

Capítulo 2

Tectónica Global

La teoría de la **tectónica global** fue desarrollada en la década de 1960 y a ella se ajusta actualmente el trabajo de la geología.

El antecedente a mencionar es la teoría de la **Deriva de los Continentes** (Wegener, 1912). Las similitudes de composición, estructura y contenido paleobiológico de India, Australia, Antártida, Sudamérica y África fueron el argumento para postular que en el pasado formaron una única masa continental. La fragmentación y dispersión hasta las actuales posiciones implican su deriva. Con todo, la teoría no tuvo aceptación, por no poder explicar el mecanismo de transporte.

Litosfera y Astenosfera

Es destacable que la previamente conocida estructura interna de la Tierra y la división en corteza, manto y núcleo (ver capítulo anterior) no resultó funcional para la tectónica global.

Para los fines de esta teoría fue importante determinar que la envoltura exterior y funcional de la Tierra es la capa denominada **litosfera**.

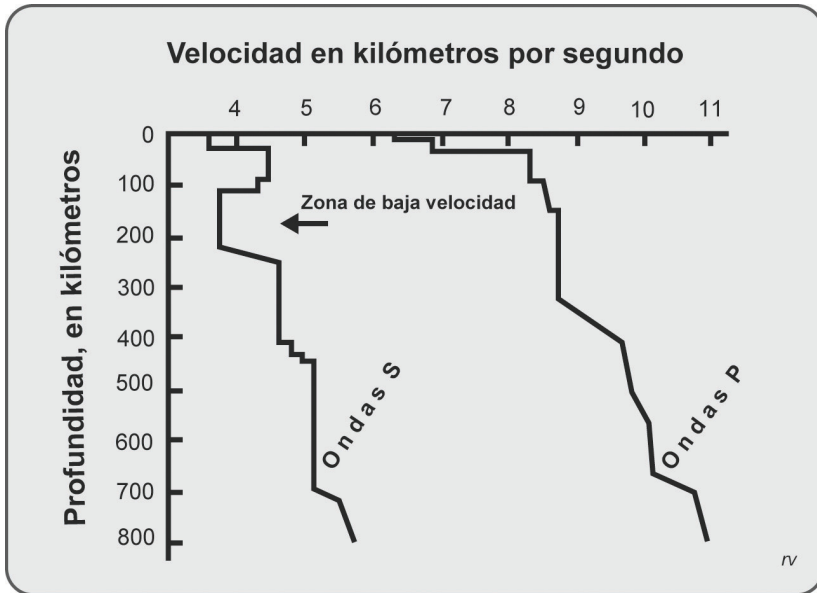


Figura 2.1. Diagrama velocidad de ondas sísmicas *versus* profundidad. Nótese la pérdida de velocidad de ondas S en la franja entre aprox. 100 y 200 km. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La litosfera tiene espesor variable, del orden de 100 km bajo los océanos, e incluye a la totalidad de la corteza y a la parte superior del manto, que puede denominarse **manto litosférico**. En el manto remanente, por debajo de la litosfera, hay una capa que recibe el nombre de **astenosfera**, la que se define entre las profundidades de 100 y 200 km. Las ondas sísmicas la detectan por la pérdida de velocidad que acusan las ondas S al atravesarla (**zona de baja velocidad**), lo que se interpreta como existencia de fundidos. El porcentaje de material líquido sería bajo, del orden de 1%, aunque suficiente para permitir el desacople de la litosfera de su yacente (Fig. 2.1).

La litosfera es rígida y quebradiza, fría y mala conductora de temperatura, teniendo dificultad para disipar el calor existente en el interior del planeta. Por el contrario la astenosfera tiene comportamiento dúctil y en el medio de alta temperatura y presión en que se encuentra responde ante esfuerzos como un líquido viscoso, fluyendo sin quebrarse.

Placas litosféricas

En la Tectónica Global, el primer orden de actividad cabe en la organización e interacción de las llamadas **placas litosféricas**, que en número reducido, las mayores son 12, forman la cáscara del planeta (Fig. 2.2).

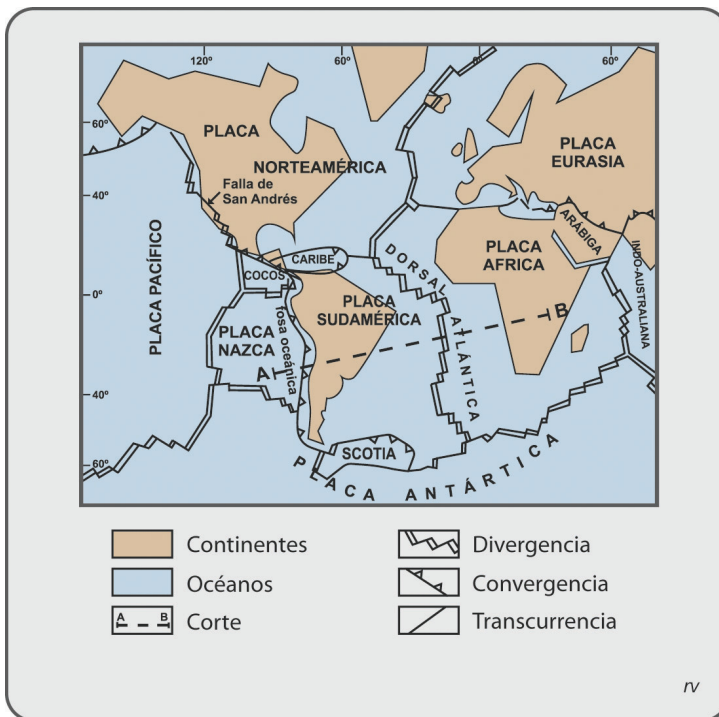


Figura 2.2. Placas litosféricas mayores y límites entre ellas, con indicación de divergencias, convergencias y transurrencias. La sección AB se representa en la Fig. 2.3.

Corrientes convectivas

La idea de **corrientes convectivas** actuando en el manto fue impulsada por el geólogo A. Holmes en la década de 1930 y actualmente es aceptada como un gran circuito de transporte de energía, que disipa calor por determinadas ventanas abiertas en la litosfera y provoca el movimiento de las placas.

La **placa Sudamérica** es una de las placas mayores y como es el caso general, está formada en parte por corteza oceánica (litosfera oceánica) y en parte por corteza continental (litosfera continental).

El corte AB entre Sudamérica y África ilustra sobre los límites entre las placas Nazca, Sudamérica y África, la interacción entre ellas, el sistema de corrientes convectivas y las consecuencias resultantes de la dinámica que se produce (Fig. 2.3).

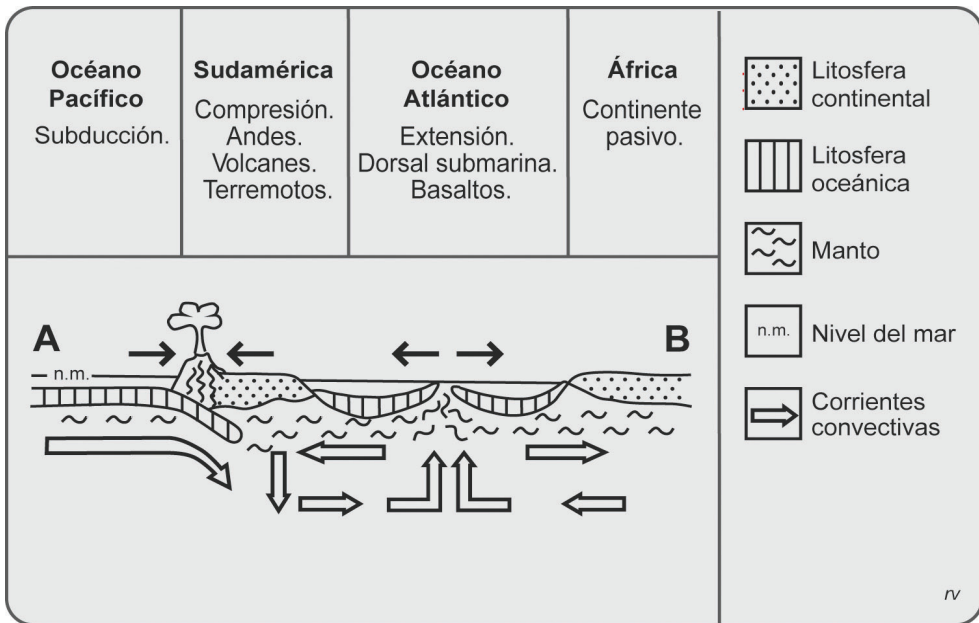


Figura 2.3. Sección tectónica esquemática entre Sudamérica y África. Ubicación en mapa de Fig. 2.2.

Los límites principales de la placa Sudamérica son, por el Este la **dorsal atlántica** y por el Oeste la **fosa oceánica peruano-chilena**.

Límites divergentes. Dorsales oceánicas

La dorsal atlántica es el lugar por donde ascienden las corrientes convectivas mantélicas y generan esfuerzos extensivos, constituyendo el sitio por excelencia para disipar calor, con ascenso de materiales fundidos (magma) procedentes de zonas profundas del manto.

Las dorsales oceánicas son accidentes lineales, que constituyen una red continua recorriendo todos los océanos. El límite de placas que constituyen se denomina **límite divergente**. En ellos ocurre ascenso y cristalización de magma, con formación de rocas que se añaden en franjas de nueva litosfera. Esas rocas son características de los fondos oceánicos y se denominan **basaltos**, destacándose su tonalidad oscura y alta densidad, reflejo del alto contenido de hierro y magnesio. Constituyen la litosfera oceánica. La adición de basaltos en las dorsales oceánicas está relacionada con el alejamiento de las placas que interactúan y el crecimiento de los océanos, proceso que se denomina **expansión de los fondos oceánicos**.

La disposición de la litosfera oceánica en fajas agregadas desde una dorsal oceánica, fue comprobada mediante estudios paleomagnéticos.

La Tierra funciona como un electroimán y en un medio líquido como el de las lavas basálticas, donde los minerales van cristalizando al descender la temperatura, aquellos que son susceptibles magnéticamente se orientan según la polaridad del campo magnético terrestre. Solidificada la lava y constituida la roca, conservará el magnetismo adquirido y su polaridad. Teniendo en cuenta que la polaridad de todo campo magnético cambia espontáneamente repetidas veces en función del tiempo, las sucesivas fajas de corteza oceánica en construcción diferirán en la polaridad magnética, de acuerdo con la polaridad vigente al momento de su cristalización.

La exploración magnética de los fondos oceánicos, perpendicularmente a las dorsales oceánicas, revela una disposición en fajas simétricas a ambos lados de la dorsal, donde alternan basaltos que guardaron **polaridad normal** (igual a la actual) y otros de **polaridad reversa** (polos magnéticos N y S invertidos respecto al vigente en la actualidad). Complementariamente, la edad de las franjas magnéticas puede ser determinada radiométricamente sobre los basaltos. Otra forma de datación es por el contenido de fósiles, esencialmente microfósiles, contenidos en los primeros sedimentos que se apoyan sobre esa parte del fondo oceánico (Fig. 2.4).

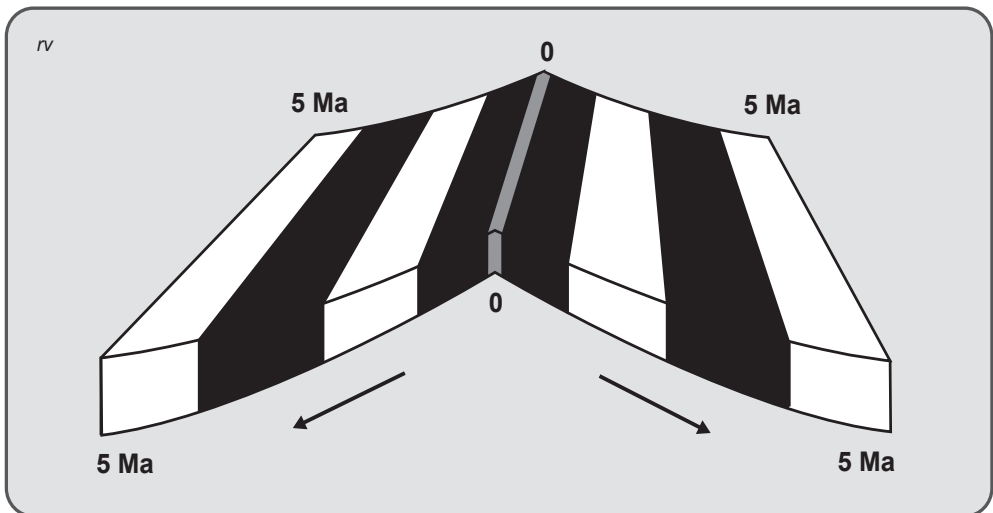


Figura 2.4. Corte transversal esquemático de una dorsal oceánica. En blanco fajas de polaridad normal y en verde fajas de polaridad reversa.

Límites convergentes. Arcos islándicos y Arcos magmáticos

La fosa peruano-chilena es el segundo límite mencionado. Aquí se produce el encuentro de corrientes mantélicas convectivas y de placas que se desplazan en sentidos opuestos, por lo que se denomina **límite convergente**. Una de las placas se hunde por debajo de la otra, mecanismo llamado **subducción**. La placa inferior es asimilada por el manto, produciéndose destrucción de litosfera oceánica. En la placa superior hay importante adición de rocas graníticas y eventualmente se construye una cadena de montaña (Fig. 2.2 y 2.3).

En los límites convergentes resulta importante diferenciar la calidad de litosferas que se encuentran. Si la relación es litosfera oceánica *versus* litosfera oceánica, el resultado es la construcción de un **arco de islas** o **arco islándico** en la placa superior, como los arcos de las Islas Aleutianas e Islas Marianas, en el océano Pacífico (Fig. 2.5 A). Si la relación es entre litosfera oceánica y litosfera continental, siempre la placa que subduce es la placa oceánica y en el margen de la placa continental se construye un **arco magmático** o **arco volcánico** (Fig. 2.5 B).

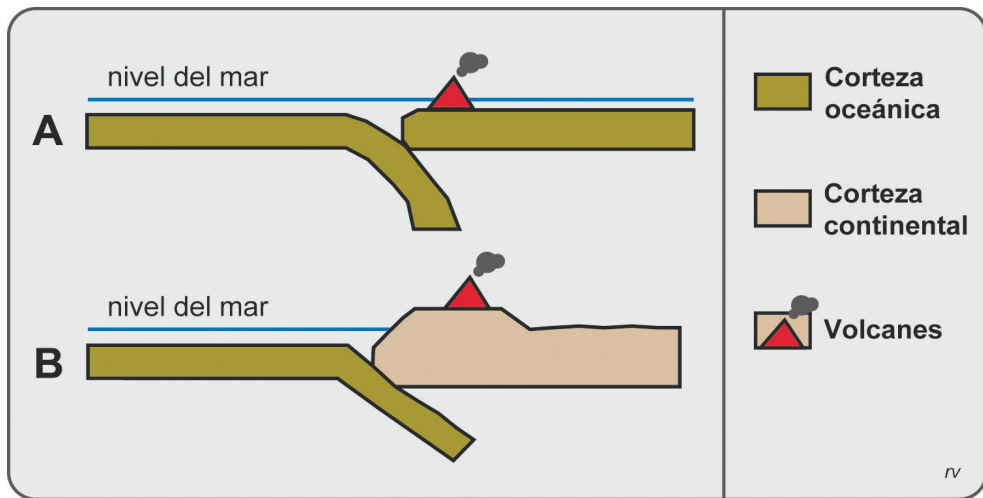


Figura 2.5. Esquema de Arco de Islas (A) y Arco magmático (B). Notar que en los arcos de islas ambas placas quedan por debajo del nivel del mar.

Un arco islándico puede considerarse el sitio primordial o punto de partida para la generación de corteza continental, por diferenciación de materiales basálticos de corteza oceánica. Con el transcurso del tiempo geológico, la estabilización de los primeros continentes y subducción de corteza oceánica por debajo de ellos condujo a mayores diferenciaciones en ambiente de arco magmático. En los arcos magmáticos la materia prima de los fundidos proviene, al menos en parte, de una corteza continental previa.

El término **diferenciación** se refiere a la separación de dos o más clases de materiales a partir de un reservorio uniforme. Según el conocimiento actual, luego de la individualización del planeta (hace

4.565 Ma), se postula una temprana diferenciación manto-núcleo, completada hace 4.450 Ma. La composición del núcleo se estima similar a la de los meteoritos metálicos, formados en promedio por 90,78% de hierro, 8,59% de níquel y 0,63% de cobalto. En el lapso 4.450 Ma-3.850 Ma, habría existido una Protocorteza Basáltica, sometida a un intenso bombardeo meteorítico. El tiempo entre 3.850 y 3.820 Ma sería de transición hacia las condiciones en que operaría, hasta el presente, la Tectónica Global, con la existencia de océanos y continentes en un régimen que provocaría constantemente la diferenciación de los materiales que componen el manto (Moorbath, 2005).

La actividad geológica posterior a los -3.820 Ma de antigüedad, se entiende que operaría sobre una Tierra sólida, con un núcleo y manto definidos, y necesidad de disipar calor, tanto remanente de la etapa de impactos meteoríticos como de la que constantemente se agrega por desintegración radioactiva. Los experimentos y modelados de laboratorio indican que la isoterma de 1.250°C es el límite en el que las rocas del manto se funden parcialmente, constituyendo el tope de la astenosfera. Sería ese el comienzo operativo de la Tectónica Global, con dorsales oceánicas, zonas de subducción y procesos de diferenciación que extraerían materiales livianos desde el manto para ir paulatinamente formando la corteza que integra los continentes. Cabe resaltar que el límite Corteza-Manto es composicional, diferente al límite Litosfera-Astenosfera que es un límite térmico.

Orogénesis

En la interacción convergente de placas con desarrollo de un arco magmático (litosfera oceánica *versus* litosfera continental), la subducción conduce a la construcción de un arco magmático y el proceso eventualmente va acompañado de engrosamiento cortical por adición magmática y contracción tectónica, que instala un tipo especial de cadena de montaña, un **orógeno**, en un proceso denominado **orogénesis**.

Los ambientes orogénicos se caracterizan por altos gradientes verticales de temperatura y presión, que provocan la transformación (**metamorfismo**) de las rocas preexistentes, importante actividad sísmica, esfuerzos compresivos tangenciales a la esfera terrestre y adición de importantes volúmenes de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. Los **granitos** y **granodioritas** y equivalentes volcánicos, son las rocas ígneas comunes que se producen en los orógenos, las que se caracterizan por ser rocas claras y livianas, con alto contenido de silicio y aluminio y predominan en los continentes, lo que da fundamento a la distinción de una litosfera continental o granítica.

Los orógenos son accidentes lineales, de hasta varios miles de kilómetros de largo, con un ancho que alcanza algunas centenas de kilómetros. En nuestro ejemplo la cordillera de los Andes es el orógeno resultante.

La sección transversal de un orógeno muestra varios ambientes tectónicos. Un elemento destacado es denominado **arco magmático** o **arco volcánico**, respecto al cual se distingue un **antearco** y un **retroarco**. El antearco se extiende desde la **fosa** o **trinchera oceánica**, donde se inicia la subducción, hasta aquel lugar del continente donde aparecen las primeras manifestaciones volcánicas o **frente volcánico**. El retroarco es el espacio desde donde finalizan las manifestaciones volcánicas hasta donde alcanza la actividad tectónica o **frente orogénico** (Fig. 2.6).

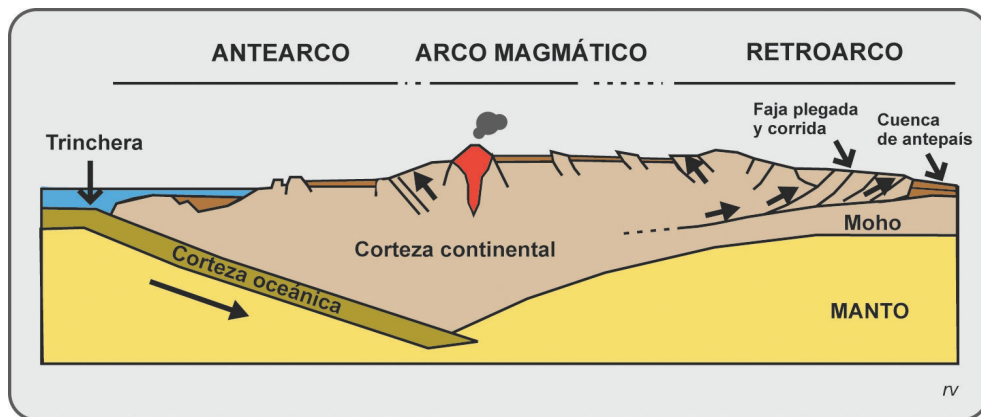


Figura 2.6. Sección transversal esquemática de un orógeno.

En el antearco puede eventualmente desarrollarse un subambiente orogénico que recibe la denominación de **prisma de acreción**, caracterizado por una mezcla tectónica de rocas sedimentarias y rocas volcánicas basálticas, producida en un medio de alta presión y baja temperatura, por lo que adquieren rasgos metamórficos distintivos. La estructuración de estos prismas consiste en la proyección de láminas tectónicas hacia afuera del sistema. El ejemplo de la Figura 14 corresponde a la sección andina de 22°S y no hay prisma de acreción, probablemente perdido por erosión tectónica en el proceso de subducción. Contrariamente, al Sur de 42°S el prisma de acreción está muy bien expuesto en territorio insular chileno.

El retroarco puede alternativamente estar bajo extensión y desarrollar una **cuenca rift**, o bajo compresión y originar una **faja plegada y corrida**, con sucesivas fallas que amontonan láminas tectónicas dirigidas hacia el interior del continente. Un ejemplo de estas antagónicas condiciones se puede estudiar en el Noroeste argentino, acompañando las últimas etapas de la evolución andina. Se suceden en el tiempo y superponen la extensión con relleno de una cuenca de sedimentación tipo rift y la contracción y estructuración con relleno sedimentario de cuenca de antepaís. Cabe por lo tanto resaltar que las condiciones no perduran durante todo un ciclo orogénico. Las mismas son variables para un mismo lugar con el transcurso del tiempo, por lo que se superponen distintos estadios de desarrollo dentro de un mismo ciclo orogénico.

Las condiciones tectónicas reinantes en la sección transversal de un orógeno están controladas por el **ángulo de subducción**, que es el ángulo entre la horizontal y la losa en subducción, medido perpendicularmente al eje orogénico. En la práctica, los hipocentros (focos) de sismos son los que permiten delinear el camino de la losa en subducción, denominada **zona de Benioff**, y establecer el ángulo de subducción. Si el ángulo es **alto** (45° o más) el arco y retroarco estarán bajo extensión, con importante actividad magmática. Es característico del encuentro entre placas oceánicas y es denominado **tipo Marianas**. Si el ángulo es de aproximadamente 30°, **orógeno tipo andino o chileno**, se instala un arco magmático, en donde alternan etapas distensivas con actividad magmática y otras compresivas que producen sismicidad y estructuras tectónicas del tipo pliegues y fallas.

La subducción de una losa de corteza oceánica por debajo de un continente se denomina genéricamente de tipo andino. No obstante, cabe considerar que en el eje longitudinal del orógeno son variables las condiciones para un mismo tiempo, con tramos de distinto ángulo de subducción, lo que se conoce con el nombre de **segmentación**.

En los Andes, de Norte a Sur alternan segmentos con ángulo de subducción normal (aproximadamente 30°), con otros de bajo ángulo (aproximadamente 10°), conocidos como *flat slab*. El segmento que va de 15° a 27° (incluye al Noroeste argentino) tiene ángulo normal y es notorio el funcionamiento del arco volcánico en la Cordillera Occidental chilena y Altiplano-Puna del límite argentino-chileno (Fig. 2.7 A). En el tramo siguiente (27° - 33° S) la losa oceánica subducta con bajo ángulo (*flat slab pampeano*) y son intensas la contracción cortical y actividad sísmica. En la Cordillera de este segmento se consiguen las mayores alturas, con culminación en el cerro Aconcagua (6.961 m.s.n.m.) y hacia el naciente hay elevación de serranías hasta la latitud de la ciudad de Córdoba. Contrariamente no hay actividad magmática (Fig. 2.7 B).

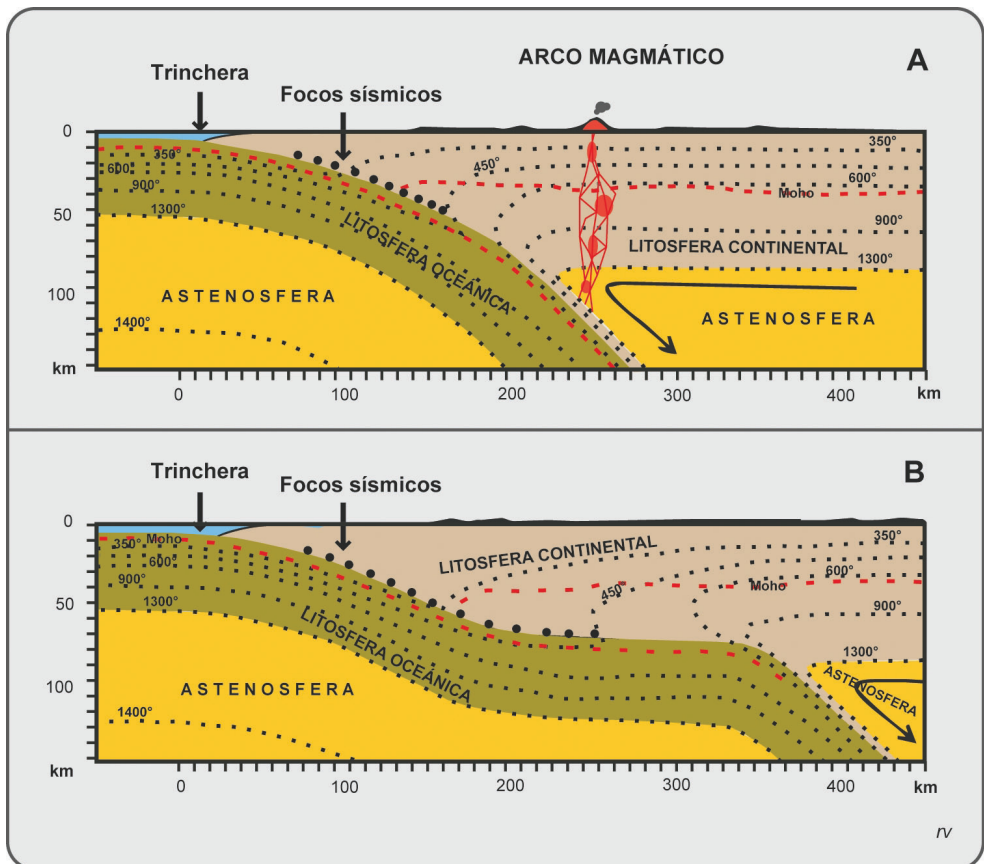


Figura 2.7. Segmentación en el eje de los Andes A: ángulo de subducción normal, con arco magmático. B: ángulo de subducción bajo, de gran sismicidad y sin arco magmático.

Colisión de continentes

En el proceso de subducción y reciclado de litosfera oceánica, cabe tener en cuenta que eventualmente se agota la litosfera oceánica de la placa que está en proceso de destrucción y se encuentran y **colisionan** dos continentes.

La colisión de continentes produce modificaciones y accidentes particulares, que corresponden a los llamados **orógenos colisionales**. Es lo que ocurrió con India, que luego de fragmentarse y separarse de una masa continental mayor, sufrió un desplazamiento de varios miles de kilómetros durante algunas decenas de millones de años, colisionando con Asia y formando los montes Himalaya (Fig. 2.8).

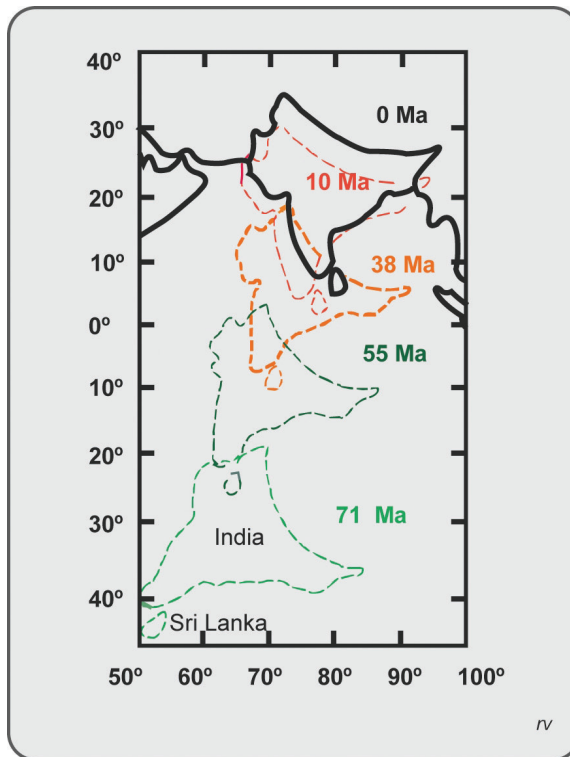


Figura 2.8. Representación de sucesivas posiciones de India y su colisión con Asia. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

En el pasado geológico el armado de **Supercontinentes** fue consecuencia de la unión de las masas continentales existentes a determinado tiempo, mediante la sutura por orógenos colisionales. **Gondwana** fue un supercontinente amalgamado a fines del Neoproterozoico. **Laurasia** fue un agregado de masas continentales ancestrales suturadas por orógenos colisionales del Paleozoico Inferior y Superior. El resultado del acercamiento y colisión entre Gondwana y Laurasia fue la **Pangea**, supercontinente estable a fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico (Fig. 2.9).

La investigación geológica ha comprobado que en tiempos más antiguos ha habido otros supercontinentes, como aquellos que han sido denominados Rodinia (Mesoproterozoico) y Columbia (Paleoproterozoico). Se ha propuesto un **Ciclo de los Supercontinentes**, que involucra la suturación por orógenos colisionales para formar un supercontinente, que luego de un tiempo de estabilidad se fragmenta en varias placas por la instalación de valles *rift* y apertura de océanos, que va acompañada de procesos de subducción en otros límites de placas, hasta llegar a la colisión de continentes, con suturaciones múltiples que darán lugar a un nuevo supercontinente. El ciclo de los supercontinentes es compatible con el concepto de ciclos orogénicos (Condie, 2002).



Figura 2.9. La Pangea, supercontinente construido a fines del Paleozoico.

Un dato de interés es el que tiene que ver con la velocidad de desplazamiento de las placas litosféricas. Es variable de 1 a 10 centímetros por año. En el proceso de expansión de los fondos oceánicos, a ese ritmo se construye litosfera oceánica. Así, el Océano Atlántico Sur nació hace aproximadamente 140 Ma, momento hasta que África y Sudamérica formaban parte de una única placa. La escisión en dos se produjo por la instalación de una rama ascendente de célula convectiva por debajo de litosfera continental y a la ruptura siguió el ingreso de aguas oceánicas y la expansión hasta alcanzar los actuales 5.000 km de ancho.

El funcionamiento compensado de creación de corteza en los límites divergentes y su destrucción en los límites convergentes, constituyó la base para la enunciación en 1964 por John Tuzo Wilson, de la teoría de la Tectónica de Placas. La ciclicidad del proceso se esquematiza en el llamado Ciclo de Wilson (Fig. 2.10).

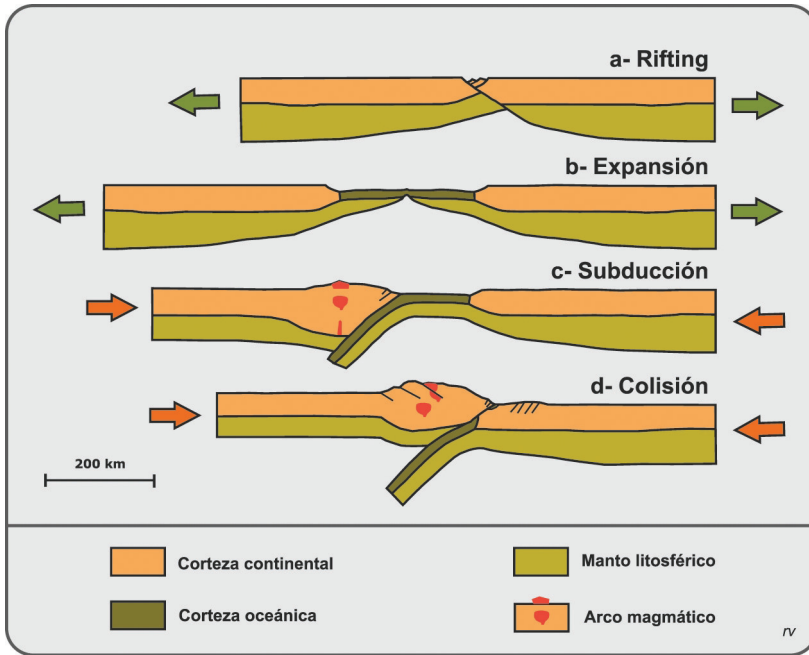


Figura 2.10. Esquema del Ciclo de Wilson

En el inicio se produce la ruptura de un continente, se genera una depresión que recibe el nombre de **valle rift** (o simplemente **rift**). Es un accidente lineal, inicialmente una cuenca de sedimentación continental asociada a volcanismo (Fig. 2.10 a). Un ejemplo en desarrollo son los valles rift del oriente africano. Inmediatamente al Norte de ellos, el mar Rojo constituye una etapa evolutiva donde la expansión permitió la entrada de aguas marinas. El océano Atlántico por su parte, es un océano maduro (Fig. 2.10 b). Rifting y expansión oceánica constituyen el hem ciclo extensional del Ciclo. El hem ciclo compresional involucra los fenómenos de subducción (Fig. 10 c) y colisión (Fig. 10 d).

Límites conservativos

El tercer límite en la delimitación de las placas litosféricas es el de las **fallas transformantes**. Son múltiples planos de fracturación, aproximadamente verticales y orientados más o menos perpendicularmente a las dorsales oceánicas. Producen desplazamientos laterales de una parte sobre la otra, para permitir cerrar el espacio que ocupa cada placa (Fig. 2.11).

La mayor parte de estos accidentes se producen sobre litosfera oceánica y en ocasiones generan importantes sistemas, como los del Caribe y Scotia, en el Norte y Sur de Sudamérica, respectivamente. Algunas veces invaden los continentes y cuando se activan son el origen de devastadores terremotos, como los del oeste de Norteamérica, donde la actividad de la falla de San Andrés es motivo de constante preocupación (ver ubicación en Fig. 2.1).

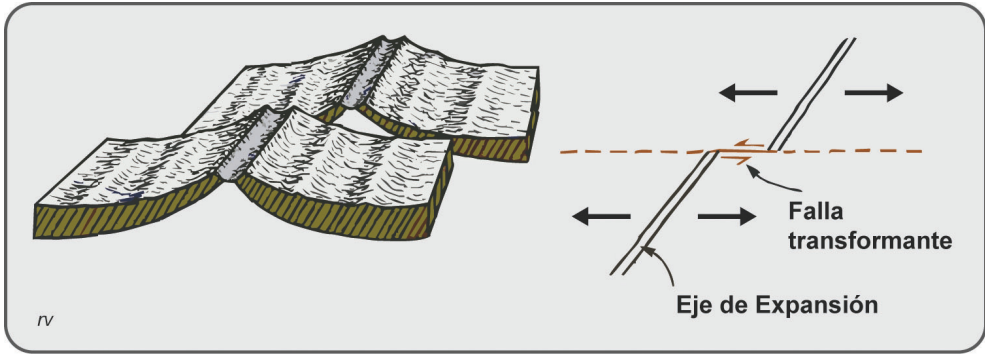


Figura 2.11. Esquema de funcionamiento de una falla transformante. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

La base de las placas litosféricas

Quedaría incompleta la semblanza de las placas litosféricas sin la mención de su límite inferior. Por estar oculto a la observación directa es quizás el más especulativo, pero hay evidencia que resulta de estudios geofísicos. Los mismos muestran que la base de la litosfera puede situarse a unos 100 km de profundidad, donde las ondas sísmicas que viajan hacia el interior de la Tierra sufren una pérdida de velocidad. Ese fenómeno se interpreta como la existencia en el manto de un nivel en donde hay coexistencia de roca en estado sólido con una cierta cantidad de fundidos. Esa zona con material mezcla de estado sólido y líquido, que previamente identificamos con el nombre de Astenosfera, constituye la llamada **zona de baja velocidad** y es el límite inferior y lugar de desacople de las placas respecto a su yacente (Fig. 2.12).

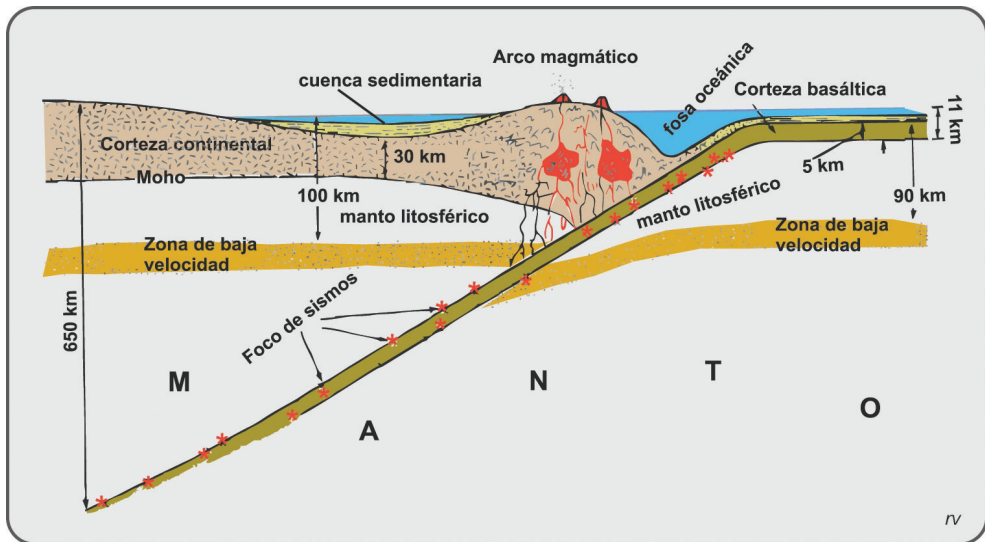


Figura 2.12. Zona de baja velocidad, límite inferior de las placas. Modificado de Burchfiel et al., 1982.

Las fuerzas actuantes

La tecnología disponible actualmente permite obtener imágenes del estado físico de la materia rocosa en la profundidad donde ocurren los fenómenos de expansión de los fondos oceánicos (límites divergentes) y subducción (límites convergentes) y compararlos con el reinante en las adyacentes áreas estables de los fondos oceánicos y plataformas continentales.

Las **tomografías sísmicas** son imágenes computadas, que registran pequeñas diferencias en la velocidad de las ondas sísmicas, obedeciendo a variaciones en la temperatura y rigidez de las rocas. En rocas frías y rígidas de una losa litosférica en subducción, la velocidad de las ondas sísmicas es mayor que la correspondiente al medio a mayor temperatura en que se sumerge, constituido por el manto por debajo de la litosfera. Cabe señalar que la homogeneización de temperaturas es lenta. La figura que registra una tomografía en un límite convergente de placas es comparable con el diseño marcado por los hipocentros de sismos producidos en el camino de la losa en subducción. Los efectos, en ambos casos, se comprueban desde la trinchera oceánica hasta profundidades de 700 - 800 km. Las tomografías efectuadas en límites divergentes (dorsales oceánicas), muestran claramente la figura vertical del material caliente en ascenso, donde las ondas sísmicas se desplazan a menor velocidad. Los hipocentros de sismos producidos en el camino de la losa en subducción, debidos al colapso de la masa rocosa componente, se comprueban desde la trinchera oceánica hasta profundidades de 700-800 km.

Los modelos de funcionamiento aceptados contemplan la actuación de fuerzas que se originan por efectos gravitativos y diferencias de densidad de las masas en movimiento.

El mecanismo inicial, que empuja hacia afuera las dos partes involucradas en un límite de placas divergente (extensión), es gravitacional. La litosfera en extensión está sobre elevada en el eje del rift (abombamiento) o de la dorsal oceánica (cordillera submarina). Hacia los costados de esos ejes las losas litosféricas están inclinadas hacia afuera y resbalan sobre el medio dúctil astenosférico subyacente.

Como se ha descrito, la compensación al nacimiento de litosfera se produce en otros lugares según subducción y destrucción de litosfera. La dinámica contempla que el hundimiento de la losa en subducción produce una **fuerza de tiro** o **arrastre** hacia adentro del interior de la Tierra, que los modelos estiman es unas tres veces mayor que la producida en los límites divergentes.

Tipos corticales

La descripción efectuada deja entrever que tanto en ambiente oceánico como continental, la litosfera presenta cierta variedad de composición y actividad. Así es que se reconocen diferentes **tipos corticales**, evaluados por los valores de anomalía gravimétrica y otros parámetros, como flujo térmico, que caracterizan diferentes grados de estabilidad tectónica (Tabla. 2.1).

En los continentes los orógenos activos, con sus montañas e intensa actividad sísmica y volcánica, son inestables y tienen los más elevados valores negativos de anomalías de Bouguer.

Contrasta con las condiciones de estabilidad en los cratones y plataformas. También hay montañas en estado de madurez geomorfológica, que evidencian estar en un punto intermedio entre los orógenos activos y las tierras bajas.

En los océanos contrastan la inestabilidad del ambiente de dorsal oceánica y la estabilidad del ambiente de los fondos oceánicos, donde además se tiene las más elevadas anomalías positivas de Bouguer.

TIPO CORTICAL	ÁREA	ESTABILIDAD	ANOMALÍA BOUGUER
	(%)		(mgal)
Oceánicos	54		
Dorsales oceánicas	10	inestable	+200 a +250
Fondos oceánicos	38	estable	+250 a +350
Continetales	40		
Cratones	6	estable	-20 a -30
Plataformas	18	intermedia	-10 a -50
Orógenos	16	inestable	-200 a -300
Transicionales	6		
Rift	1	inestable	-50 a +50
Arco de Islas	1	intermedia	-50 a +100

Tabla 2.1. Tipos corticales. Simplificado de Condie, 1997.

Finalmente y a escala de la geotectónica, en las Plataformas hay otro tipo de movimientos, que se diferencian claramente de los movimientos orogénicos. Son los **movimientos epirogénicos** (del griego *epeiros* = continente), que actúan en sentido vertical sobre vastas áreas continentales estables, sin provocar cambios significativos en las rocas y sus estructuras.

Los movimientos epirogénicos se atribuyen al ajuste isostático de compartimentos corticales. Producen suaves arqueamientos, localmente con fracturas tensionales, tanto positivos (abombamientos corticales), como negativos (cuencas de sedimentación intracratónicas).

Los movimientos epirogénicos son lentos comparados con los movimientos orogénicos. Una estimación de la velocidad de ocurrencia es del orden de 0,6 m a 0,9 m por mil años, contra una velocidad del orden de 9 m por mil años para un surgimiento orogénico.

La ampliación del tema desarrollado puede hacerse consultando la obra de Folguera y Spagnuolo (2009).