente distinguible por sus propiedades térmicas y de densidad relacionadas con la constante generación de material del manto (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). Las crestas y depresiones se generan a partir de tensiones o compresiones a lo largo de estas ocasionadas principalmente por cambios en el movimiento de la placa; las fallas de tensión generan fallas normales, grietas profundas, depósitos sedimentarios y en algunas ocasiones vulcanismo; mientras que las fallas de compresión generan fallas inversas, pliegues o crestas. Este tipo de estructuras también son conocidas como un sistema de flor negativas o positivas respectivamente. Los movimientos verticales y laterales a lo largo de las fallas transformantes y las zonas de fractura provocan la exposición de varios tipos de rocas oceánicas fuertemente deformadas y metamorfoseadas; entre ellas se pueden encontrar conjuntos de serpentinita, gabro, lavas almohadilladas, peridotitas ultramáficas (Iherzolitas y harzburgitas) y rocas metamorfoseadas como anfibolitas y granulitas máficas (Kusky, 2008).

#### **3.3.2 Bordes Transcurrentes**

Los bordes transcurrentes ocurren comúnmente en la porción continental de la corteza y son considerablemente más complejas que las fallas transformantes oceánicas. Normalmente las fallas transcurrentes van acompañadas de un conjunto de fallas y grietas de diferente tamaño y tipología asociados al eje principal, que en conjunto forma amplias zonas de falla o un sistema de fallas, llegando a extenderse a varios km en el ancho. La actividad sísmica es mucho más fuerte que su contraparte oceánica, debido en parte al grosor, a la compleja estructura de la corteza continental y a la longitud de hasta más de 1000 km de las fallas. De hecho, se consideran junto a las zonas de subducción como las zonas con los terremotos más devastadores (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

La estructura compleja de las fallas transcurrentes se debe a desviaciones de la línea de trayectoria teórica de la falla, lo que ocasiona que existan zonas de tensión y compresión que a su vez desarrollan bloques de la corteza que se deslizan entre sí. La transtensión ocurre cuando el movimiento de deslizamiento también está bajo tensión generando depresiones tipo graben y cuencas pull-apart; y la transpresión ocurre cuando el movimiento también está bajo un esfuerzo de compresión provocando estructuras como fallas inversas y pliegues en los bloques adyacentes (Figura 3.25). La actividad de transpresión puede provocar que el basamento de la corteza se adelgace tanto que llega a formar una cuenca donde se genera una nueva corteza oceánica (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

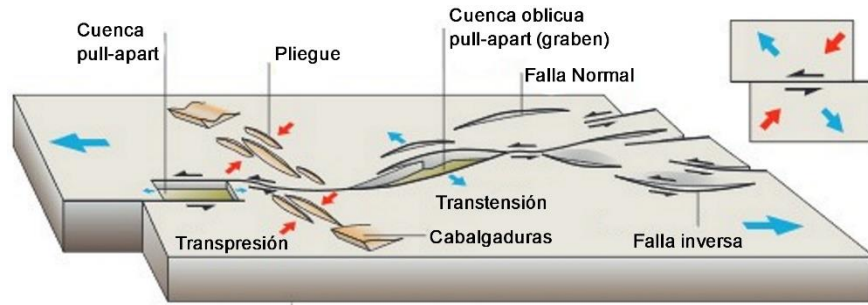


Figura 3.25 Esquema sobre una ejemplificación de los movimientos creados a partir de una falla transcurrente izquierda. Las flechas azules corresponden al esfuerzo principal, por el tipo de corteza; este esfuerzo no actúa de forma lineal lo que genera ciertas desviaciones que causan sistemas de fallas transpresivas y transtensivas asociadas al movimiento principal, las cuales generan a su vez nuevas características en el terreno como cuencas pull-apart, pliegues o cabalgaduras. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

El Sistema de Fallas de San Andrés (SFSA) ubicado en California es probablemente la falla transcurrente más estudiada de la Tierra; inicio en el Oligoceno cuando la cresta de expansión Pacífico-Farallón choco con el margen occidental de América del Norte (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). Tiene aproximadamente 1100 km de largo y forma el límite de placas entre la Placa del Pacífico y la Placa de Norteamérica con una tasa de desplazamiento de 6 cm/año. Desde su inicio (25-30 Ma) se tiene documentado un desplazamiento total de 1500 km, pero solo 300 km de este desplazamiento se ha producido en el actual sistema, los restantes se asume que ocurrió por otras fallas asociadas. El SFSA es parte de un amplio y complicado sistema de fallas acompañado de muchas otras fallas a ambos lados de la estructura principal de varios tipos y tamaños. Todas las fallas paralelas a la principal, algunas aparentemente extintas y algunas activas; son fallas derechas (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Las mediciones de flujo de calor, la sismicidad y los estudios de reflexión y refracción sísmica indican que el sistema se formó en zonas con litósfera heterogénea caracterizada por grandes variaciones laterales de espesor resistencia y propiedades térmicas (Figura 3.26). De acuerdo con las velocidades sísmicas se ha modelado que debajo del desierto de Mojave la corteza media e inferior es caracterizada por litologías débiles ricas en cuarzo; mientras que al sur de la falla las litologías son abundantes en feldespato y/o olivino. Se sugiere que la falla principal del SFSA penetra en el manto litosférico como una estructura casi vertical llegando incluso al Moho. De oeste a este, la parte superior e inferior de la corteza es de 5 a 6 km de espesor y desciende hasta 4 km a través de la falla desplazando a él Moho, pero por solo  $\sim 2$  km. Además, existe una raíz que pudo haber sido formada a partir de la litósfera débil al norte de la falla que fluyo hacia el sur por medio de los esfuerzos de transpresión. Esto está apoyado por la presencia de fracturas y fluidos que han penetrado a lo largo de la superficie de despegue de las fallas las cuales están asociadas a una corteza frágil que fluye dúctilmente debajo de la superficie (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Una de las estructuras asociadas corresponde a la Falla Garlock, con una dirección preferencial SW-NE. desplazamiento lateral izquierdo y orientación perpendicular; se considera el par conjugado de la Falla de San Andrés ya que pertenecen al mismo campo de tensión y se activaron alternativamente al mismo tiempo. La Falla

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

de Garlock causa una desviación en el curso de la Falla de San Andrés y desarrolla un fuerte componente transtensivo en el límite de la placa y a las fallas paralelas asociadas. En respuesta a este esfuerzo, las rocas se deforman o compensan mediante estructuras compresivas (pliegues y/o fallas inversas) o estructuras tensionales (cuncas pull-apart y/o fallas normales) muchas de estas observadas en los alrededores de Los Ángeles (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

La actividad sísmica es muy activa y continua, con una distribución de los epicentros que indican que la falla principal de San Andrés consiste en un plano de falla vertical más continuo a profundidad que se divide en varias ramas de falla más cortas hacia la parte superior. A este conjunto de ramificaciones se le llama “estructura de flor” ya que se asemeja a un ramo de flores que se abren en abanico hacia la superficie. En el caso de esta zona, la estructura corresponde a una flor positiva, ya que los esfuerzos de transpresión genera cuñas en la corteza que se abren hacia arriba y forman fallas inversas de segundo orden.

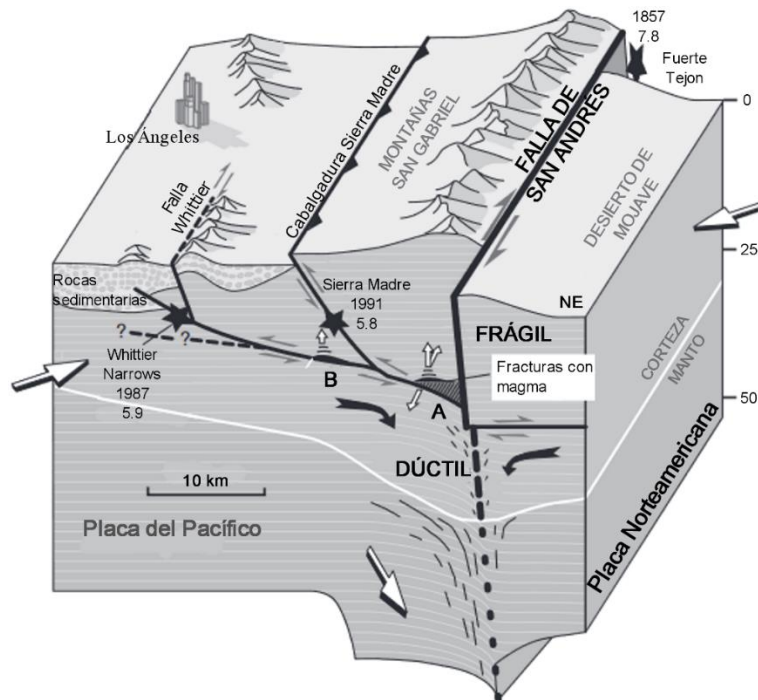


Figura 3.26 Diagrama tridimensional esquemático de las fallas activas en la región de Los Ángeles. Las estrellas negras marcan a los terremotos más importantes que se han podido registrar. Las flechas blancas corresponden a los esfuerzos de desplazamiento relativo de las placas Pacífica y Norteamericana. Las regiones A y B son zonas de falla que trasportan fluidos que migran desde las profundidades a lo largo de la zona de despegue de las fallas inversas asociadas a la falla de San Andrés. Modificada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

#### 3.4 Hot Spots y Magmatismo

La ruptura de la litósfera ocurre en su mayoría a lo largo de los bordes de las placas tectónicas o zonas asociadas a estas, pero existen otros tipos de ruptura intraplaca en donde se origina magmatismo somero y volcanismo asociado. Este tipo de ambientes geotectónicos se conocen como Hot Spots o Puntos Calientes, son los

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

responsables de la formación de grandes complejos volcánicos y de alrededor del 5-10% de los materiales fundidos y la energía emitida por la Tierra. Actualmente se han identificado aproximadamente cincuenta Hot Spots en continentes y océanos, algunos de ellos coincidentes con dorsales oceánicas, sin embargo, la mayor parte se encuentran en el interior de las placas (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011). En los océanos, por ejemplo, genera grandes cadenas lineales de islas y montes submarinos como la Cadena Hawái-Emperador que cubre aproximadamente 600 km de largo y origina desde volcanes activos que producen grandes cantidades de extrusiones de material volcánico; hasta guyots extintos y hundidos. Las cadenas de islas son más jóvenes que la corteza oceánica en la que se encuentran y se interpreta que las partes inferiores de estos edificios volcánicos está formada predominantemente de basalto toleíticos, mientras que las partes superiores son basaltos alcalinos enriquecidos en Na y K; por lo que su composición es compatible con la mezcla de material de un manto juvenil y una astenósfera empobrecida (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). En la corteza continental también existen enormes extrusiones de material magmático que pueden llegar a formar las llamadas Large Igneous Provinces (LIP) o Grandes Provincias Ígneas (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Los Hot Spots son originados a partir de diapiros del manto que ascienden como corrientes calientes en forma de plumas penetrando la corteza, jugando un papel importante en el sistema de convección del manto. Las plumas mantélicas son producidas en la parte inferior del manto adyacente al núcleo, en una discontinuidad llamada D" que se encuentra a una profundidad de alrededor de 2 600 a 2 700 km; con presiones del orden de 119-125 GPa y temperaturas que pueden llegar hasta los 3 000 °C, según estudios de fase de la perovskita (Figura 3.27) (Hirose, 2007).

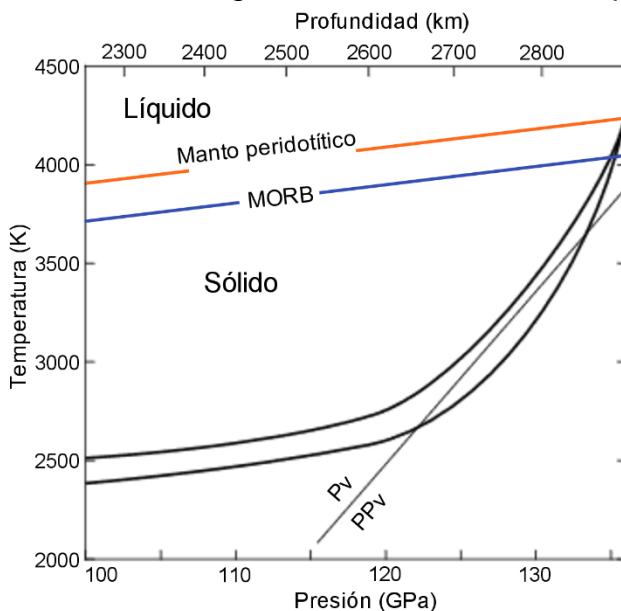


Figura 3.27 Perfiles de temperatura en el manto inferior profundo. La temperatura en el margen núcleo-manto pueden ser más altas que la temperatura de fusión del MORB y posiblemente del manto peridotítico. La post-perovskita se transforma de nuevo en perovskita en la capa D". Modificada de (Hirose, 2007)

La capa D" se considera que tiene los mayores contrastes en las propiedades físicas y la composición química dentro de la Tierra. Las marcadas heterogeneidades laterales y verticales dentro de la capa pueden ser causadas por variaciones en la composición química, diferencias de temperatura, cambios de fase mineralógicas y/o grados variables de fusión parcial. Las variaciones composicionales se asocian

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

a la mezcla de hierro fundido del núcleo con la perovskita del manto que terminan formando nuevos minerales de alta presión; esto ocurre en las zonas con velocidades sísmicas ultra bajas ya que aquí es donde existen temperaturas más altas, fusión parcial y baja viscosidad. Estas zonas de velocidad ultrabaja se desarrollan comúnmente debajo de los principales puntos calientes como Hawái (Figura 3.28B), explicando la composición química de la cadena Hawái-Emperador, y debajo de afloramientos de superplumas como al sur de África (Figura 3.28C). Las zonas donde aumenta las velocidades sísmicas ocurren debajo de las regiones con losas en subducción, como en América Central (Figura 3.28A); asociando los cambios de fase de la perovskita, el aumento de densidad y temperatura, y una viscosidad baja; a la modulación del flujo de calor del núcleo influyendo en su convección y la naturaleza del campo magnético de la Tierra (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

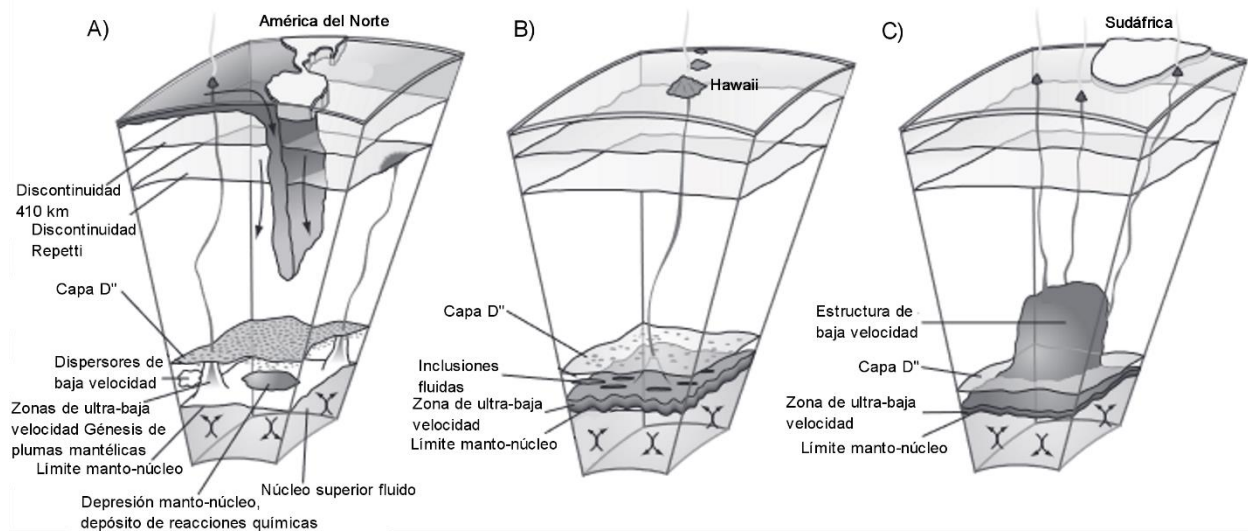


Figura 3.28 Esquematisaciones que ilustran las variaciones en la naturaleza de la capa D'' en secciones del interior de la Tierra debajo de regiones características. A América Central, B Hawái; y C Sudáfrica. Modificada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

Las plumas mantélicas aparentemente se generan cuando se trasfiere energía de puntos calientes del núcleo externo líquido a la base del manto o a la capa D''. La anomalía de temperatura tiene que ser muy grande y exceder un valor límite, ya que para que el cuerpo ascienda el material tiene que ser más caliente que el manto circundante, disminuyendo su densidad y viscosidad permitiendo que el material fluya a pesar de su estado sólido. Cuando este comienza a fluir, genera un conducto cilíndrico de aproximadamente 150 km de diámetro; y desarrolla una cabeza de globo que logra que se mueva a través del manto. La cabeza de la pluma se ralentiza por la viscosidad del manto circundante; sin embargo, el material de abajo provoca la expansión de está compensando la ralentización; a medida que se expande y se eleva, el material del manto comienza a incorporarse a la pluma (Figura 3.29). La fusión y generación del magma ocurre a medida que la pluma se acerca a la base de la litósfera en profundidades de 100-150 km; es en esta zona donde la presión se reduce y la temperatura de la pluma llega a ser 250 °C más alta que la astenósfera que la rodea, conduciendo a la formación de cantidades

### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

significativas de magma por fusión parcial de la peridotita de la pluma. El contenido de agua que pueda existir en las rocas del manto se representa por iones hidroxilo en los minerales basálticos hidratados y actúa reduciendo el punto de fusión de los materiales permitiendo que más cantidades de magma penetren a través de la corteza resultando en la extrusión de enormes cantidades de basalto (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Cuando la apófisis de la pluma entra en contacto con el fondo de la litósfera rígida, se forma una estructura con forma de hongo que puede llegar a alcanzar diámetros de hasta 1000 km, esta protuberancia genera una expansión térmica provocando un abultamiento en

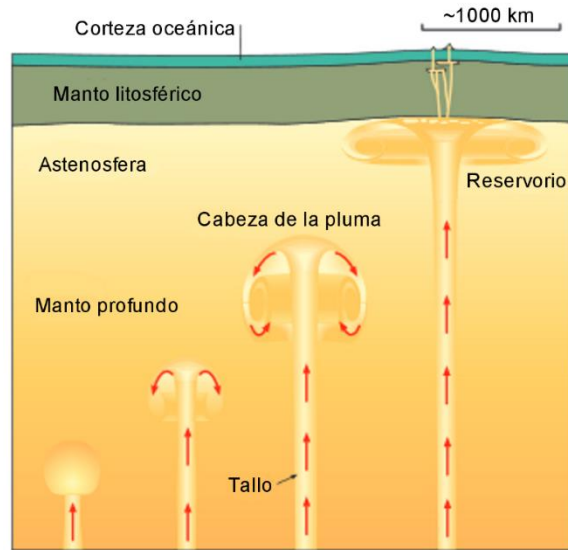


Figura 3.29 Formación y evolución de las plumas mantélicas, hasta su extrusión en la superficie de la Tierra. Modificada de (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011)

la corteza, debilitándola y ayudando a que el magma penetre a través del manto y la corteza litosférica resultando, finalmente, en la extrusión de enormes volúmenes de basalto. Durante la expulsión de magma se genera una gran pérdida de material provocando que la cabeza de la pluma se enfríe rápidamente, ocasionando que la actividad magmática disminuya. Las grandes provincias donde existe aún una constante expulsión de material son alimentadas por eventos pulsantes de actividad volcánica. Cuando una pluma mantélica actúa dentro de la corteza continental puede ocurrir que los fluidos basálticos se contaminen de la corteza félsica generando rocas magmáticas de composición ácida propiciando, en las zonas de erupción, composiciones bimodales. Los basaltos de los Hot Spots producen altas cantidades de magma con una composición ligeramente diferente a la de los MORB; ya que contienen elementos incompatibles como potasio, rubidio, fosforo, titanio y tierras raras; reflejando el bajo grado de fusión parcial de los basaltos alcalinos del manto (debajo del 10%), así como una fuente diferente a los que generan los MORB, indicando que contienen componentes del manto inferior, la astenósfera y el manto litosférico (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

Los más importantes puntos calientes en la Tierra permanecieron o han permanecido activos durante grandes periodos de tiempo (miles de años) en constante actividad; por lo que su fuente en la pluma del manto es constante, indicando que la pluma se conserva en una posición fija durante todo su periodo de actividad. Sin embargo, aún no es claro el porqué de la ocurrencia de este fenómeno, pero se cree que la posición fija de las plumas del manto se correlaciona con su origen en la capa D" cercana al núcleo.

La estabilidad de las plumas del manto y la generación de los puntos calientes en la litósfera oceánica se consideran pistas en respuesta al movimiento de las placas tectónicas, ya que; al forman cadenas volcánicas y datando sus materiales, se puede calcular con precisión la velocidad y la dirección del movimiento de las placas. El ejemplo más famoso se encuentra en la Cadena Hawái-Emperador



### 3. La termodinámica y la tectónica de placas a nivel global

(Figura 3.30) ubicado en medio del Océano Pacífico; la pluma se encuentra actualmente debajo de la Isla de Hawái y su registro tiene una longitud de 6000 km, con una dirección WNW partiendo de la isla de Hawái para después sufrir una flexión abrupta de 60° (Cadena Emperador) con dirección al NNW (Frisch, Meschede, & Blakey, 2011).

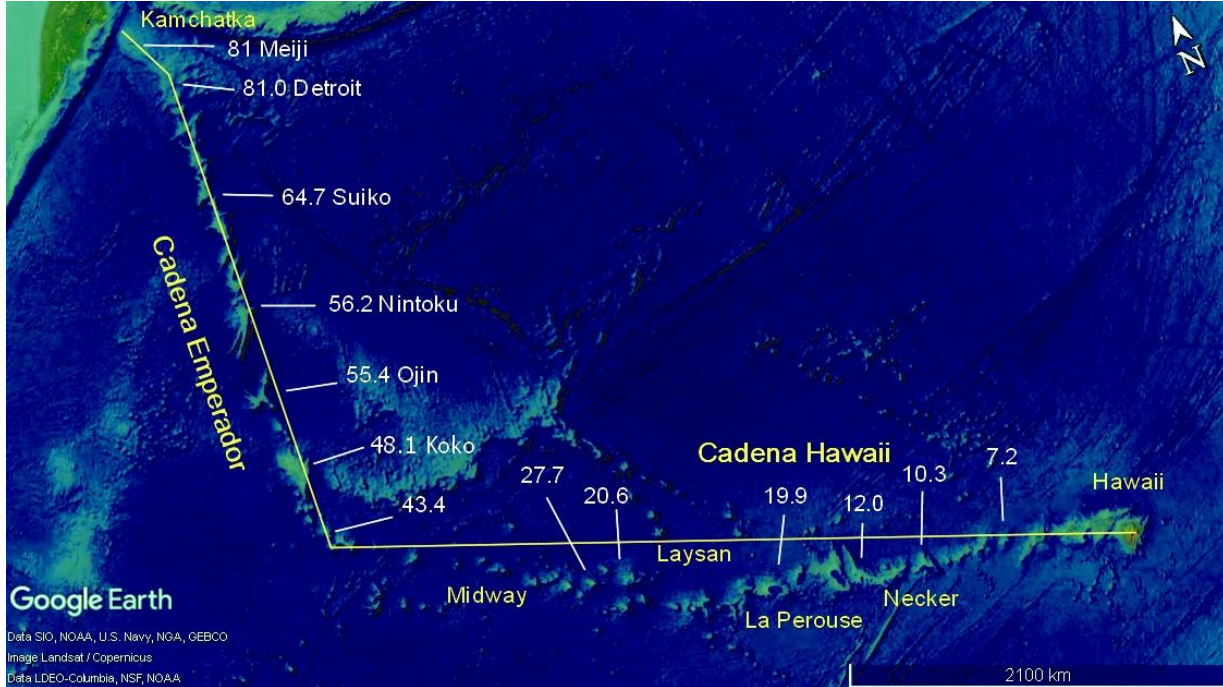


Figura 3.30 Topografía de la cadena volcánica Hawái-Emperador, en blanco se señalan las edades en millones de años de algunos rasgos importantes. Modificada de Google Earth, (2021).

Estas estructuras juegan un papel de gran importancia en las condiciones de reciclaje de la Tierra ya que son unas de las principales fuentes de transferencia de masa y calor. De acuerdo a la Segunda y Primera Ley de la Termodinámica, esta transferencia de calor y masa que se da a partir de la actividad magmática y volcánica afecta directamente a la atmósfera global y refleja la dinámica interior del planeta y sus constantes cambios.

#### 4. La Termodinámica en las Placas Tectónicas de México

La estructura térmica de la litósfera está fuertemente relacionada con la reología y el comportamiento dinámico; esta depende de la tasa de transferencia de calor a través del interior de la Tierra y de la pérdida de calor en su superficie. El control de la distribución de temperaturas y la pérdida de calor en la litósfera continental y oceánica se da por conducción en la superficie de la Tierra y por otros procesos como la convección de agua en los basaltos oceánicos o el enfriamiento de los cuerpos ígneos intrusivos (Schettino, 2015).

En el territorio mexicano existe una gran diversidad de paisajes y rasgos geológicos los cuales han sido formados por una gran cantidad de eventos tectónicos que han tenido lugar a lo largo de millones de años, pero predominantemente desde el Jurásico Temprano. Todos estos eventos han generado una gran riqueza geológica la cual ha sido estudiada y documentada para el entendimiento general de la formación del territorio y sus recursos naturales (Figura 4.1); tal es el caso de las Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental o el Basin and Range mexicano. Actualmente existen bordes tectónicos activos que son importantes para los estudios de sismicidad, vulcanismo y deformación de las rocas; tal es el caso de la subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de las placas Norteamericana y el Caribe. Se considera éste como un entorno tectónico accesible para el estudio del funcionamiento de la tectónica de placas en diferentes entornos tectónicos contrastantes (Manea, Manea, & Ferrari, 2013).



Figura 4.1 Topografía actual del territorio mexicano. Tomado de (Tovar-Cabañas, Jáuregui-Díaz , & Vázquez-Espinosa, 2020)

#### 4.1 Termodinámica y sismicidad

Los sismos se definen como una vibración de la Tierra producida por una rápida liberación de energía (Tarbuck & Lutgens, 2005) y junto con el vulcanismo, son las representaciones más rápidas y evidentes de la interacción tectónica de placas en superficie. La mayoría de estos eventos se concentran a lo largo de los bordes de placas, aunque pueden presentarse en intraplaca, en zonas asociadas a deformaciones o algunos otros fenómenos geológicos.

La teoría del rebote elástico para el origen de los terremotos se basa en un modelo donde el deslizamiento a lo largo de un plano de falla puede estar en una fase ante sísmica, pero el campo de velocidades relativas es diferente de cero por lo que la corteza superior se deforma elásticamente acumulando energía de deformación y tensión; cuando esta energía excede el umbral, se produce una ruptura a lo largo de la región un deslizamiento repentino y una liberación de energía de deformación; estos eventos se conocen en conjunto como un ciclo sísmico (Schettino, 2015).

La localización del punto de ruptura a lo largo del plano de falla es una parte importante en el estudio de los terremotos, comúnmente denominada foco o hipocentro localizable en el espacio ya que cuenta con coordenadas de ubicación (x, y, z). Esta región es en donde las fuerzas de fricción estáticas fueron superadas por la tensión elástica acumulada. Al determinar el foco, se define el mecanismo de origen asociado con el terremoto, incluyendo la orientación de la falla y el vector de deslizamiento del movimiento relativo entre los dos bloques o placas.

La magnitud de los terremotos se basa en mediciones simples de la mayor amplitud de onda sísmica registrada en sismogramas; esta amplitud depende de la estación sísmica en donde se toma el registro ya que la amplitud de las ondas sísmicas decae como consecuencia de la dispersión y atenuación geométricas, por lo que el registro puede reflejar la magnitud de terremoto solo después de una corrección que tenga en cuenta la distancia epicentral, sin embargo, son las propiedades elásticas de las rocas las que determinan el modo de propagación de las ondas sísmicas (Schettino, 2015).

Los bordes convergentes de placas son los más activos sísmicamente y en donde se producen los sismos más violentos. Los efectos catastróficos también tienen que ver a que ocurren en una plataforma continental donde existe una mayor densidad de población. En México, tenemos un borde de este tipo activo que ha sido muy importante en la historia geológica y social de la parte central-occidental del país.

A lo largo de la Trinchera Mesoamericana, las Placas de Rivera y Cocos subducen debajo de la Placa Norteamericana y la del Caribe. Esta subducción causa una sismicidad distribuida irregularmente, donde ocurren eventos de deslizamiento lento. Ambas losas inferiores, Rivera y Cocos, son remanentes corticales de la gran Placa Farallón que gradualmente se fragmentó en una serie de placas más pequeñas desde hace 30 a 28 Ma. Sus tasas de convergencia son variables, en la zona de Rivera son de ~30 mm/año y en Cocos la velocidad se incrementa hacia el oriente y varía desde ~50 hasta 90 mm/año. La Placa de Cocos se formó hace ~23 Ma cuando Farallón se partió en dos en la línea ecuatorial, dejando a la Placa de Nazca al sur. A medida que la porción de Cocos-Pacífico-Norteamericana se movía hacia el sur, la parte norte de Cocos se rompió en varios fragmentos más pequeñas que no se subdujeron completamente y se convirtieron en parte de la Placa del

---

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

---

Pacífico. La placa de Rivera fue el último fragmento que perdió Cocos y comenzó a actuar como una microplaca independiente desde hace al menos 10 Ma (Manea, Manea, & Ferrari, 2013).

Toda la actividad de la subducción de las placas de Rivera y Cocos ha modificado casi toda la longitud del margen Mesoamericano, esto se manifiesta también en los movimientos sísmicos que existen debido a la subducción.

Modelados geofísicos recientes han ayudado a entender la estructura de la subducción a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, usando los hipocentros de terremotos locales y datos telesísmicos que han revelado que el ángulo de inmersión de la Placa de Rivera es diferente a el ángulo de Cocos, suscitando que se genere un espacio entre ambas losas que aumenta de tamaño con la profundidad. Esta particularidad ocasiona que Rivera se sumerja al manto de una manera más pronunciada; además, a partir de una profundidad de ~100 km, ambas losas aumentan su inclinación de tal manera que tienen una profundidad de más de 200 km en la parte trasera de la Faja Volcánica Transmexicana. La geometría de la subducción de la losa de Rivera se considera inusual, ya que se esperaría que al ser más joven y ligera tuviera una mayor flotabilidad y por lo tanto un ángulo de inmersión más pequeño. Esta geometría puede ser resultado de una desaceleración en la tasa de convergencia, combinado con una disminución en la viscosidad de la losa que reduciría la presión dinámica de la cuña del manto permitiendo que la tracción de la losa dominara sobre la succión de la cuña (Manea, Manea, & Ferrari, 2013).

En cuanto a la Placa de Cocos, esta tiene una subducción de losa subhorizontal, el cual se extiende a unos 300 km dentro del continente partiendo de la trinchera, para después hundirse en la astenósfera en un ángulo pronunciado de más de 65°, y cortándose a ~500 km de profundidad. Es sobre esta losa plana donde existe una sismicidad intra-lasa, que en los últimos años se han propuesto varios modelos que tienen como objetivo explicar su origen; los modelos tienen en cuenta factores como la deshidratación de la losa, las tensiones de flexión, la tracción de la losa y las tensiones térmicas. Uno de los modelos sugiere que los sismos son originados por la deshidratación de la corteza, lo que provocaría que esta se fragilizara, sin embargo, hay poca actividad sísmica intra-lasa en esta región; otro modelo propone que la sismicidad pudiese ser resultado de la flexión de la losa, pero este modelo tampoco explica la sismicidad en el centro de México, ya que los eventos sísmicos no se limitan a aquellas partes donde la placa sufre cambios en su curvatura. El tercer modelo sugiere que las losas poco subducidas están en tensión descendente como resultado de la flotabilidad negativa con respecto a la astenósfera, estas tensiones se transfieren de las partes más profundas de la losa a través de un núcleo elástico de flotabilidad negativa hasta la parte superior; el espesor elástico depende de la edad y la morfología de las placas oceánicas. El hundimiento brusco de la losa de Cocos hacia el manto reduce considerablemente el espesor del núcleo de la losa elástica disminuyendo la capacidad de transmitir tensiones desde grandes profundidades hacia el segmento de la losa plana. La parte mecánicamente fuerte de la litósfera se encuentra hasta una profundidad de 70 a 100 km entre las isothermas de 600–700°C, que es justamente debajo de la región donde se flexiona la losa y también donde desaparece la sismicidad, sugiriendo que el material comienza a comportarse de forma dúctil (Manea, Manea, & Ferrari, 2013). Estas

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

observaciones muestran claramente que existe una relación entre la sismicidad, el estado térmico y la geometría de las losas en subducción (Figura 4.2).

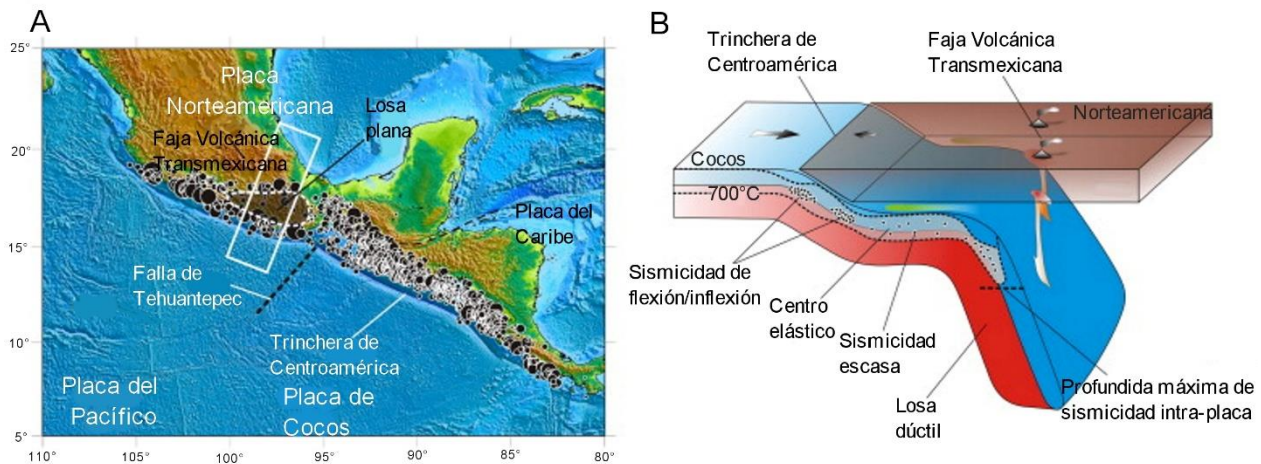


Figura 4.2 A. A lo largo de la Trinchera de América Central, las Placas de Rivera y Cocos subducen debajo de la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe; esta subducción causa diversos eventos sísmicos que afectan todo el margen de América Central. B. La geometría y la estructura térmica de la placa de Cocos en la parte central de México se relaciona directamente con la distribución sísmica. Tomada de (Manea, Manea, & Ferrari, 2013)

#### 4.2 Termodinámica y vulcanismo

Todos los bordes de placas tectónicas involucran algún tipo de vulcanismo relacionado a sus movimientos, ya sea de forma directa o indirecta; este vulcanismo (arcos magmáticos continentales) es una evidencia directa de los mecanismos profundos que ocurren en los materiales al interior de la Tierra.

En el territorio mexicano existen grandes regiones volcánicas asociadas a la actividad tectónica, dando lugar a la morfología actual del territorio. Una especialmente importante corresponde a la denominada Sierra Madre Occidental (SMOc), la cual es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos durante el Cretácico-Cenozoico directamente asociado a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Norteamericana y a la apertura del Golfo de California; esta región es una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico. La SMOc está conformada por cinco principales conjuntos de rocas ígneas asociados a los diferentes episodios magmáticos que resultaron de la subducción (Figura 4.3), estas son: 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y, en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos principales en el Oligoceno Temprano y el Mioceno Temprano; 4) coladas basáltico-andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbrítico; 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinos emplazados generalmente en la periferia de la Sierra en diferentes episodios del Mioceno Tardío, Plioceno y Cuaternario. (Ferrari, Valencia-Moreno, & Bryan, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, 2005).

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

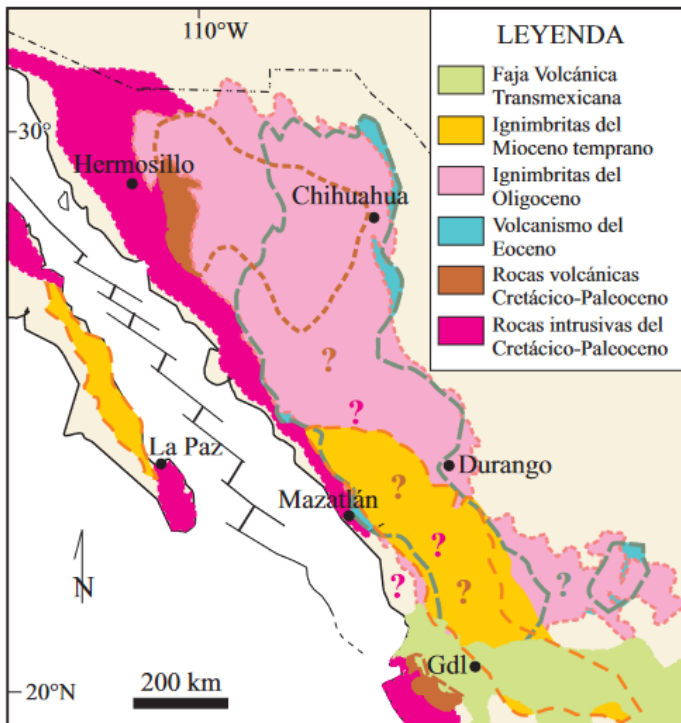


Figura 4.3 Cartografía de la extensión de los conjuntos ígneos que conforman la Sierra Madre Occidental. Tomado de (Ferrari, Valencia-Moreno, & Bryan, Magmatismo y

Los conjuntos 1 y 2 son definidos como el Complejo Volcánico Inferior, el conjunto 3 se le conoce como el Supergrupo Volcánico Superior, el conjunto 4 ha sido definido como una extensión del cinturón de Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera (SCORBA) y finalmente el conjunto 5 se considera como testigos de varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California. Durante el Cretácico tardío y Cenozoico temprano el magmatismo en el noroeste de México estuvo dominado por la actividad de un arco, que produjo las rocas del Complejo Volcánico Inferior, aceptándose generalmente que las rocas de este complejo fueron generadas durante la actividad magmática cordillerana

asociada a la Orogenia Laramide. La provincia de la SMOc es conocida por una inmensa sucesión de ignimbritas, las cuales también son nombradas Supergrupo Volcánico Superior que se encuentra de forma discordante sobre el Complejo Volcánico Inferior; está compuesta por tobas de flujos piroclásticos, tobas de caída, lavas de composición silícica a intermedia y en menor proporción por flujos de composición máfica. Respecto a la petrogénesis de los magmas silícicos, se proponen dos modelos, en el primero se indica que las riolitas se originan por la fusión parcial de la corteza debido a grandes volúmenes de magmas basálticos venidos desde el manto que provocaron el calor necesario para fundir la corteza; el siguiente modelo explica que las riolitas serían el producto final de la diferenciación de magmas basálticos con poca intervención de la corteza. Después de cada episodio ignimbrítico fueron emplazadas de manera discontinua lavas de composición basáltico-andesítica, estas rocas se consideran una serie regional (SCORBA) que marcaría la primera fase de extensión probablemente en un marco tectónico intra-arco. En la parte norponiente de la SMOc se pueden encontrar una serie de ignimbritas, riolitas y riodacitas peralcalinas que marcan el inicio del magmatismo postsubducción. Los caracteres geoquímicos de estas sugieren una procedencia del manto astenosférico, que permiten interpretar que su emplazamiento ocurrió después de un adelgazamiento cortical importante que permitió el ascenso del manto convectivo hasta la base de la corteza; en las zonas de periferia de la Sierra se encuentran basaltos alcalinos de derrames fisúrales y se asocian a periodos extensionales del Mioceno-Plioceno-Cuaternario. Esta historia magmática está relacionada con la evolución del margen de subducción (Figura

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

4.4). De acuerdo a este modelo, al principio del Cretácico Tardío el arco se encontraba próximo a la trinchera, luego empieza lentamente a migrar hacia dentro del continente conforme el ángulo de la placa inferior se vuelve subhorizontal, dando origen también a una contracción en la zona de tras arco conocido como la Orogenia Laramide. Al término de esta contracción a finales del Eoceno, el arco vuelve a migrar hacia la trinchera por un movimiento de roll-back de la Placa Farallón asociado a una disminución en la tasa de subducción, lo que llevaría a un periodo de extensión que explica los últimos pulsos magmáticos. Finalmente, cuando las placas del Pacífico y Norteamericana entran en contacto en la zona de California producen una ventana astenosférica frente a la zona de contacto que lleva a que la placa en subducción se desprege de la parte más somera (Ferrari, Valencia-Moreno, & Bryan, 2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, 2005).

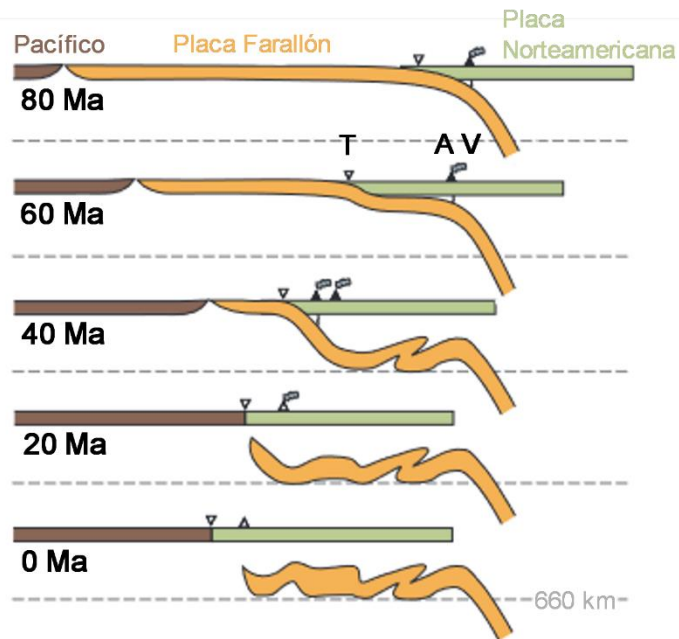


Figura 4.4 Interpretación de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. Tomada de (Fukao, Obayashi, & Nakakuki, 2009)

Otro gran rasgo volcánico asociado a una zona de subducción se encuentra en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la cual corresponde a un arco magmático continental (Figura 4.5), constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos que se extiende desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco, hasta las costas de Golfo de México en Veracruz; se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental; y NW-SE en su parte occidental, tiene una longitud de aproximadamente 1000 km y una amplitud irregular de entre 80 a 230 km. Esta faja comúnmente se divide en tres sectores que se diferencian por su geología y tectónica: porción occidental, porción central y porción oriental (Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).

La historia geológica de esta Faja puede dividirse en cuatro episodios principales: (1) la creación de un arco de composición intermedia en el Mioceno Medio y Tardío, esta actividad inicio con un arco de orientación E-W que se emplazó en el centro de México entre Morelia-Querétaro y a las costas del Golfo de México, con secuencias de lavas basálticas y andesíticas, posteriormente el vulcanismo comienza a alejarse de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de lava con edades de 13-10 Ma (Sierra de Guadalupe, La Joya, etc.) que por sus similares composiciones geoquímicas a las adakitas se sugiere que son producto de la fusión de la placa subducida en posición subhorizontal. (2) Durante el Mioceno Tardío existió un emplazamiento de materiales volcánicos máficos, desde Nayarit hasta Veracruz con

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

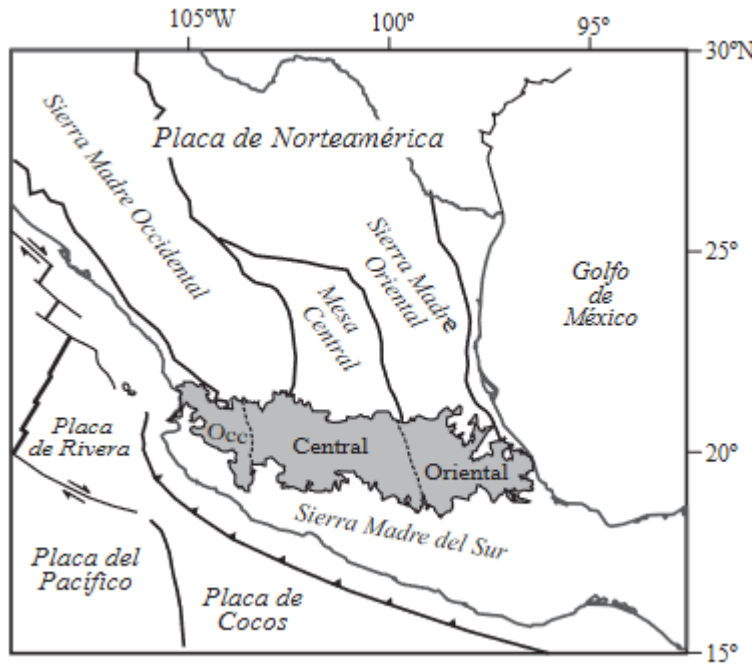


Figura 4.5 Mapa de ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana, de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. Tomada de (Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005)

edades progresivamente más jóvenes de oeste a este (~11-8.9 Ma en la costa de Nayarit a 7.5-6.5 Ma en la costa norte de Veracruz). (3) Un episodio silíceo de finales del Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno Temprano en la parte oeste de la faja, originó el emplazamiento de complejos de domos dacíticos y riolíticos, así como ignimbritas emitidas por calderas regionales; posterior a este evento se presentaron en el área de

Guadalajara y en la parte norte del Rift de Colima, coladas de basaltos alcalinos de tipo intraplaca hasta el Plioceno Temprano en conjunto de domos y algunas ignimbritas silíceas. Mientras tanto, en la porción central dominaron las grandes calderas (La Primavera, Amealco, Los Azufres, Zitácuaro, Huichapan, etc.) con producción de tobas pumicíticas e ignimbritas. (4) Finalmente a partir del Plioceno Tardío se da un reemplazo al magmatismo silíceo bimodal de composición predominantemente andesítico-basáltica; en la parte occidental, comenzando el desarrollo de un frente volcánico dominado por campos de volcanes monogenéticos. Durante el Cuaternario se construyen los principales estratovolcanes, como el Complejo Volcánico de Colima. En la parte central, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato cubre una extensa región con un magmatismo originado hace 2.8 Ma y el Reciente, con más de 1000 conos monogenéticos y domos de composición intermedia a silícea; hacia el oriente del campo el vulcanismo se vuelve menos frecuente y más evolucionado como ocurre con los domos dacíticos en zonas como los Azufres y la Caldera de Zitácuaro. En la porción oriental de la faja, el vulcanismo comienza a los ~3.7 Ma con el emplazamiento de diferentes centros poligenéticos como la Sierra de la Cruces; sin embargo, es durante el Cuaternario donde se forman los principales cuerpos volcánicos como la Sierra de Chichinautzin, la región de Pico de Orizaba y Cofre de Perote y con productos volcánicos más evolucionados están las calderas de Acozulco, Los Humeros, Las Cumbres, etc., al oriente de la Ciudad de México se desarrolló la Sierra Nevada conformada por el Cerro Tláloc, el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl y el Volcán Popocatepetl, con edades progresivamente más jóvenes hacia la parte sur (Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005).



#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

La zona de subducción que da origen a la Faja Volcánica Transmexicana se considera relativamente joven y única dentro de los bordes tectónicos actuales, ya que, al ocurrir la subducción de dos placas oceánicas independientes que varían en su edad, composición, velocidad y ángulo de subducción a lo largo de toda la trinchera, afecta a la estructura térmica de toda la zona, el metamorfismo de las rocas asociadas y las características químicas de los materiales involucrados. El origen del segmento de subducción plana en el centro de México aún no es muy clara, sin embargo se han propuesto modelos numéricos de temperatura y viscosidad que sugieren que si la viscosidad de la cuña del manto aumenta por encima y/o el espesor de la cuña disminuye por debajo de cierto umbral, entonces la losa subducida tiende a aplanarse como consecuencia de las fuerzas de succión que actúan sobre ambas placas (Ferrari, Orozco-Esquivel, Manea, & Manea, 2011).

Con los resultados de diversos experimentos y documentaciones que se han hecho sobre la FVTM a lo largo de los últimos años, se ha llegado a modelar la estructura térmica del sistema de subducción. En estos modelos los valores de presión y temperatura obtenidos para la losa a lo largo de los perfiles se utilizaron también para estimar la cantidad de agua que se puede liberar en cada segmento de la losa basándose en los diagramas de equilibrio de fases para el metabasalto, los sedimentos y el manto serpentinizado que pueden encontrarse en la litósfera oceánica; además las temperaturas registradas justo debajo del frente volcánico son consideradas suficientemente altas como para promover la fusión del manto. En el perfil que cruza la faja de centro-este a la altura aproximada de la Ciudad de México (Figura 4.6C), la región más caliente debajo del frente volcánico alcanza  $\sim 1090^{\circ}\text{C}$  a  $\sim 56$  km de profundidad y la mayor liberación de fluidos ocurre en la última parte del segmento de la losa subhorizontal. Estos fluidos pueden acumularse

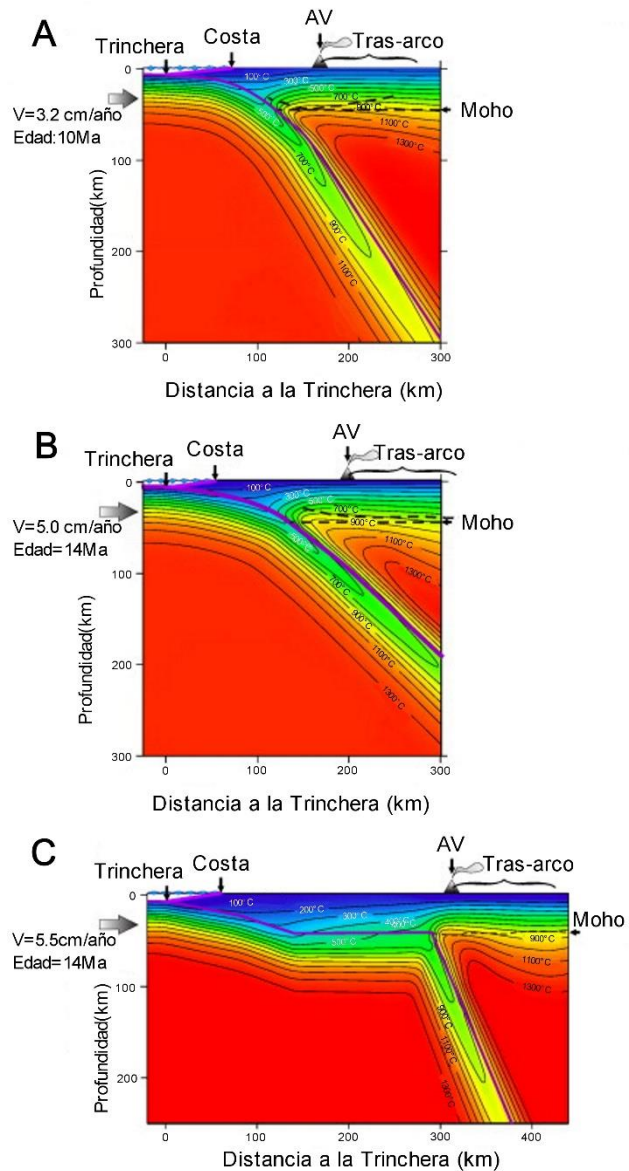


Figura 4.6 Modelos térmicos 2D de la trinchera mexicana. A, perfil de la subducción de la placa de Rivera en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. B, subducción de Cocos debajo de la parte más occidental de la porción central de la faja. C, subducción de la Cocos en la parte central de la Ciudad de México Tomado de (Ferrari, Orozco-Esquivel, Manea, & Manea, 2011)

justo debajo del Moho y comenzar a infiltrarse parcialmente en la corteza inferior justo al sur del frente volcánico. Las reacciones de deshidratación dentro de la losa liberan de 2.5 a 8% de agua hasta ~150 km de profundidad ya sea de la corteza oceánica o del manto. Sin embargo, debido a que la placa comienza a descender de forma pronunciada, los fluidos se concentran en los 40 km inmediatamente detrás del frente volcánico. En el perfil de la Placa de Rivera oriental debajo de la porción occidental de la faja (Figura 4.6A), el frente volcánico está soportado por una temperatura del manto máxima de ~1220°C a una profundidad de ~67 km, pero solo del 2 al 0,5% de fluidos es liberada en un cinturón de ~ 80 km de ancho detrás del arco. Por último, en el perfil de la parte más occidental la Placa Cocos debajo de la porción central de la faja (Figura 4.6B) se muestra una temperatura máxima de ~1110°C a ~67 km de profundidad y se libera del 7,5 al 2% del agua durante al menos 100 km detrás del frente volcánico. Estos modelos nos sugieren que la cuña del manto sobre la Placa de Rivera (Figura 4.5A) está menos hidratada que la de encima de Cocos, pero debido a que está más caliente, el manto puede fusionarse incluso si hay una baja cantidad de agua ( $H_2O < 0.5\%$ ). Además, también indican que el manto litosférico por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana es muy delgado debido a la temperatura coincidente de la losa con la del manto litosférico (1300°C) cercano a la zona del Moho (Ferrari, Orozco-Esquivel, Manea, & Manea, 2011).

### 4.3 Termodinámica y deformación de las rocas

La reología es el estudio de la deformación y la fluencia de los materiales bajo la influencia de una tensión aplicada (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009). La magnitud de estos esfuerzos junto con las condiciones de presión y temperatura proporcionadas al material determina si este se rompe formando fracturas y fallas (frágil), o si tiende a deformarse por un flujo dúctil. Además de la magnitud de los esfuerzos la reología también es influenciada por el periodo de tiempo durante el cual se le aplica la tensión; si la tensión se da en un rango de tiempo muy corto (segundos o días) el material tiende a fracturarse, en cambio si la tensión es aplicada en un periodo de flujo lento y a largo plazo los materiales están bajo una tensión constante y actúan como un flujo.

La tensión se define como la fuerza ejercida por unidad de área en una superficie y se mide en pascales (Pa). Cualquier tensión aplicada sobre una superficie está compuesta por un esfuerzo máximo normal perpendicular a la superficie ( $\sigma_1$ ) y dos componentes ortogonales denominados  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  consideradas como las tensiones intermedia y mínima respectivamente. Las tensiones de compresión se expresan como positivas y las tensiones de tracción como negativas. La deformación ( $\epsilon$ ) se define como cualquier cambio en el tamaño, forma, posición y orientación de un conjunto de rocas; los materiales elásticos siguen la Ley de Hooke, donde la deformación es proporcional a la tensión y la deformación es reversible hasta que se alcanza el límite elástico del material (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

La deformación frágil es causada por una falla progresiva a lo largo de una red de grietas a micro y mesoescala, estas grietas debilitan la roca al producir altas tensiones locales de tracción cerca de sus límites; las orientaciones de las grietas en relación con la tensión determinan la ubicación y magnitud de los esfuerzos

---

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

---

máximos. Cuando la tracción excede la resistencia del material, las grietas ortogonales a este esfuerzo fallan primero y se produce una fractura por extensión (Figura 4.7A). En cuanto a los esfuerzos de compresión, el comportamiento en las grietas es más complejo ya que estas cierran bajo esfuerzos aplicados y a presiones de sobrecarga mucho mayores lo que implica que el material es mucho más resistente; una vez que todas las grietas están cerradas, la fractura depende de la resistencia del material y la magnitud del esfuerzo (Figura 4.7B). Se puede concluir que, en cuanto a la deformación frágil, el tipo de falla que resulta depende de cuál de las tensiones principales es vertical; las fallas normales, inversas y laterales ocurren dependiendo de si  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  o  $\sigma_3$  es vertical u horizontal (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

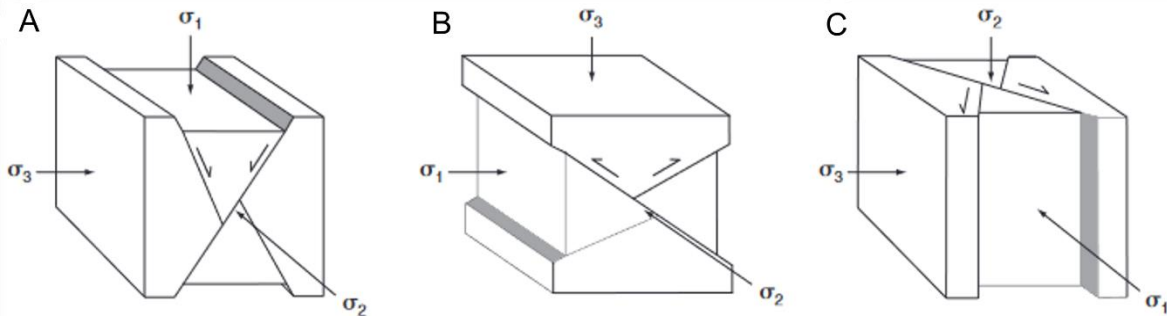


Figura 4.7 Modelos de las tres clases de fallas las cuales son determinadas de acuerdo con la orientación de los esfuerzos máximo ( $\sigma_1$ ), intermedio( $\sigma_2$ ) y mínimo( $\sigma_3$ ). A. Falla normal, B. Falla inversa, C. Falla lateral. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

La resistencia de la roca aumenta con la presión de la roca circundante, también llamada presión de confinamiento o el gradiente de presión, pero disminuye con la temperatura. Los primeros 10 a 15 km de la corteza la fragilidad de la roca es mayor y conforme aumenta la profundidad, el gradiente de presión y la temperatura se hacen cargo de debilitar progresivamente a las rocas, dando lugar a que tengan un comportamiento dúctil (Tarbuck & Lutgens, 2005).

Existen varios tipos de flujos dúctiles que pueden ocurrir en la corteza y el manto; estos dependen del ambiente y la presión. El aumento de la temperatura actúa para reducir la viscosidad aparente y aumentar la velocidad de deformación, mientras que el aumento de presión produce que la fluencia del material sea más lenta. A altas temperaturas y presiones, la fuerza y el flujo de los materiales silicatados que caracterizan a la corteza y al manto se convierte en un flujo dúctil en donde el esfuerzo diferencial ( $\Delta\sigma$ ) y la tasa de deformación ( $\delta\epsilon/\delta\tau$ ) están relacionados mediante una Ley de Flujo de la siguiente manera:

$$\Delta\sigma = [(\delta\epsilon/\delta\tau) / A]^{1/n} \exp[E/nRT],$$

Donde E es la energía de activación del proceso de fluencia, T es la temperatura, R es la constante universal de los gases, n es un numero entero y A es una constante determinada experimentalmente (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

Cuando la magnitud de las tensiones en un material excede el límite elástico y supera la resistencia de su estructura ocurre el flujo plástico, en este, la actividad comienza por los movimientos de deslizamiento de un gran número de

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

imperfecciones en las redes cristalinas de los minerales formadores de rocas, y es producido cuando los enlaces individuales de los átomos vecinos se rompen y se reordenan a lo largo de los planos de deslizamiento dando como resultado bordes lineales llamados dislocaciones que separan a las partes afectadas en el mineral. La deformación está controlada por la densidad de las dislocaciones; cuanto mayor sea la densidad será más difícil que estas se muevan en un proceso conocido como endurecimiento por deformación o endurecimiento por trabajo (Figura 4.8).

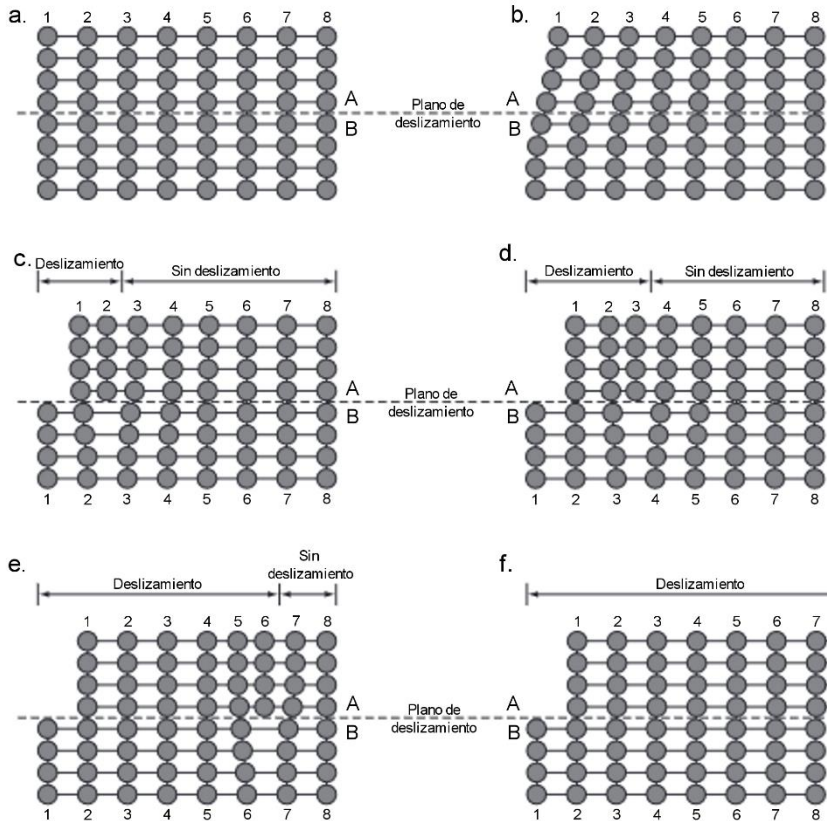


Figura 4.8 En el flujo plástico la estructura cristalina se deforma por la migración de una dislocación a través de un borde lineal. Tomada de (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009)

Existen otros tipos de fluencias que ocurren de acuerdo a la temperatura en donde se encuentran y al tipo de deslizamiento en las redes cristalinas: 1) La fluencia por ley de potencia tiene lugar a temperaturas superiores a  $0.55 T_m$ , es similar al flujo plástico, pero, la difusión de átomos y de sitios desocupados por átomos está permitida por las altas temperaturas lo que da lugar a que no se produzca el endurecimiento por trabajo y se facilita la fluencia de forma estable para después resultar en una recristalización dinámica, mediante la cual se forman nuevos granos de cristal a partir de los viejos. 2) La fluencia por difusión domina cuando las temperaturas superan las  $0.85 T_m$  y es resultado de la migración de átomos individuales a las vacantes durante un gradiente de tensión, esto provoca que la viscosidad aumente y exista un debilitamiento reológico del material. 3) La fluencia plástica en metales y en algunas rocas, es el resultado del deslizamiento coherente de los cristales a lo largo de los límites de los átomos donde se produce el movimiento sin abrir espacios entre las redes cristalinas; está asociada a altas tasas de deformación y se cree que contribuye a la deformación en el manto inferior (Kearey, Klepeis, & Vine, 2009).

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

Un gran evento de deformación importante en el territorio de México se encuentra en la zona oriente de la República Mexicana y es denominado Sierra Madre Oriental (SMO) o el cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. Esta es una provincia geológica formada a partir de la deformación de rocas carbonatadas y terrígenas Mesozoicas provenientes de la planicie costera y del paleo-Golfo de México y por su complejo basal. Estas secuencias fueron deformadas formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. Su longitud alcanza más de 1000 km, presenta de 80 a 200 km de amplitud y sus alturas llegan hasta 2200 msnm (Chávez-Cabello, 2016).

Las litologías, mostradas en la Figura 4.9, de la SMO, indican que está compuesta por rocas sedimentarias marinas evaporíticas, clásticas y calcáreas de edad Jurásico Medio al Paleógeno; esta secuencia marina cubre rocas metamórficas del Precámbrico-Paleozoico; y está sobre rocas vulcano-plutónicas del Permo-Triásico como, las de la Formación Nazas del Jurásico, ubicadas al oriente y centro de México. También cubre a rocas clásticas pertenecientes al Grupo Huizachal del Triásico-Jurásico ubicados al oriente del territorio (Eguiluz de Antuñano, Aranda-García, & Marrett, 2000).

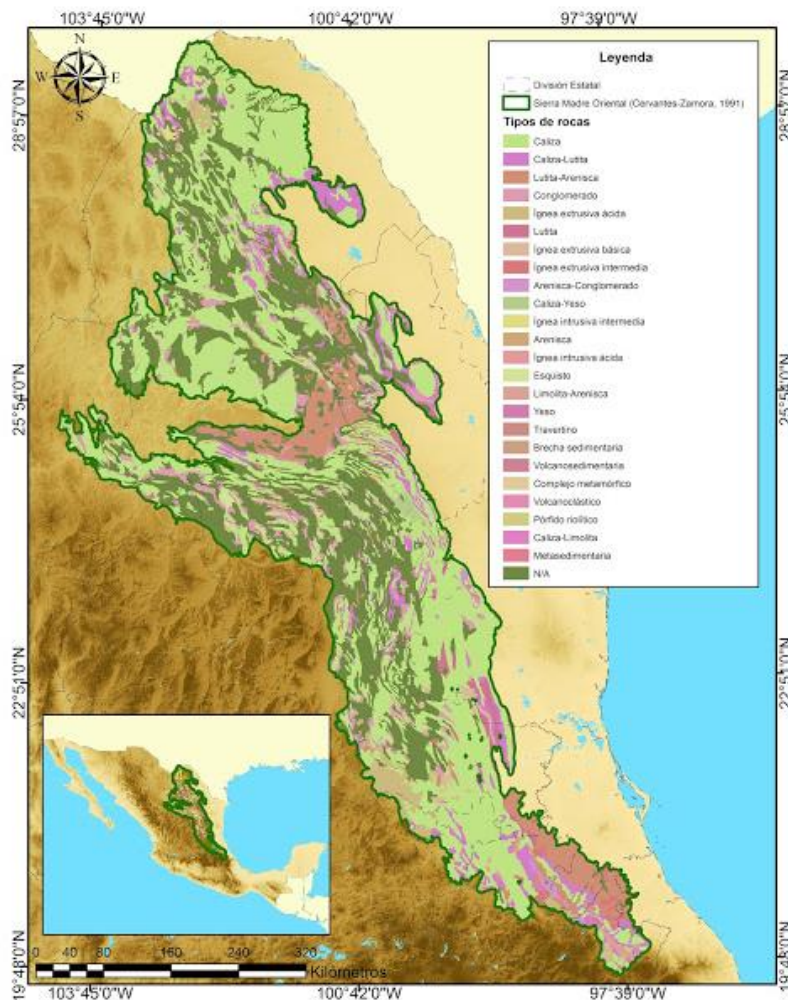


Figura 4.9 Mapa litológico de la Sierra Madre Oriental. Tomada de (Salinas, 2017)

---

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

---

El estilo estructural dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras está determinado por diversos factores, los más contrastantes son los espesores de las rocas deformadas, la ausencia o existencia de rocas evaporíticas en la base, las variaciones en la geometría de cuencas locales y las variaciones en el acortamiento tectónico (~50% en los extremos NW y SE y un promedio de 33% en su parte central) (Eguiluz de Antuñano, Aranda-García, & Marrett, 2000).

Las estructuras características de deformación en la SMO permitieron que se reconocieran dos estilos contrastantes, el más abundante y antiguo corresponde a una deformación de “piel delgada”, la cual es representada por pliegues fallas y cabalgaduras. Esta deformación se desarrolla exclusivamente en la cobertura sedimentaria marina del Jurásico Medio-Eoceno y se presenta dentro de todo el cinturón. A la otra deformación se le denomina de “piel gruesa”, la cual es más joven e involucra una reactivación de fallas del basamento generadas durante el Triásico-Jurásico y asociadas a la apertura del Golfo de México. Estas fallas reactivadas modifican la estructura de despegue de la deformación de la cobertura, generando pliegues tipo sabana y orientaciones ortogonales de pliegues y fallas de alto ángulo (Chávez-Cabello, 2016).

El principal mecanismo que originó la deformación en esta zona es la Orogenia Laramide, asociada a la subducción subhorizontal que generó cizalla en la base de la corteza continental, levantó y reactivó fallas antiguas que afectaron al basamento de la corteza continental. En cuanto a la generación del cinturón plegado y cabalgado, están implicados varios mecanismos de generación; en el sur y el centro de México se interpreta que la acreción del Terreno Guerrero influyo de manera importante en la generación de la cadena plegada, mientras que en el norte y noreste del territorio la cadena plegada se separa del límite con el Terreno Guerrero ya que la evolución y los estilos de deformación parecen ser distintos a los de la zona sur; la presencia de una gruesa secuencia evaporítica en la base sedimentaria al NE de México, un mayor acortamiento en el frente tectónico en comparación con la zona de transpaís y la ocurrencia dominante de pliegues de despegue, nos sugiere que la deformación fue controlada por despegues regionales originados a partir del basculamiento del basamento, el incremento de cargas verticales de sedimentos en la parte del transpaís ocasionadas por el levantamiento inicial del occidente de México durante los inicios de la Orogenia Laramide (Chávez-Cabello, 2016).

#### **4.4 Aspectos económicos y sociales**

El estudio de la tectónica y todos los fenómenos geológicos asociados a ella tiene un efecto directo con la sociedad y con las economías mundiales. Si la tectónica no fuera estudiada y detallada sería técnicamente imposible entender los fenómenos que nos rodean, así como la formación y evolución de los recursos naturales con los que contamos en nuestro territorio.

Las diferentes fisiografías y provincias geológicas presentes en nuestro país indican una extensa historia tectónica que evolucionó hasta formar el territorio tal como lo conocemos actualmente. Dentro del territorio mexicano existen una gran variedad de formas del relieve las cuales se dividen en grandes unidades, relativamente homogéneas, definidas a partir del análisis integral de la información topográfica, geológica, hidrológica y edafológica, las cuales son denominadas provincias y

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

subprovincias fisiográficas. En el caso de la República Mexicana, las formas del relieve de mayores dimensiones son los sistemas montañosos, las grandes altiplanicies y las tierras bajas.

Estas grandes provincias se formaron a partir de la actividad tectónica que ha tenido lugar a lo largo de la evolución cortical del territorio. Durante esta formación, la actividad de las placas tectónicas fue esencial y, como hemos revisado a lo largo de los capítulos anteriores, los procesos de formación son complejos e involucran grandes cantidades de energía, material y tiempo para su evolución. Además de la importancia tectónica y científica, también tiene una gran importancia social y económica ya que la constante evolución de los bordes tectónicos involucra a la formación de grandes yacimientos de recursos naturales, como metales, minerales no metálicos, gas y petróleo, geotermia, entre otros.

Desde tiempos de la conquista, México se reconoce como uno de los territorios con mayores recursos minerales a nivel mundial, ya que cuenta con una gran cantidad de especies minerales con elevados índices de calidad y abundancia, además de una gran variedad de tipologías de depósitos. Esta variedad de especies minerales se da también gracias a la gran diversidad de ambientes geológicos asociados al vulcanismo que existen en el territorio. A lo largo de todo el país se pueden distinguir alineaciones relacionadas a concentraciones de cuerpos mineralizados que, de acuerdo a los tipos y edades de los depósitos metálicos, se clasifican en cinturones metalogenéticos (Figura 4.10). Estos cinturones de grandes volúmenes y con direcciones preferenciales son: el Cinturón Occidental (Cu, Mo, Au y Au, Ag, Cu), el Cinturón Central (Ag, Au, Pb, Zn) y el Cinturón Oriental (Zn, Ag, Pb) con dirección NW-SE; y con dirección E-W se encuentra el Cinturón de Parras y el Cinturón Volcánico (Fe; Ti; Au, Ag; Cu, Zn, Pb, Ag, Au) (Servicio Geológico Mexicano, 2017). Con este mapa es posible estimar que más del 70% del territorio nacional es susceptible a el desarrollo de proyectos mineros, pero solo el 11% del territorio tiene otorgadas concesiones lo que abarca una superficie aproximada de 25.1 millones de hectáreas (Fideicomiso de Fomento Minero, 2018).



Figura 4.10 Mapa de las provincias metalogenéticas de México. Estas provincias son regiones en las que una serie de depósitos minerales poseen características similares. Modificada de (Fideicomiso de Fomento Minero, 2018)

---

#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México

---

Esta gran variedad de mineralogías hace posible que en México se cuente con 33 yacimientos de clase mundial, algunos de los más destacados son los siguientes: a) Fresnillo, el yacimiento de Plata más rico y grande del mundo, explotado de manera subterránea, clasificado como un yacimiento de tipo epitermal; b) Las Cuevas, la mina de Fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) considerada entre las más grandes del planeta, son depósitos en rocas carbonatadas de tipo Mississippi Valley; c) Los yacimientos de manganeso en Molango, en el Estado de Hidalgo, formado a partir de depósitos sedimentario-exhalativos (SEDEX), está entre los más importantes de su tipo en Norte América; d) Cananea, considerado uno de los yacimientos de tipo Pórfido de Cobre más grande del mundo clasificado como metalífero en intrusivos; e) Los yacimientos de celestita ( $\text{SrSO}_4$ ) de los Municipios de San Pedro y Cuatro Ciénegas en Coahuila que, al igual que Las Cuevas, es un depósito de tipo Mississippi Valley; f) Las Salinas de Guerrero Negro, considerada como la salinera más grande del mundo; y g) Los depósitos de carbón, en la Cuenca de Río Escondido en Coahuila (Fideicomiso de Fomento Minero, 2018).

Otro efecto directo de la dinámica de placas es la sismicidad, los bordes de placas del país se consideran un gran referente sísmico. Como se mencionó anteriormente, los sismos son producidos por los movimientos asociados a la rápida liberación de energía acumulada debido al movimiento relativos de los bordes de placas, comúnmente concentrados en los límites de placas y ambientes asociados a estos márgenes. En México actualmente interactúan cinco placas tectónicas: la placa de Norteamérica la cual ocupa casi todo el territorio nacional; la placa del Pacífico abarcando toda la península de Baja California; placa del Caribe al sur-este del país; y las placas de Rivera y Cocos al sur de las costas del Pacífico, en cuyos bordes se concentra la mayor actividad sísmica del país. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) es el organismo encargado de reportar los sismos que pueden impactar dentro del territorio; tan solo en el año 2021 se reportaron 30,130 sismos, de los cuales solo 36 de ellos tuvieron una  $M > 5$ , un rango aproximado en donde la población podría llegar a percibirlo (Servicio Sismológico Nacional, 2021). De acuerdo al mapa de riesgo sísmico (Figura 4.11), los estados con mayor sismicidad son Chiapas, Guerrero, Oaxaca, Michoacán, Colima y Jalisco; todos estos se encuentran de asociados a la trinchera de subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana y a la interacción de la placa del Caribe con la placa Norteamericana; además los estados de Veracruz, Tlaxcala, Morelos, Puebla, Tabasco, Ciudad de México y Estado de México presentan sismicidad asociada a la geometría de la subducción debajo de la Placa Norteamericana. En la parte norte, la Península de Baja California, los estados de Sonora, Sinaloa y partes de Chihuahua y Durango pueden presentar sismicidad asociada a la apertura del Golfo de California.

Las zonas de brecha sísmica son zonas donde no se han producido sismos  $> 7$  en magnitud por un largo periodo de tiempo (50 años o más), y contamos con tres de ellas a lo largo de la costa sur del Pacífico: la Brecha de Guerrero, la Brecha de Jalisco y la Brecha de Chiapas; estas se consideran las áreas de mayor riesgo en el país.



#### 4. La termodinámica en las placas tectónicas de México



Figura 4.11 Mapa de riesgo sísmico en la República Mexicana. La zona D coloreada de rojo representa la zona con mayor peligro en cuanto a la sismicidad de los bordes de placas, la C representa un riesgo intermedio a alto al igual que la zona B; mientras que en la zona A no se tienen registros históricos de sismos asociados a la dinámica de las placas tectónicas. Tomada de (Alonso, Castellanos, Grajales, & Ortiz, 2012)

Aunque la Ciudad de México se encuentra ubicada dentro de la zona B, las condiciones del subsuelo del Valle de México le dan las características para ser una zona con alto peligro sísmico, y a lo largo de su historia han ocurrido eventos sísmicos destructivos para la ciudad. El 19 y 20 de septiembre del 1985 ocurrieron dos eventos de 8.1 y 7.6 respectivamente que afectaron gravemente a la infraestructura y a la población de la capital. Los eventos graves más recientes ocurrieron el 7 y 19 de septiembre del 2017 con dos eventos de 8.2 y 7.1 respectivamente, donde el primero afectó en su mayoría a gran parte del estado de Oaxaca y Chiapas, mientras que el segundo afectó a la capital del país con grandes pérdidas en infraestructura y en vidas humanas (Servicio Sismológico Nacional, 2021). El sismo más reciente que afectó a la CDMX ocurrió el 7 de septiembre de 2021, tuvo una magnitud de 7.1, resultando con mayor afectación algunas comunidades del Estado de Guerrero. El mapa de la Figura 4.12 corresponde a la sismicidad anual del año 2017, donde se pueden observar los eventos sísmicos ocurridos hasta ese año y las ubicaciones de sus epicentros.

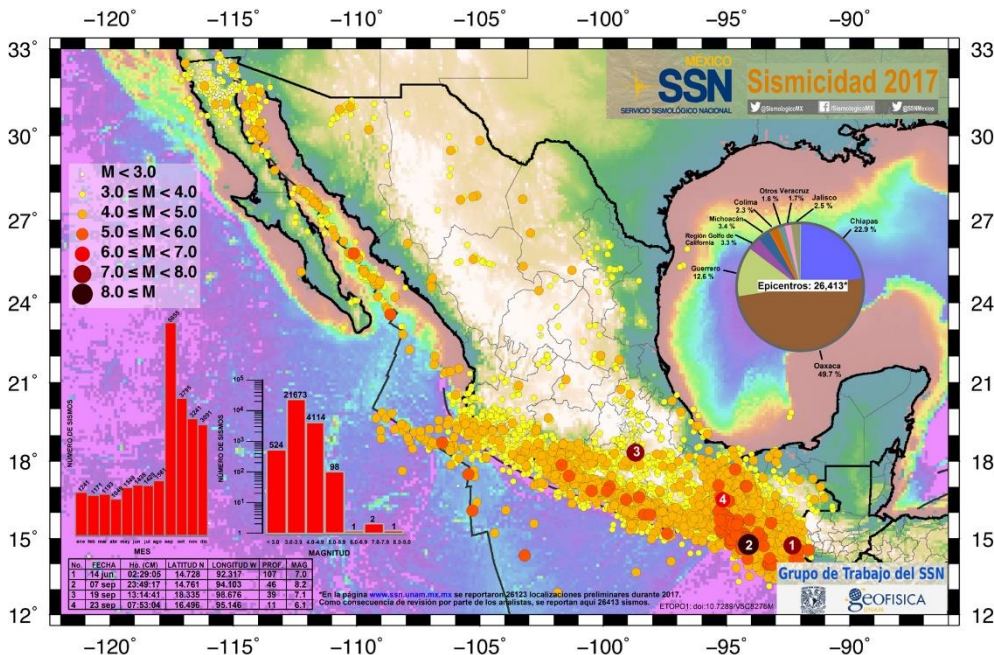


Figura 4.12 Mapa sísmico del año 2017. Tomado de (Servicio Sismológico Nacional, 2021)

## 5. Conclusiones

La Termodinámica y la Tectónica de Placas guardan una estrecha relación, donde la presión, la temperatura, el contenido de volátiles, la composición de las rocas y sus propiedades, además del tiempo geológico juegan un papel preponderante en la formación de océanos y continentes. Su distribución y evolución ha ocurrido desde el Precámbrico hasta la actualidad.

Conjuntando la Termodinámica, la tectónica de placas, la geología y la geofísica, entre otras disciplinas, se pueden explicar la formación de los orógenos, los sismos y el vulcanismo que ha ocurrido en el territorio mexicano a través del tiempo.

Las condiciones de presión y temperatura a las que se encuentran sometidas las rocas dan lugar a que los materiales sufran cambios irreversibles importantes causando deformación, metamorfismo, fusión, vulcanismo y sismicidad, entre otros eventos que han afectado al sistema Tierra.

Las cuencas sedimentarias, las estructuras geológicas (fracturas, fallas, pliegues, domos, etc.); son resultado de diferentes eventos tectónicos, donde las condiciones termodinámicas han influido de manera importante en su origen, evolución y preservación.

Las dorsales oceánicas son zonas de formación del piso oceánico y sistemas montañosos submarinos definidos por las velocidades de apertura de la corteza y de las fallas normales asociadas. Al abrirse las placas el espacio es rellenado inmediatamente por material fusionado y diferenciado dando lugar al emplazamiento de basaltos tipo MORB partir de la liberación de presión en el material astenosférico inferior.

Los rifts continentales son estructuras de tamaños variables dadas por las separaciones y adelgazamientos en la corteza continental producidos a partir de movimientos de placas, fuerzas de flotabilidad térmica por materiales astenosféricos y por variaciones en el espesor de la corteza y tracciones en la base de la litosfera. Los modelos de rifts estrechos se forman en losas continentales gruesas y antiguas, como el de África Oriental con un alto flujo de calor y un manto superior de baja densidad que genera rocas con composiciones alcalinas, ultra-alcalinas, toleíticas y félsicas, producidas a partir de la fusión parcial del material astenosférico, la asimilación cortical y la mezcla de magmas.

Los rifts anchos son representados principalmente por la Provincia de Basin and Range, formado por un sistema de horst y graben tectónicos, delimitada por una falla de bajo ángulo que adelgaza la corteza y provoca un manto litosférico delgado con grandes flujos de calor y una astenósfera poco profunda propiciando una actividad volcánica calco-alcalina abundante al principio y evolucionando posteriormente a basáltica.

En la apertura de corteza hay tres formas en las que se puede generar la fusión parcial del material. El primero es calentar el manto por transferencia de calor de cuerpos magmáticos del manto profundo, la segunda es bajar la presión ambiental

---

## 5. Conclusiones

---

por descompresión adiabática a partir de la apertura de placas y, por último, adicionar volátiles que bajan las temperaturas del material provocando su fundición. Las zonas de subducción son regiones de reciclaje de sedimentos hidratados, losa oceánica y manto superior que son transformados por procesos metamórficos en una serie de minerales de alta presión. Los minerales iniciales sufren cambios en sus condiciones de temperatura que los llevan a liberar fluidos hidratados que, junto a la fricción, el gradiente geotérmico y la temperatura del manto, desencadena la fusión del manto circundante generando fundidos “contaminados” que buscan ascender a la superficie conformando los arcos volcánicos de composiciones heterogéneas.

La subducción inducida se da entre una losa continental subduciendo a una losa oceánica reciente, delgada y de baja densidad que propicia que la subducción inicie cuando existan esfuerzos de convergencia; conjuntando la tasa de subducción y la ausencia de movimiento de la placa continental provoca un menor ángulo de caída de la losa inferior y un engrosamiento de la losa superior creando orógenos y arcos con composiciones ácidas. Este estilo lo podemos encontrar en regiones como la subducción Andina o la subducción que dio origen al orógeno Himalaya-Tibetano.

La subducción espontánea inicia por la inestabilidad gravitacional de una litosfera oceánica antigua con su manto subyacente que provoca que la litosfera se delamine iniciando la subducción con un ángulo de inmersión pronunciado. Las zonas de subducción intraoceánica siguen este mecanismo creando islas volcánicas como el de las Islas Marianas con un magmatismo máfico; si ocurre un roll-back en la losa inferior la trinchera retrocede formando una extensión en la zona de trasarco de la losa superior como ocurren en el archipiélago japonés y el Mar de Japón.

Las fallas transformantes se dan por el movimiento lateral a lo largo del eje de fractura que no genera ni destruye corteza considerándose como una conexión que transforma un tipo de borde tectónico a otro. En las dorsales oceánicas estas fallas presentan la mayor zona de sismicidad siendo perpendiculares al eje de la dorsal, uniendo dos segmentos con un desplazamiento contrario a la expansión de la dorsal y una velocidad igual a la tasa de expansión.

Los bordes transcurrentes se encuentran acompañados por un conjunto de fallas asociadas al eje principal dadas por el mecanismo de compresión o tensión de la falla principal. En el Sistema de Fallas de San Andrés, por ejemplo, la longitud de la falla penetra en la corteza inferior de forma casi vertical llegando a compensar el Moho; las fracturas y fluidos penetrados a lo largo de la superficie de despegue de las fallas asociadas indican movimientos de transpresión al norte de la estructura; mientras que la presencia de cuencas tipo pull-apart y fallas normales, en la zona sur, muestra una desviación del curso de la falla con movimientos transtensivos.

Los Hot-spots son responsables de la formación de grandes complejos volcánicos y la mayor parte de la energía emitida por la Tierra, que en la corteza continental pueden llegar a formar las llamadas LIP's. Los hot-spots se originan cuando se transfiere energía del núcleo externo líquido a la capa D" provocando una anomalía de temperaturas que da lugar a diapiros o plumas del manto que ascienden a través

---

## 5. Conclusiones

---

del manto como corrientes calientes penetrando la corteza jugando un papel importante en el sistema de convección del manto de la Tierra.

Las heterogeneidades de la capa D" se ven reflejadas en las velocidades sísmicas que se obtienen de cada zona influenciadas por los cambios de fase de la perovskita, aumento de densidad y temperatura y cambios en la viscosidad del material. Las zonas con velocidades sísmicas ultrabajas, normalmente se encuentran debajo de donde se desarrollan los principales puntos calientes como la cadena volcánica Hawái-Emperador; mientras que en las zonas donde aumentan las velocidades sísmicas ocurren en su mayoría debajo de las regiones donde hay losas en subducción como lo es la zona de subducción de América Central.

La sismicidad ocurre a lo largo de todos los bordes tectónicos y sus morfologías asociadas, al determinar el foco de origen del sismo se puede modelar el mecanismo de origen asociado con el terremoto, incluyendo la orientación de la falla y el vector de deslizamiento del movimiento entre los dos bloques o placas, proporcionando información cualitativa del estilo de deformación en los materiales y una medida cuantitativa de la tasa de deformación a largo plazo bajo condiciones de carga externas.

A lo largo de la Trinchera Mesoamericana, las placas de Rivera y Cocos subducen debajo de la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe provocando sismicidad distribuida irregularmente, eventos de deslizamiento lento y temblores no volcánicos en la superficie continental. El ángulo de inmersión de la Placa de Rivera es más pronunciado que el de Cocos, provocado por una mayor tracción en la losa con respecto a la succión de la cuña del manto. Mientras que la Placa de Cocos se encuentra subducida de forma subhorizontal teniendo sismicidad intra-losa ocasionada por la deshidratación de la losa, las tensiones de flexión, la tracción y las tensiones térmicas.

La tectónica y el vulcanismo están estrechamente relacionadas existiendo grandes regiones volcánicas asociadas a la actividad tectónica. La Sierra Madre Occidental es una de las provincias ígneas silícicas más grandes del mundo, resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos asociados a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa Norteamericana y a la apertura del Golfo de California. Su evolución tectónica comenzó con un arco volcánico próximo a la trinchera, que comenzó a migrar dentro del continente por un cambio de ángulo a subhorizontal de la placa inferior originando en la zona de tras arco la orogenia Laramide; al término, el arco volvió a migrar hacia la trinchera por un roll-back de la Placa Farallón debido a una menor tasa de subducción y originando un periodo de extensión. Finalmente, cuando las placas del Pacífico y Norteamericana entran en contacto en la zona de California produjo una ventana astenosférica frente a la zona de contacto que llevo a que la placa en subducción se despegara de la parte más somera.

Otro gran rasgo volcánico asociado a un margen tectónico de convergencia es la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana. Considerada relativamente joven y única ya que al ser la subducción de dos placas oceánicas independientes (Placa de Cocos y Placa de Rivera) debajo de una única placa (Norteamericana) afecta la

---

## 5. Conclusiones

---

estructura térmica de toda la zona, origina metamorfismo y controla las características químicas de los materiales involucrados en la subducción.

La Sierra Madre Oriental fue originada principalmente a partir de la Orogenia Laramide y otros eventos como la acreción del Terreno Guerrero. En ella se reconocen dos estilos de deformación, el primero se denomina de “piel delgada” representado por pliegues, fallas y cabalgaduras encontrándose a lo largo de toda la provincia y solo en la cobertura sedimentaria marina del Jurásico Medio-Eoceno; la otra deformación de “piel gruesa”, involucra la reactivación de fallas del basamento, modificando su estructura de despegue y generando pliegues tipo sabana con orientaciones ortogonales y fallas de alto ángulo.

Las diferentes provincias geológicas y fisiográficas en el territorio nacional nos indican de una extensa historia tectónica que evoluciono hasta formar lo que conocemos actualmente. La constante evolución tectónica involucra además la formación de grandes yacimientos de recursos naturales como metales, minerales no metálicos, gas, petróleo, recursos geotérmicos, entre otros. Estos son altamente valorados y cotizados en diferentes industrias que le dan a México un alto valor económico mundial.

## Cuestionario de autoevaluación

1. Geofísico que introdujo por primera vez el concepto de Deriva continental:  
a) Alfred Wegener  
b) James Hutton  
c) Alexander Du Toit  
d) Tuzo Wilson
2. De acuerdo con el modelo dinámico de la Tierra, la cual la divide por sus propiedades físicas y resistencia mecánica de los materiales. ¿Cuál es la capa en donde se presentan corrientes convectivas que provocan el movimiento de las placas tectónicas?  
a) Litosfera  
b) Discontinuidad de Gutenberg  
c) Corteza  
d) Astenosfera
3. Es la capa intermedia delimitada desde la discontinuidad de Mohorovičić y hasta la discontinuidad de Gutenberg, ocupa el 82% del volumen de la Tierra, se comporta como un sólido-elástico y tiene una composición ultramáfica, rica en hierro y silicatos ricos en magnesio.  
a) Discontinuidad de Mohorovičić  
b) Manto  
c) Astenosfera  
d) Núcleo interno
4. Nombre de la placa tectónica que diverge debajo de la Placa Norteamericana frente a las costas de Jalisco y Colima:  
a) Placa del Caribe  
b) Placa de Nazca  
c) Placa de Cocos  
d) Placa de Rivera
5. El aumento gradual de la temperatura conforme a la profundidad en la Tierra se refiere a:  
a) Temperaturas  
b) Gradiente de geopresión  
c) Gradiente geotérmico  
d) Geotermas
6. ¿Cuáles son algunas de las variables que se consideran para el cálculo del gradiente de presión en el interior de la Tierra?  
a) Profundidad, densidad, gravedad  
b) Presión, altura, aceleración gravitacional  
c) Profundidad, gravedad, composición química  
d) Altura, composición química
7. El transporte de calor en la Tierra se da a partir de:  
a) Tracción, convección, velocidad  
b) Convección, radiactividad, temperatura  
c) Conducción, convección y/o radiación  
d) Presión, convección, conducción
8. Nombre de la zona en donde el material producido por la apertura de una dorsal oceánica se vuelve rígido y estable, además es en donde se encuentran las zonas con mayor profundidad del piso oceánico:

- a) Chimeneas volcánicas  
b) Valle de rift
- c) Zona de acreción crestal  
d) Lavas almohadilladas
9. Durante la apertura del piso oceánico el material magmático que se ubica por debajo de la dorsal comienza una fusión parcial relacionada directamente con la:
- a) Liberación de presión  
b) Aumento de temperatura
- c) Cambio de composición  
d) Adición de volátiles
10. Los rifts continentales formados en una litósfera gruesa y antigua comúnmente crean morfologías de:
- a) Rifts estrechos  
b) Rifts anchos
- c) Fallas de bajo ángulo  
d) Horts y Grabens
11. Zona en donde se genera la mayor parte de la actividad sísmica de la losa inferior en una zona de subducción, siendo el resultado de la deformación interna de los materiales.
- a) Zona de ruptura  
b) Zona de Benioff-Wadati
- c) Trinchera  
d) Prisma de acreción
12. Nombre del fenómeno producido a partir de un aumento en el ángulo de subducción de la losa inferior, provocando que la trinchera migre alejándose del arco volcánico originando extensión en la losa superior.
- a) Subducción espontanea  
b) Delaminación
- c) Subducción inducida  
d) Roll-back
13. ¿Cuál es el que mecanismo de subducción al que se relaciona la existencia de una subducción superficial y un acoplamiento de la losa inferior con la losa superior generando estructuras como plegamientos, prismas de acreción y apilamientos en la corteza superior?
- a) Subducción espontánea  
b) Subducción inducida
- c) Transcurrencia  
d) Subducción intraoceánica
14. ¿Cuáles son las fallas laterales perpendiculares a las dorsales oceánicas?
- a) Fallas transcurrentes  
b) Fallas transpresivas
- c) Fallas transformantes  
d) Fallas transtensivas
15. Los esfuerzos de transtensión en una falla transcurrente generan estructuras topográficas como:
- a) Pliegues y cabalgaduras  
b) Fallas inversas
- c) Cuencas foreland  
d) Graben y cuencas pull-apart
16. Los hot-spots son originados a partir de plumas del manto las cuales se producen en:
- a) Capa D"  
b) Manto inferior
- c) Moho  
d) Núcleo exterior

17. En la capa D", ¿a qué ambiente tectónico actual se relaciona las velocidades sísmicas ultrabajas?

- a) Subducción América Central
- b) Dorsal Africana
- c) Cadena Hawái-Emperador
- d) Islas Marianas

18. Principio del origen de los terremotos basada en el modelo de acumulación de energía sobre el plano de falla.

- a) Ley de Hooke
- b) Teoría del rebote elástico
- c) Principio de elasticidad
- d) Ejes focales

19. La Placa de Rivera y la Placa de Cocos son remanentes de la:

- a) Placa Norteamericana
- b) Placa Pacífica
- c) Placa Farallón
- d) Placa del Caribe

20. La sismicidad que se da en la subducción sub-horizontal de la Placa de Cocos se conoce como:

- a) Sismicidad de trinchera
- b) Sismicidad de ruptura
- c) Sismicidad de subducción
- d) Sismicidad intra-losa

21. Se define como cualquier cambio en el tamaño, forma y/o posición de un material.

- a) Orientación
- b) Deformación
- c) Fluidez
- d) Resistencia

### **Preguntas de respuesta abierta**

1. ¿Cuál es la relación entre la topografía y la velocidad de separación del margen en una dorsal oceánica?

*La morfología es controlada por la tasa de separación del margen; entre más rápido se separen las placas, la morfología será más suave, mientras que si la separación es más lenta la morfología será más accidentada, lo que podría llegar a crear grandes cadenas montañosas submarinas.*

2. Los basaltos tipo MORB que rellenan los ejes de apertura de una dorsal oceánica evolucionan a partir de una fusión parcial de la Iherzolita. ¿Cómo actúa la presión en el proceso de fusión parcial y cuál es el resultado final de este proceso?

*La liberación de presión dada por la apertura de placas provoca que la Iherzolita ubicada debajo del eje de la dorsal se descomprima deprimiendo los puntos de fusión del material y resultando en una masa fundida de composición basáltica que comienza a subir acumulándose en la cima de la cámara magmática y alimentando el eje de la dorsal oceánica; este proceso continua hasta agotar por completo el*



*diópsido de la peridotita original quedando como restante una peridotita compuesta principalmente de olivino y enstatita la cual es denominada como harzburgita.*

3. ¿Qué factores pueden inducir la ruptura de la corteza continental para generar los rifts continentales?

*Los movimientos de placas, fuerzas de flotabilidad térmica debidas a flotamientos astenosféricos, tracciones en la base de la litosfera debido a convecciones en el manto y/o por fuerzas de flotabilidad o gravitacionales creadas por variaciones en el espesor de la corteza.*

4. ¿Cuáles son las tres formas en las que se puede generar la fusión parcial del material del manto superior debajo de las fisuras tectónicas produciendo actividad ígnea? Explique brevemente.

*El primero es calentando el manto por encima de su geotermia normal con perturbaciones relacionadas a la trasferencia vertical de calor por plumas del manto; el segundo es reducir la presión ambiental mediante el estiramiento litosférico provocando una descompresión adiabática la fusión del magma; por último, adicionar volátiles que alteran las temperaturas del material permitiendo que la roca se funda a temperaturas inferiores.*

5. Durante la inmersión de la losa inferior en una subducción, los materiales llegan a la Zona de Benioff donde se genera una gran sismicidad, ¿por qué ocurre la sismicidad en esta zona y a que procesos se relaciona?

*Los terremotos ocurridos en la Zona de Benioff ocurren como resultado de la deformación interna de la placa descendente relativamente fría, que al entrar en contacto con un material más caliente provoca que la placa se deshidrate y ocurran reacciones metamórficas; al momento de la deshidratación se generan altas presiones en los poros que reactivan los planos de falla preexistentes de la flexión inicial produciendo los terremotos por falla frágil o fragilización por deshidratación.*

6. ¿Cómo se relaciona el movimiento de apertura de una dorsal oceánica con el movimiento de las fallas transformes?

*El movimiento de apertura de una dorsal oceánica es también el movimiento que genera a la falla transformante actuando como unión entre segmentos de toda una dorsal, por lo que la velocidad a la que se mueve la falla transformante también corresponde a la velocidad de expansión del piso oceánico, el desplazamiento del borde transforme es contrario al desplazamiento de expansión de la dorsal.*

7. Explica la relación entre las heterogeneidades de la capa D" y los cambios en las velocidades sísmicas.

*Las variaciones en la mezcla de hierro fundido del núcleo con la perovskita del manto terminan formando nuevos minerales de alta presión que se relacionan a las zonas con velocidades sísmicas ultrabajas ya que aquí es donde existen*

*temperaturas más altas, fusión parcial y baja viscosidad. En las zonas donde aumenta las velocidades sísmicas está relacionado con cambios de fase de la perovskita, aumento de densidad y temperatura, y una viscosidad baja, encontradas en las zonas donde hay losas en subducción.*

8. Explica brevemente el origen y ascenso de las plumas del manto en la creación de un hot-spot

*Se generan cuando se trasfiere energía de puntos calientes del núcleo externo líquido a la base del manto o a la capa D", el material tiene temperaturas mayores a las del manto circundante por lo que comienza a ascender a través de él generando un conducto cilíndrico con una cabeza de globo que compensa la ralentización al ascender; al llegar a profundidades de 100-150 km, el material comienza a fusionarse permitiendo que penetre a través de la corteza.*

9. ¿Por qué se considera inusual el ángulo de subducción de la Placa de Rivera y que factores son los que la controlan?

*Se considera inusual, ya que se esperaría que al ser más joven y ligera tuviera una mayor flotabilidad y por lo tanto un ángulo de inmersión más pequeño; esto podría deberse a la desaceleración en la tasa de convergencia combinado con una disminución en la viscosidad de la losa que reduciría la presión dinámica de la cuña del manto permitiendo que la tracción de la losa dominara sobre la succión de la cuña.*

10. De acuerdo con los modelados geofísicos de la subducción de la Placa de Rivera y Cocos, ¿Cómo se comporta la cuña del manto para poder fusionarse?

*La cuña del manto sobre la Placa de Rivera está menos hidratada que la de la losa de Cocos, pero debido a que está más caliente, el manto puede fusionarse incluso si hay una baja cantidad de agua ( $H_2O < 0.5\%$ ). Además, el manto litosférico por debajo de la Faja Volcánica Transmexicana es muy delgado debido a la temperatura coincidente a la del manto litosférico ( $1300^\circ C$ ) cercano a la zona del Moho*

11. ¿Cuáles son los dos tipos de deformación que se encuentran en la Sierra Madre Oriental?

*El primero se denomina de "piel delgada" representado por pliegues, fallas y cabalgaduras encontrándose a lo largo de toda la provincia y solo en la cobertura sedimentaria marina del Jurásico Medio-Eoceno; la otra deformación de "piel gruesa", involucra la reactivación de fallas del basamento, modificando su estructura de despegue y generando pliegues tipo sabana con orientaciones ortogonales y fallas de alto ángulo.*

**Respuestas**

1. a  
2. d  
3. b  
4. d  
5. c  
6. a  
7. c

8. c  
9. a  
10. a  
11. b  
12. d  
13. b  
14. c

15. d  
16. a  
17. c  
18. b  
19. c  
20. d  
21. b

## Referencias

- Aguayo-Camargo, J. E., & Córdova, S. M. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, XLVIII(2). doi:<http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1987v48n2a2>
- Alonso, F., Castellanos, J., Grajales, J., & Ortiz, J. (2012). Evaluación del estado de condición físico de estructuras en zona de riesgo en la ciudad de Tuxtla Gutiérrez Chiapas, México. *Revista Espacio I+D Innovación más Desarrollo*, 1, 60-87. doi:10.31644/IMASD.1.2012.a03
- Bloomer, S. H., & Hawkins, J. W. (1987). Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench. *Contributions to Mineralogy and Petrology*(97), 361-377.
- Briceño, L. A., & Eslava, J. A. (1993). La Temperatura del Interior de la Tierra. *Geofísica Colombia*(2), 2-30.
- Brown, D., & Ryan, P. D. (2011). *Arc-Continental Collision*. Berlin: Springer.
- Bryant, I., Herbst, N., Dailly, P., & Dribus. (2012). Bryant I., Herbst N., Dailly P., Dribus, J.R., De cuenca a cuenca: La tectónica de placas en exploración. *Oilfield Review*(24), 38-58.
- Cervantes Velazquez, A. (2001). Geoquímica de los fluidos de las ventilas hidrotermales de Punta Mita, Nayarit. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Chávez-Cabello, G. (2016). La Sierra Madre Oriental de México, un cinturón orogénico de pliegues y cabalgaduras de la cordillera de Norteamérica. *Ciencia UANL*(82). Obtenido de <http://cienciauanl.uanl.mx/?p=6714>
- Condie, K. C. (1997). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Oxford: Butterworth-Heinemann.
- Cox, A., & Hart, R. B. (1986). *Plate Tectonics. How it Works*. Cambridge: Blackwell Scientific Publications, Inc.
- Davies, G. F. (2011). *Mantle Convection for Geologists*. New York: Cambridge University Press.
- de Kock, M. O., Evans, D. A., & Beukes, N. J. (2009). Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic. *Precambrian Research*(174), 145-154. doi:10.1016/j.precamres.2009.07.002
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 1-26. doi:10.18268/BSGM2000v53n1a1

- Fei, Y., & Bertka, C. M. (1999). Phase transitions in the Earth's mantle and mantle mineralogy. *The Geochemical Society*(6), 189-207.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico Subduction zone. *Tectonophysics*(522-523), 122-149. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*(3), 343-378.
- Fideicomiso de Fomento Minero. (2 de Octubre de 2018). *Contexto de México en la Minería*. Obtenido de Gobierno de México: <https://www.gob.mx/fifomi/articulos/contexto-de-mexico-en-la-mineria?idiom=es>
- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. (2011). *Plate Tectonics*. Berlin: Springer.
- Fukao, Y., Obayashi, M., & Nakakuki, T. (2009). Stagnant Slab: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*(37), 19-46. doi:10.1146/annurev.earth.36.031207.124224
- Giunta, G., Navarro, E., Beccaluva, L., Bellia, S., Comin-Chiaramonti, P., Dengo, G., . . . Carnemolla, S. (1996). Geología de las Margenes de la Placa del Caribe: Generalidades en Guatemala, Costa Rica, La Española y Resultados Preliminares del Análisis de una Transversal en la Cordillera de la Costa de Venezuela. *Rev. Geol. Amér. Central*, 19(20), 7-28.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*(3), 227-283.
- Hamblin, W. K., & Christiansen, E. h. (2004). *Earth's Dynamic Systems* (10° ed.). Person.
- Hirose, K. (2007). POST-PEROVSKITE PHASE TRANSITION AND THE NATURE OF THE D" LAYER. En D. A. Yuen, S. Maruyama, S.-i. Karato, & B. F. Windley (Edits.), *Superplumes: Beyond Plate Tectonics* (págs. 69-83). Países Bajos: Springer.
- Howell, J. R., & Buckius, R. O. (1990). *Principios de Termodinámica para Ingeniería*. Ciudad de México: McGraw-Hill.
- Jaupart, C., & Mareschal, J. C. (2011). *Heat Generation and Transport in the Earth*. New York, United States of America: Cambridge University Press.
- Kearey, P., Klepeis, K. a., & Vine, F. j. (2009). *Global Tectonics*. Oxford: Wiley-Blackwell.

- Kious, J., & Tilling, R. (1996). *This Dynamic Earth*. Denver: USGS. Obtenido de <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html>
- Kusky, T. (2008). *Earthquakes. Plate Tectonics and Earthquake Hazards*. Nueva York: Facts On File.
- Labotka, T. C. (2014). *Geology 310—Mineralogy*. Recuperado el Noviembre de 2020, de <https://www.labotka.net/310/>
- Lubnina, N. V., & Slabunov, A. I. (2011). Reconstruction of the Kenorland Supercontinent in the Neoproterozoic Based on Paleomagnetic and Geological Data. *Moscow University Geology Bulletin*, 66(4), 242-249.
- Mainprice, D., & Ilderson, B. (2009). Seismic Anisotropy of Subduction Zone Minerals-Contribution of Hydrous Phases. En S. Lallemand, & F. Funiciello, *Subduction Zone Geodynamics* (págs. 63-85). Berlín: Springer.
- Manea, V. C., Manea, M., & Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 56-81.
- Martínez López, M. R., & Mendoza, C. (2016). Acoplamiento sismogénico en la zona de subducción de Michoacán-Colima-Jalisco, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 199-214.
- Mooser, F., & Ramírez, M. T. (1987). Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura tectónica y vulcanotectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XLVIII(2).  
doi:<http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1987v48n2a6>
- Moreno, T., Wallis, S., Kojima, T., & Gibbons, W. (2016). *The Geology of Japan*. London: The Geological Society.
- Pisarevsky, S. A., Wingate, M. T., Powell, C. M., & Johnson, S. P. (2003). Models of Rodinia assembly and fragmentation. *Geological Society London Special Publications*(206), 35.55. doi:10.1144/GSL.SP.2003.206.01.04
- Robb. (2005). *Introduction to ore forming process*. Reino Unido: Blackwell.
- Salinas, M. (16 de Enero de 2017). Obtenido de Rumbo a la Sierra Madre Oriental A.C.: <http://sierra-madre-oriental.blogspot.com/2017/01/geologia-de-la-sierra-madre-oriental.html>
- Schettino, A. (2015). *Quantitative Plate Tectonics*. Suiza: Springer International Publishing.
- Schlumberguer. (2021). *Oilfield Glossary en Español*. Obtenido de <https://glossary.oilfield.slb.com/es/terms/p/petroleu>

- Servicio Geológico Mexicano. (22 de Marzo de 2017). *Yacimientos minerales en México*. Obtenido de Gobierno de México:  
[https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones\\_geologicas/Yacimientos-minerales-en-Mexico.html](https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones_geologicas/Yacimientos-minerales-en-Mexico.html)
- Servicio Geologico Mexicano. (2019). *SGM*. Obtenido de  
<https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Evolucion-tectonica-Mexico.html>
- Servicio Sismológico Nacional. (2021). *Servicio Sismológico Nacional*. Obtenido de Geofísica UNAM: <http://www.ssn.unam.mx/>
- SGM. (22 de Marzo de 2017). *Evolución de los continentes*. (S. G. Mexicano, Editor) Recuperado el 2021, de  
<https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Evolucion-de-los-continentes.html>
- Stüwe, k. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere*. New York: Springer.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra* (8° ed.). Madrid, España: Pearson.
- Tolson, G. (febrero de 2019). *Instituto de Geología*. Obtenido de  
<http://www.geologia.unam.mx:8080/igl/index.php/difusion-y-divulgaciones/temas-selectos/568-la-teoria-de-la-tectonica-de-placas-y-la-deriva-continetal>
- Tovar-Cabañas, R., Jáuregui-Díaz , J. A., & Vázquez-Espinosa, S. A. (2020). Moda, media y mediana de la altura del relieve mexicano. *REALIDAD, DATOS Y ESPACIO REVISTA INTERNACIONAL DE ESTADÍSTICA Y GEOGRAFÍA*, 11(3). Obtenido de  
<https://rde.inegi.org.mx/index.php/2020/12/02/moda-media-y-mediana-de-la-altura-del-relieve-mexicano/>
- Turcotte, D., & Schubert, G. (1990). *Geodynamics* (2° ed.). Inglaterra: Cambridge.
- Varela, R. (2014). Recuperado el Octubre de 2020, de Manual de Geología:  
[http://www.insugeo.org.ar/libros/misc\\_21/pdf/varela\\_misclanea\\_21\\_manual\\_de\\_geologia.pdf](http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_21/pdf/varela_misclanea_21_manual_de_geologia.pdf)
- Wark, K. J. (1999). *Termodinámica*. Ciudad de México: McGraw-Hill.
- Wilson, M. (2007). *Igneous petrogenesis*. Países Bajos: Springer.
- Yount, L. (2009). *Alfred Wegener. Creator of the Continental Drift Theory*. EUA: Chelsea House.