

DIRECCIÓN DE DOCENCIA

FACULTAD DE ARQUITECTURA,
URBANISMO Y GEOGRAFÍA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFÍA

TEXTO DE APOYO A LA DOCENCIA



Universidad de Concepción

Una fotografía de una pared de piedra hecha de bloques irregulares de color gris y beige. Un recuadro azul translúcido se superpone al centro de la imagen, conteniendo el título principal.

LOS SISTEMAS NATURALES INTEGRADOS EN GEOGRAFÍA

AUTOR:

Carolina Martínez Reyes
Edilia Jaque Castillo
Alfonso Fernández Rivera



2008 LOS SISTEMAS INTEGRALES NATURALES INTEGRADOS EN GEOGRAFÍA.
Carolina Martínez Reyes
Edilia Jaque Castillo
Alfonso Fernández Rivera

Registro Propiedad Intelectual N° 170.139

I.S.B.N. 978-956-8029-78-4

Primera Edición Junio 2008

Impresión:
Talleres Dirección de Docencia
Edmundo Larenas 64-A
Barrio Universitario
Concepción

IMPRESO EN CHILE / PRINTED IN CHILE



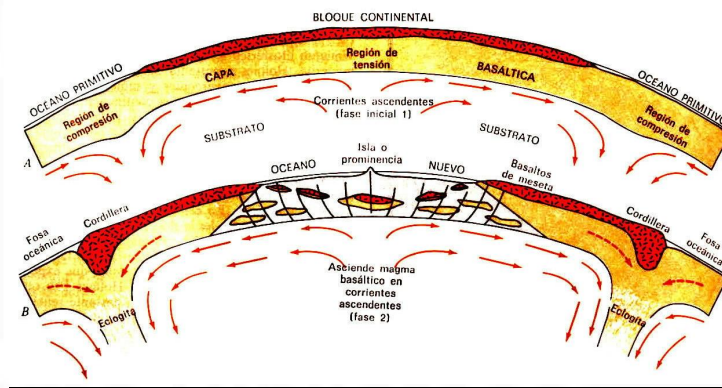
Universidad de Concepción
Facultad de Arquitectura,
Urbanismo y Geografía
Departamento de Geografía



Texto de Apoyo a la Docencia

Los Sistemas Naturales Integrados en Geografía

CARRERA DE GEOGRAFÍA



**Autores: Carolina Martínez Reyes
Edilia Jaque Castillo
Alfonso Fernández Rivera**

Víctor Lamas 1290, Barrio Universitario s/n. Fono: 41-2207197/ 2203233

carolmartinez@udec.cl

2008

INDICE

	Pág.
Presentación	2
Unidad I. Teoría General de Sistemas	3
I. Concepto de sistema	3
II. Sistemas en Geografía	5
III. Principales líneas de trabajo en Geografía Física	5
IV. El enfoque sistémico en el estudio de los Medios Naturales	9
Unidad II. Tectónica Global	11
I. La teoría de Tectónica de Placas y la Deriva Continental	11
II. La fragmentación del Pangea	15
III. El tiempo geológico	16
IV. Los tipos de bordes de placa	20
V. El interior de la Tierra	33
VI. La sismicidad en el planeta	38
VII. Actividad ígnea: volcanismo y plutonismo	42
VIII. El margen continental	61
IX. La formación del relieve	64
X. Deformaciones	65
XI. Geomorfología estructural	66
XII. Orogénesis	76
XIII. Geosinclinales	79
XIV. Minerales y rocas	82
XV. Estructuras geológicas	85
XVI. Discontinuidades estratigráficas	85
Unidad III. El relieve terrestre	87
I. Las fuerzas externas e internas del modelado	87
II. Conceptos básicos	90
III. El modelado terrestre	91
IV. La evolución del relieve	92
V. Clasificaciones morfogenéticas y morfoclimáticas	94
VI. Dominios morfogenéticos	98
a) Dominio glaciar	98
b) Dominio fluvial	121
c) Dominio marino	144
d) Dominio eólico	149
VII. Suelos	151
VIII. Biomas y Paisajes biogeográficos	158
BIBLIOGRAFIA	160

PRESENTACION

El presente Manual está orientado al apoyo y guía de los contenidos de los cursos de Geografía Física de la Carrera de Geógrafo en la Universidad de Concepción, incluidos en la línea de trabajo denominada “**Sistemas Naturales Integrados**”, una de las áreas que se desarrollan al interior de la Carrera de Geografía de la Universidad de Concepción.

El curso *Los Medios Naturales: componentes y organización*, es el primero que se dicta a los alumnos de la Carrera de Geografía, por lo cual se ha considerado relevante proporcionar al alumno a partir de este nivel, los enfoques y orientaciones conceptuales que se aplicarán durante su formación profesional, de modo de facilitar la continuidad con las siguientes asignaturas de Geografía Física.

Se asume que el enfoque sistémico es el que fundamenta la explicación sobre la estructura y funcionamiento de los sistemas naturales en el planeta, independiente de su escala espacial o temporal. Como disciplina científica, la Geografía se desarrolla en torno a sus tres paradigmas básicos: la localización espacial; la distribución espacial y la relación hombre-medio. De acuerdo con esto, todos los fenómenos naturales abordados por estos paradigmas, pueden ser reducidos a sus partes componentes para conocer su estructura y también pueden ser analizados en su globalidad, de acuerdo a las respuestas o efectos derivados de las interrelaciones entre sus elementos constituyentes (funcionamiento), lo cual se realiza mediante intercambios de materia y energía.

El Manual se ha dividido en tres Unidades Temáticas principales, las dos últimas relacionadas con la génesis del relieve y su evolución, aspectos que se consideran elementales para comprender cómo un tipo de relieve es capaz de experimentar cambios de acuerdo a su localización en el planeta, en función de su dominio morfoclimático y su agente morfogenético.

A través de las referencias bibliográficas indicadas, se espera un trabajo personal de profundización de contenidos que permitirá a los futuros geógrafos involucrarse mejor con el campo y objeto de estudio de la Geografía. Finalmente, se espera que a través de los temas tratados, se incorpore al estudiante de Geografía que se inicia, una visión sistémica e integrada de los medios naturales, con el objetivo de responder a los problemas de orden espacial que preocupa a la disciplina y como vía hacia el trabajo multi y transdisciplinario que caracteriza el mundo profesional y científico en la actualidad.

Los Autores

MARZO, 2008

Unidad I. Teoría General de Sistemas

I. El concepto de sistema

La definición más simple de sistema es la de *conjunto de partes que interactúan y que constituyen una unidad*. Aunque el concepto es muy antiguo (del griego sistema=unión), describe un aspecto básico en todas las ciencias. El concepto fue utilizado inicialmente en la Informática a través de N. Wiener en su obra *Cibernética* quien usó el término **bucles de retroalimentación** pero luego se extendió a la mayoría de las disciplinas científicas. Posteriormente fue aplicado a la biología por Von Bertalanfy (1950, 1956) quien intenta generalizar su uso a múltiples campos a través de la Teoría General de Sistemas.

Al definir un SISTEMA no interesan los detalles de las partes sino sus relaciones a partir de los cuales se obtendrá su FUNCIONAMIENTO GLOBAL. Un sistema presenta características elementales (López Bermúdez *et al.*, 1992):

- Tienen estructura u organización tanto en su conjunto como entre sus unidades.
- Presentan algún grado de integración.
- Presentan generalizaciones, abstracciones o idealizaciones del mundo real.
- Funcionan.
- El funcionamiento implica flujos y transferencias de algún material.
- El funcionamiento requiere la presencia de alguna fuerza conductora o fuente de energía.

A partir de estas características elementales es posible indicar que un sistema puede ser reducido a sus partes constituyentes a través de la identificación de **variables emergentes** (variables de forma) que dan cuenta de la estructura del sistema. Sin embargo, el funcionamiento estará controlado por la disponibilidad de flujos energéticos que permita la interacción entre las partes. Todo sistema dependerá por lo tanto de un *input* o entrada de energía que será “procesada” por el sistema para conseguir su funcionamiento, la cual será devuelta por el sistema a través de *output* o salidas de energía. En el caso de los sistemas naturales, la principal fuente de energía es la radiación solar. En estos sistemas, la presencia de ellos se rige por las leyes de la termodinámica.

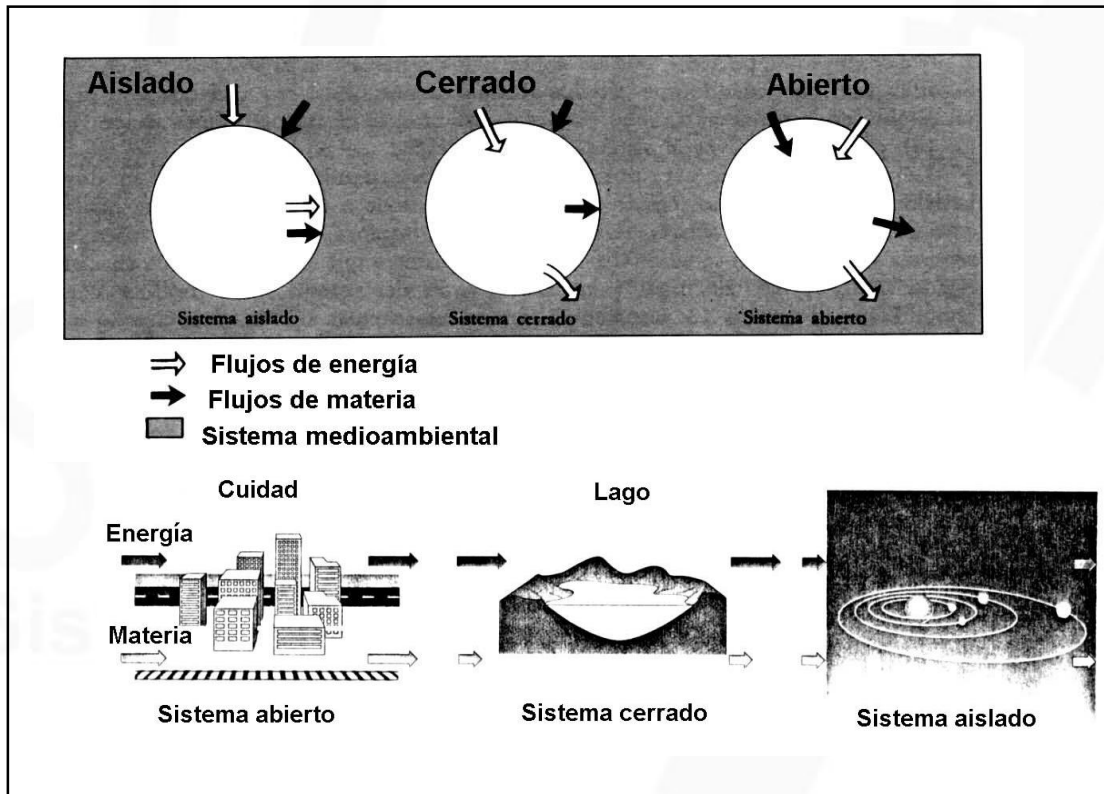
Todo sistema presenta interacción de conjunto. Esto implica que su funcionamiento es independiente del tiempo. De ahí que sea necesario “modelar” la realidad, es decir, un sistema dado, mediante el análisis objetivo. En disciplinas científicas esto se realiza mediante el método científico. El modelamiento de la realidad se realiza mediante la generalización o abstracción de ella, operativizada a través del concepto de **modelo**.

Las interacciones en un sistema se realizan mediante relaciones causales que pueden ser directas o indirectas; simples o complejas y también de carácter positivo o negativo.

Los sistemas en la naturaleza se clasifican en tres tipos: abiertos, cerrados y aislados (Figura 1):

- Los sistemas abiertos intercambian materia y energía con su entorno. Requiere de ella para su mantenimiento y preservación.
- Los sistemas cerrados intercambian energía pero no materia. Con una cantidad dada de energía libre o potencial en el sistema, éste se desarrolla hacia estados de máxima entropía¹.
- Los sistemas aislados están cerrados a los intercambios de materia y energía entre sus límites.

Figura 1. Tipos de sistemas en la naturaleza



¹ Entropía es una de las leyes de la termodinámica. Expresa la disminución de la energía en un sistema, la cual no estará disponible para ejecutar un trabajo, lo cual implica una tendencia progresiva a la destrucción del orden existente o su diferenciación. Es una de las bases físicas con las cuales Morris Davis aplicó a su ciclo geográfico donde el relieve se degrada producto de la máxima entropía (o entropía positiva).

II. Sistemas en Geografía

La aplicación de la Teoría de Sistemas Dinámicos fue iniciada en Geografía por Chorley (1962) y Chorley y Kennedy (1971). Numerosos investigadores llevaron la teoría a un campo específico de la Geografía, entre los cuales destacan Strahler (1950, 1952, 1989); Schumm (1977) en el caso de la geomorfología fluvial y Young (1972) en el caso de la dinámica de vertientes.

De acuerdo con Chorley y Kennedy (1971), se reconocen cuatro sistemas principales en Geografía:

- a) **Sistemas morfológicos:** formados por asociaciones de formas que presentan relaciones funcionales entre ellos y no consideran el factor tiempo.
- b) **Sistemas en cascada:** los elementos morfológicos están relacionados con un flujo de materia y energía en forma de cascada que están en función del tiempo.
- c) **Sistemas proceso-respuesta:** representan la unión de un sistema morfológico con un sistema en cascada y son regulados generalmente por bucles de retroalimentación negativos capaces de mantener el sistema en equilibrio.
- d) **Sistemas de control:** son aquellos sistemas donde interviene una inteligencia capaz de controlar el sistema.

III. Principales líneas de trabajo en Geografía Física

En la evolución de la Geografía, en especial de la Geografía Física y su rama Geomorfología, pueden distinguirse cuatro estadios principales, fuertemente asociados al contexto histórico de las ciencias:

1. El enfoque sistemático (o deductivo)

Iniciado en Estados Unidos, fue sustentado por el paradigma del ciclo de erosión de W.M. Davis que caracterizó el positivismo evolucionista decimonónico a partir de las ideas de Darwin. De acuerdo con este enfoque, existen desde el punto de vista genético suficientes similitudes u homologías entre las formas de relieve como para enfocar el estudio de la Geomorfología partiendo del postulado de que todas y cada una de ellas no son sino configuraciones correspondientes o derivadas de un proceso de erosión cíclico que en todas partes y tiempos es y será igual, al estar regido en último término por leyes físicas elementales de carácter general y permanente (Muñoz Jiménez, 1995).

2. El enfoque corológico (comparado o inductivo)

Este enfoque fue iniciado por Richthofen, en Alemania, quien sobre la base de la inducción postula una ciencia del relieve entendida como Morfología General Comparada. Posteriormente Penck y Passarge adaptaron las ideas originales de Richthofen al enfoque regionalista de la Geografía (Muñoz Jiménez, 1995).

Según Passarge, la inclusión de la Geomorfología como herramienta para entender el **PAISAJE**, permite considerar a las formas del relieve terrestre como configuraciones externas de la litósfera, resultantes de los intercambios funcionales entre la epigeósfera y las envolturas fluidas, cuya expresión espacial tangible es el Paisaje. A partir de este estado, la Geomorfología se separa en una nueva rama independiente de la Geología aunque complementaria a ésta, para quedar asociada definitivamente a la Geografía Física.

3. El enfoque sistémico

Se encuentra muy ligado al enfoque corológico ya que serán sus mismos representantes los que defenderán la idea de que la superficie terrestre se explica por la interacción de tres esferas: atmósfera, litósfera e hidrósfera, de cuya interacción puede originarse una cuarta: la biosfera (Richthofen). Las teorías de Smuts respecto al holismo integrado al relacionar la materia viva, la materia inerte y la materia pensante, permitirán elaborar un cuerpo teórico de amplia repercusión en la Ciencia Geográfica que terminará individualizando a la Geomorfología como disciplina científica.

4. El Paisaje integrado

Puede decirse que el enfoque sistémico enlaza el enfoque corológico con la idea de paisaje integrado al aplicar la noción de **GEOSISTEMA** (Sochava, 1963; Stoddart, 1967; Neef, 1969) a los estudios del paisaje. Tal concepto provenía de los aportes de la Ecología (Margalef, 1971; y Von Berthalanfy, 1950) sobre la base de los trabajos de Weiner que permitió proyectar la Teoría General de Sistemas (TGS) a la mayoría de las ciencias.

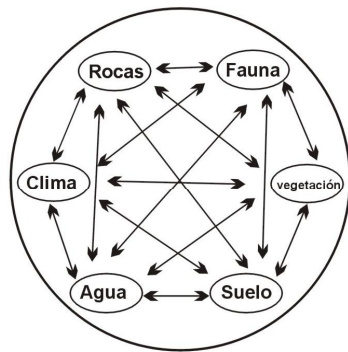
Un geosistema es el modelo conceptual básico de la Geografía, de la misma forma que el ecosistema lo es para la Ecología. Originalmente la idea fue propuesta por la escuela rusa y ha ido presentando variaciones a través del tiempo. La definición más simple de geosistema se refiere a la interrelación entre un complejo natural (ecosistema) y la acción humana, esta última generalmente definida a partir de estructuras socioeconómicas a manera de interfases con el sistema natural (Figura 2). El geosistema genera efectos territoriales que son definidos según escalas espaciales y temporales.

La visión de la Geografía como una ciencia del Paisaje se debe a María de Bolos i Capdevilla (1992) quien ha formalizado el geosistema como la base funcional del Paisaje. A partir de entonces, los estudios de Paisaje han sido fuertemente desarrollados en España abarcando todas las áreas de trabajo de la Geografía y

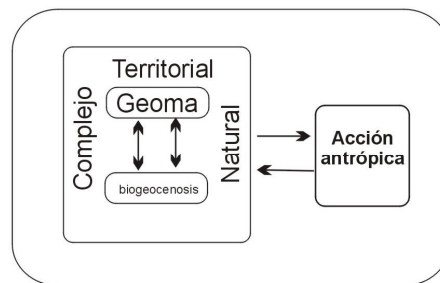
también algunos estudios entramados en las ciencias sociales como la sociología y la antropología.

Recientemente, Rubio (1995, 1996-97, 1998-99) enfatiza el regreso de los estudios geográficos a las ideas originales de Berthalanfy quien indicaba que: “solo una vez identificadas las propiedades de divisibilidad, control, estado, complejidad, predicción, regulación, comportamiento y dependencia, podemos decir que hemos singularizado una parte de la naturaleza, incluido el hombre”. De esta forma, se argumenta que solo una vez reconocidas estas propiedades elementales de todo sistema se podría plantear un modelo capaz de explicar un geosistema y con ello un análisis sistémico de paisaje. Se trata de las propiedades significativas de un sistema que necesitamos abstraer para representarlo a través de un modelo (Figura 3). Dichas propiedades han sido rescatadas a través de nuestro conocimiento científico (objetivo) de dicha realidad y se hacen significativas a través de las relaciones de dependencia entre sus elementos (relaciones causales).

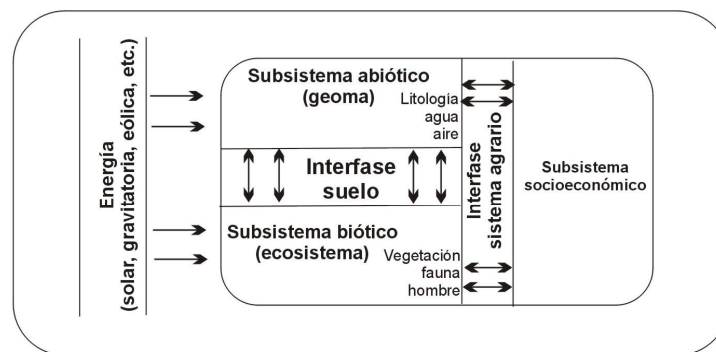
Figura 2. Modelos clásicos de geosistema (De Bolós, 1992)



1. Preobrazhenskii

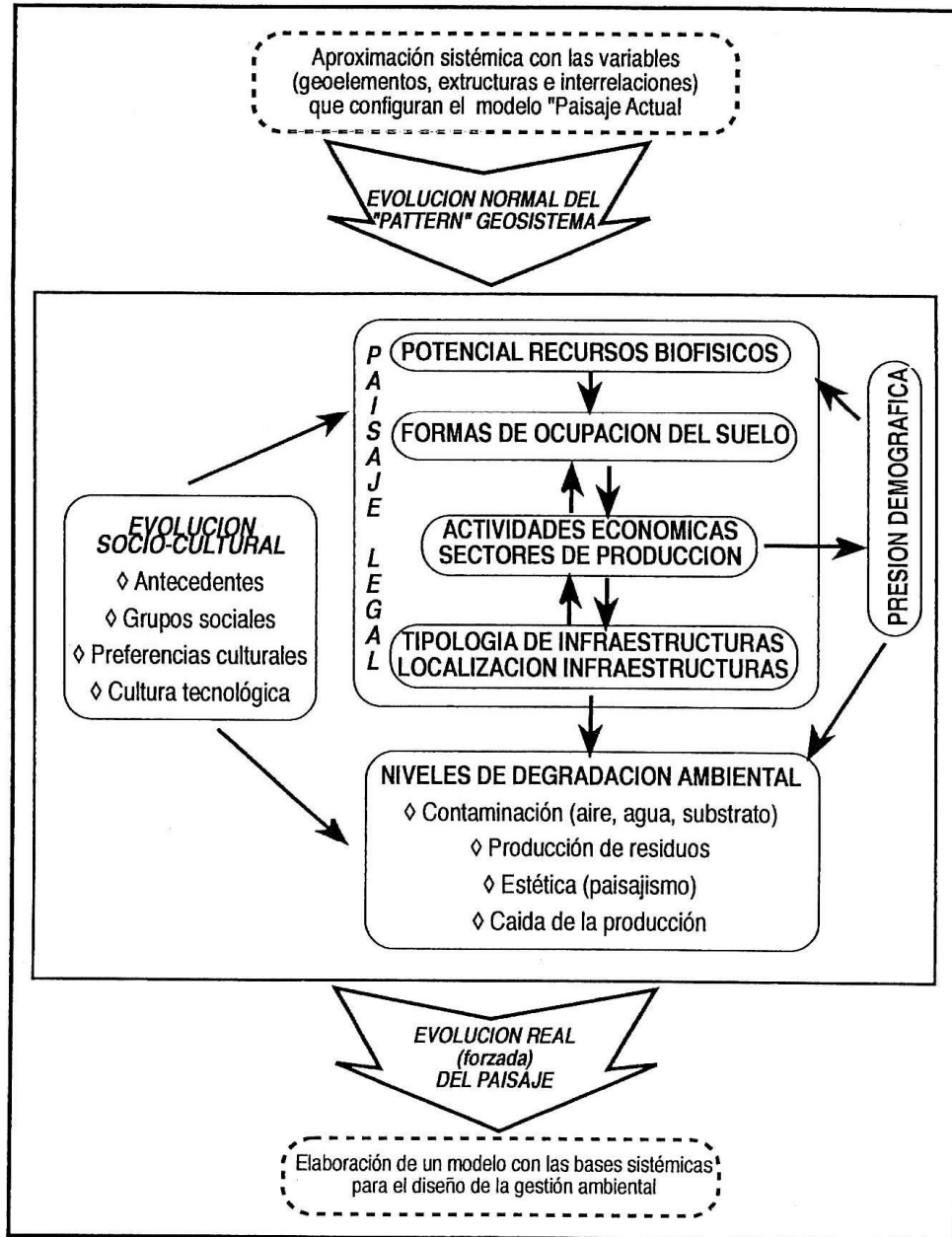


2. Beruchachvili



3. María De Bolós

Figura 3. El geosistema (según Rubio, 2004)



IV. El enfoque sistémico en el estudio de los Medios Naturales

Los Medios Naturales pueden ser explicados mediante la aplicación de la Teoría General de Sistemas (TGS). De manera simplificada, es posible indicar que los medios naturales responden a las interacciones entre tres componentes principales a nivel planetario: Litósfera; Atmósfera e Hidrósfera. El *input* de energía proviene de la radiación solar. Si desagregamos los componentes principales, se observará que en cada uno de ellos hay “variables claves” que dan cuenta de su estructura y de su funcionamiento. A su vez, este funcionamiento es controlado por **umbrales de decisión** que generan que el sistema se adapte a nuevas condiciones ambientales a través de un proceso llamado **tiempo de relajación** del sistema. Los acomodos del sistema a nuevas condiciones ambientales se estudian en Geografía a través del concepto de **equilibrio**. Este concepto es fundamental para entender los efectos territoriales que adquieren ciertos fenómenos naturales cuando superan un cierto umbral, como por ejemplo en el caso de los desastres naturales (teoría de catástrofes).

El concepto de equilibrio debe ser entendido siempre en función de escalas espaciales y temporales específicas (Figuras 4 y 5). La escala no es fácil de definir en el trabajo del geógrafo, su elección refleja el grado de profundización que éste ha adquirido de su objeto de estudio. En general, las escalas temporales han sido divididas en tres grandes grupos: de largo término (milenios); de mediano término (decadales) y de corto término (instantáneas). Las escalas espaciales se relacionan con macroescalas (estudios detallados); mesoescalas (trabajos regionales) y microescala (estudios mundiales).

Se reconocen en Geografía tres tipos de equilibrio principales²: equilibrio estable o estacionario; equilibrio dinámico; y equilibrio dinámico metaestable.

- a) **equilibrio estable:** no presenta grandes variaciones en el estado de las formas a través del tiempo debido a que los flujos de materia y energía no varían de manera importantes. El sistema está balanceado ya que las entradas de energía equivalen a las salidas, reconociéndose un valor medio estable (umbral no superado) que hace que el sistema permanezca sin variaciones violentas o catastróficas.
- b) **Equilibrio dinámico:** el sistema oscila alrededor de un valor medio que tiende a mantener una trayectoria continua en el tiempo.
- c) **Equilibrio metaestable:** el sistema se encuentra balanceado pero tiende a oscilar en torno umbrales que cambian el estado del sistema.

² Se recomienda López Bermúdez *et al.*, (1992)

Figura 4. Tipos de equilibrio en Geografía

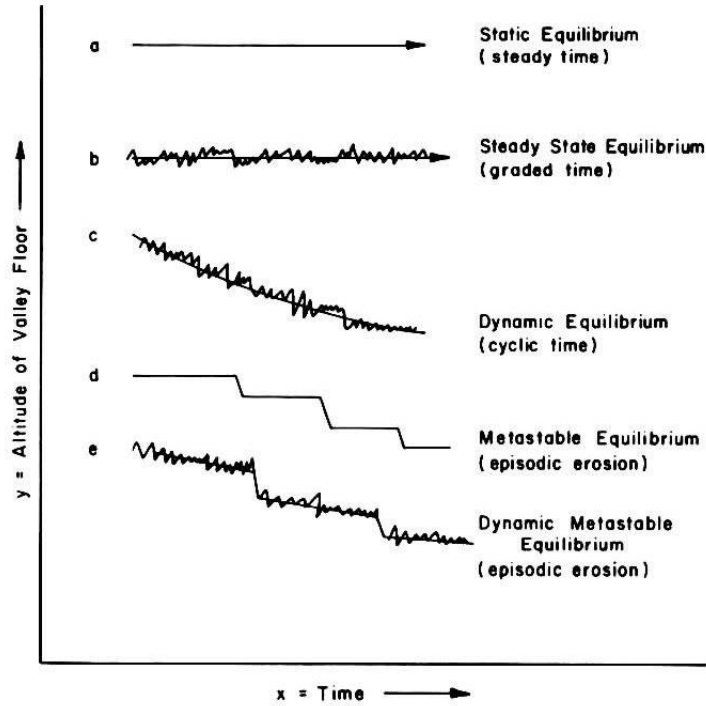


Figura 5. Tipos de equilibrio aplicados a la evolución del relieve (Schumm, 1977)

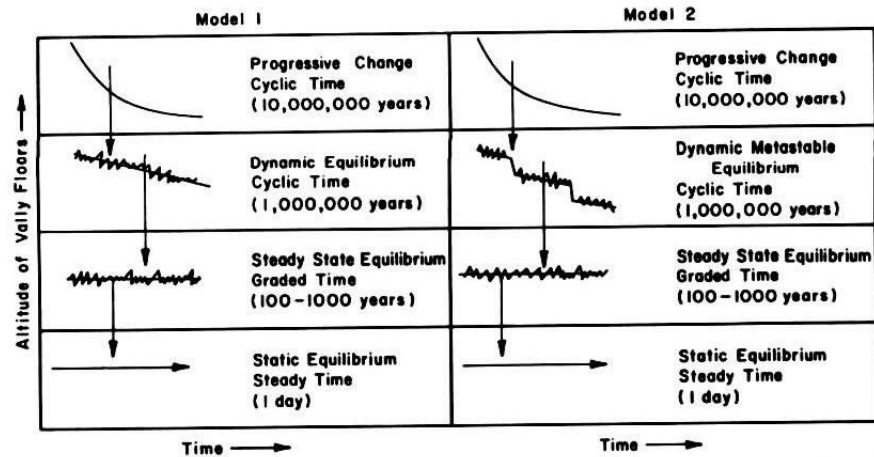


Figure Models of landscape evolution. (a) Model 1: equilibrium components of Davis model of progressive denudation (Figure 1-2). (b) Model 2: equilibrium components of model based on episodic erosion.

Unidad II. Tectónica Global

I. La Teoría de la Tectónica de Placas y la Deriva Continental³

La Tectónica Global es un modelo teórico general que permite agrupar en un solo cuerpo los diferentes avances científicos para explicar la dinámica interna de la Tierra y sus efectos sobre el relieve. Está integrada por dos teorías desarrolladas en forma separada a través del tiempo: la Tectónica de Placas y la Deriva Continental. Ambas fueron unidas por Harry Hess en los años '60 cuando propuso que la teoría de la expansión del piso oceánico sobre la base de una fuerza motriz provocadas por las corrientes de convección del manto, un modelo ya propuesto anteriormente por Arthur Holmes y Holmes y que pudo ser comprobado con la prospección geofísica de los fondos marinos durante el Año Geofísico Internacional.

Las ideas movilizadas para explicar la evolución geológica de la Tierra se remontan al siglo XIX, con los aportes de Snider (1858) al exponer la rotura y separación de los continentes con costa atlántica. En 1885, sobre la base de la distribución de floras fósiles y de sedimentos de origen glacial, el geólogo suizo **Suess**, propuso la existencia de un supercontinente que incluía India, África y Madagascar, posteriormente añadiendo a Australia y a Sudamérica. A este supercontinente le denominó **Gondwana**. En estos tiempos, considerando las dificultades que tendrían las plantas para poblar continentes separados por miles de kilómetros de mar abierto, los geólogos creían que los continentes habrían estado unidos por puentes terrestres hoy sumergidos.

El astrónomo y meteorólogo alemán **Alfred Wegener** (1880-1930) fue quien propuso la hipótesis de que los continentes en el pasado geológico estuvieron unidos en un supercontinente llamado **Pangea** (del griego *toda la tierra*), que a partir del Mesozoico se habría disgregado por deriva continental. Su libro *Entstehung der Kontinente und Ozeane* (La Formación de los Continentes y Océanos, 1915) tuvo poco reconocimiento y fue criticado por falta de evidencia a favor de la deriva, por la ausencia de un mecanismo que la causara y porque se pensaba que tal deriva era físicamente imposible. Wegener proponía que la fuerza impulsora era causada por una parte debido a la fuerza centrífuga de rotación llamada "fuerza de fuga de los polos" que desviaría la fuerza de gravedad gradualmente hacia el ecuador por lo cual los continentes tenderían a desviarse también hacia el ecuador, mientras que los continentes que se desvían hacia el oeste serían trasladados debido a la fuerza de las mareas. El geólogo Jeffreys (1926) sería una de sus principales retractores.

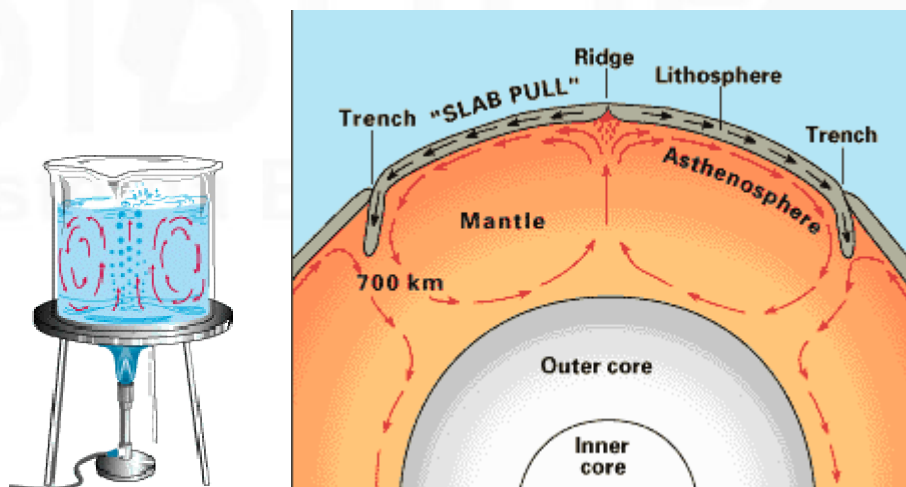
³ Una completa revisión histórica sobre la tectónica global se puede encontrar en: Jesús Jordá Pardo. 1998. *Tectónica de Placas: evolución de las ideas sobre la dinámica interna de la Tierra*. Ed. Santillana, 112 pp.

En 1937, el geólogo sudafricano Alexander **Du Toit** desarrolló los argumentos propuestos por Wegener y publicó una lista de diez líneas de evidencia a favor de la existencia de dos supercontinentes, Laurasia y Gondwana, separados por un océano de nombre Tethys (parte del actual Mediterráneo) el cual dificultaría la migración de floras entre los dos supercontinentes. Du Toit también propuso una reconstrucción de Gondwana basada en el arreglo geométrico de las masas continentales y en correlación geológica.

La prospección de los fondos oceánicos después de la II Guerra Mundial permitió un mejor conocimiento de los fondos marinos, lo cual permitió comprobar gran parte de las ideas relacionadas con la expansión del piso oceánico.

La idea de que las placas litosféricas se movilizan como verdaderas cintas transportadoras a partir de las **corrientes de convección del manto** fue formulada por Holmes y Holmes (1938); Dietz (1961) y Hess (1962) a través del modelo conocido como "extensión del fondo oceánico". Con las aplicaciones derivadas del paleomagnetismo (Vine y Matthews, 1963) se pudo conocer las edades relativas de las rocas del fondo marino, comprobándose la expansión del piso oceánico. Las corrientes de convección del manto tendrían el mismo principio físico de una célula térmica que en el caso del interior de la Tierra movilizaría fluencias plásticas de material magmático que constituyen el manto. Los modelos desarrollados a la fecha solo son coincidentes al consignar el movimiento a la zona comprendida por el manto, sin embargo difieren en el mecanismo específico que las generaría, es decir si estaría involucrado todo el manto, solo la astenósfera o sería la fricción litósfera-astenósfera (tiro de la loza) la que provocaría la fuerza motriz⁴. En la Figura 6, se representa el modelo general.

Figura 6. Corrientes de convección del manto



⁴ Los modelos se encuentran discutidos en Holmes y Holmes (1987); Strahler (1992).

De este modo, se configuró un modelo de la Tierra formado por un conjunto de placas litosféricas, que contienen a la corteza terrestre y que flotan sobre una capa viscosa llamada Astenósfera entre unos 100 y 150 Km. de profundidad. Las placas litosféricas son movilizadas por fuerzas endógenas (corrientes de convección del manto) a través del mecanismo de la deriva continental y forman el mosaico de placas del planeta (Figura 7).

Figura 7. Mosaico de placas en la Tierra



Una placa litosférica es un *fragmento de una cáscara esférica que se mueve como un todo sobre una superficie esférica completa* (Strahler, 1992). Dando coordenadas geográficas al polo de rotación de una placa y describiendo la distancia angular (arco) recorrido en su giro por unidad de tiempo, se describe su movimiento.

Tuzo Wilson (geofísico canadiense) fue el primero en utilizar el término placa al describir las fallas transformantes⁵. Este investigador había observado que los movimientos de la corteza terrestre estaban concentrados en torno a tres áreas principales evidenciadas por la actividad sísmica y volcánica: en las cordilleras y arcos insulares; en las dorsales y en las fallas transformantes, proponiendo que estas áreas móviles estaban unidas a través de una red continua que divide la Tierra en varios bloques rígidos que llamó *placas* (Bastida, 2005).

⁵ Revisar: Scientific American. 1971. Deriva Continental y Tectónica de Placas. Selecciones. H. Blume Ediciones, Madrid. 271 pp. (Tuzo Wilson coordinador de la obra). También en Holmes y Holmes (1987), pág. 693.

Posteriormente McKenzie y Parker (1967) propusieron la idea de “mosaico” de placas donde la corteza oceánica se formaba en las dorsales mesoceánicas y se destruía en las fosas oceánicas. Finalmente Morgan (1968) terminó por esbozar la hipótesis de la tectónica de placas al dividir a la Tierra en 20 placas rígidas, de tamaño desigual separadas por tres tipos de bordes: dorsales, fosas oceánicas y fallas transformantes. Estas placas tendrían un espesor de unos 100 Km. que alcanzarían hasta la capa de baja velocidad del manto, capa que denominó “tectósfera”, hoy conocida como litósfera. En general, se han reconocido seis grandes placas litosféricas (Le Pichon, 1969) y seis más pequeñas, siendo la más grande la placa Pacífica (Figuras 8 y 9).

Figura 8. Placas litosféricas que contienen corteza oceánica y continental

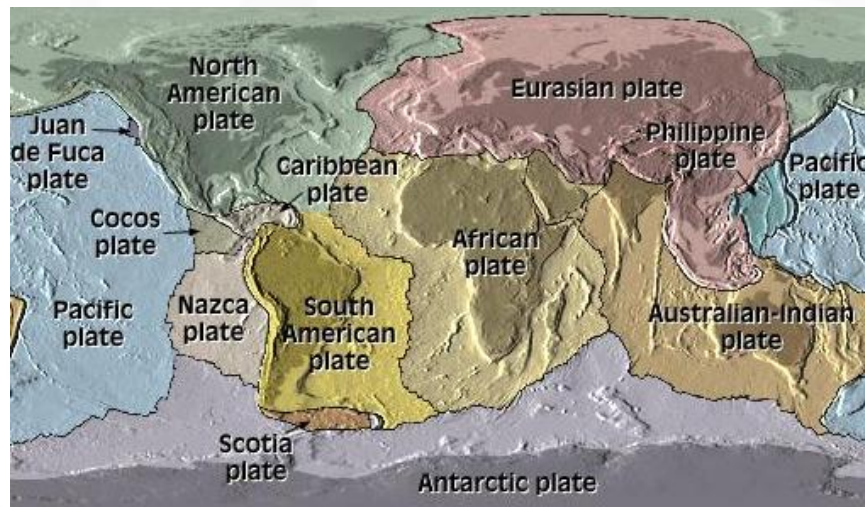
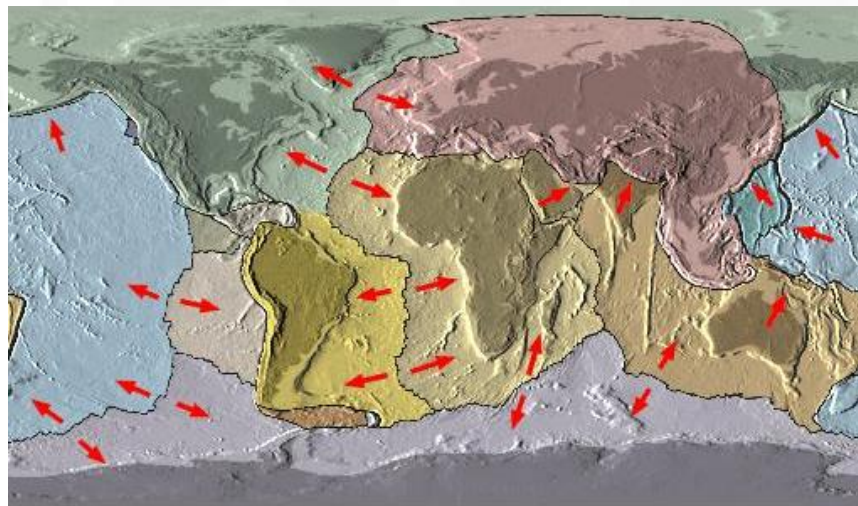
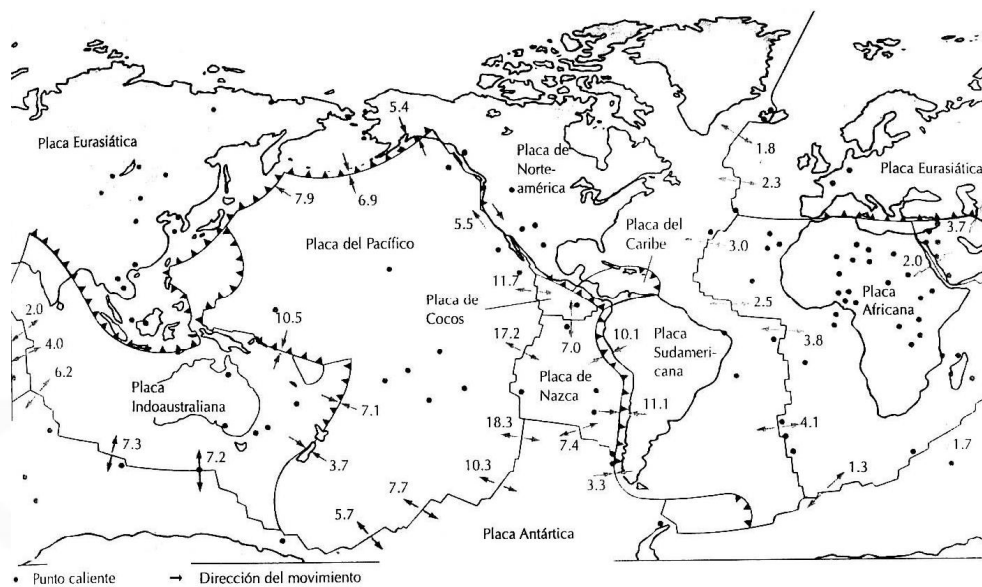


Figura 9. Dirección del movimiento relativo de las placas litosféricas



Las velocidades de expansión del piso oceánico se presentan en la Figura 10. Las tasas de movimiento de las placas dependen de la dinámica de las fuerzas endógenas al interior del planeta y su actividad magmática. La interacción entre los bordes de placa genera profundos efectos en la configuración del relieve inicial de la Tierra.

Figura 10. Tasas de movimiento (cm/año) de las placas en el mundo (Wicander y Monroe, 1999)



II. La fragmentación del Pangea⁶

Suelen distinguirse cuatro etapas en la fragmentación del Pangea (Tarbuck y Lutgens, 1999: 455) (Figura 11):

- Formación del *rift* entre Laurasia y Gondwana en el Triásico Tardío. A fines del Triásico, el océano Atlántico en expansión separa Norteamérica de África. Luego sigue el *rifting* entre Norteamérica y Sudamérica durante el Triásico Tardío y el Jurásico temprano.

⁶ Ver: Strahler, 1992: 345-357 (Cáp. 13)

- Separación de los continentes del Gondwana en el Triásico Tardío y Jurásico. Antártica y Australia estaban suturadas, se separan de Sudamérica y África, Gondwana se mueve hacia el norte.
- En el Jurásico Tardío, Sudamérica y África se separan. El mar Tethys comienza a cerrarse debido a la rotación dextrogira de Laurasia y al movimiento de África hacia el norte. Este angosto paso marítimo fue el precursor del Mar Mediterráneo.
- A fines del Cretácico, Australia y Antártica ya se había separado. India llegaba casi a la mitad del Ecuador. Sudamérica y África se apartaron ampliamente. Groenlandia se independizó de Europa y un *rift* la alejaba de Norteamérica.

Las investigaciones sobre ajustes entre los bordes de los continentes para comprobar la fragmentación del Pangea han sido realizadas por Bullard (1965), quien comprobó que éstos encajan alrededor de la isóbata de los 2000 m.

III. El tiempo geológico⁷

La edad de la Tierra recibe el nombre de Tiempo Geológico. Es una escala temporal que se construye a partir de fechamiento relativo y absoluto, en función de las técnicas que se empleen. A medida que las investigaciones permiten reconstruir los acontecimientos geológicos, la escala del tiempo se va reajustando o modificando en sus subdivisiones. De este modo, la Figura 12 presenta la escala propuesta por Holmes y Holmes (1987) y la Figura 13 representa la escala del tiempo geológico moderna propuesta por Bastida (200).

El tiempo geológico se organiza en Eón; Era; Períodos y Épocas.

- Eón: es la mayor unidad de tiempo en la escala de tiempo geológico
- Era: división principal en la escala de tiempo geológica
- Período: subdivisión de una Era.
- Época: subdivisión de un Período.

⁷ Ver: Tarbuck y Lutgens, 1999: 173-195 (Cáp. 8)

Figura 11. Fragmentación del Pangea y modelos de ajuste continental (Holmes y Holmes, 1987)

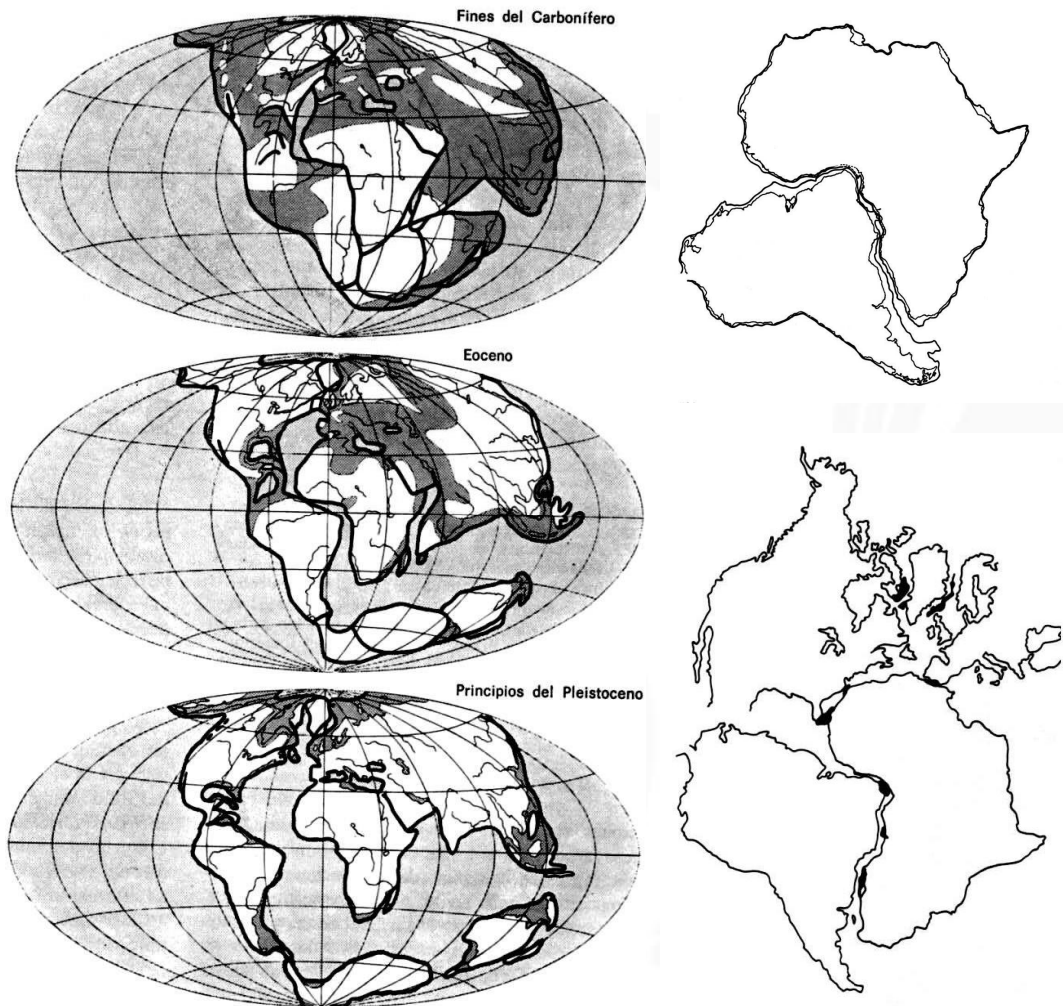
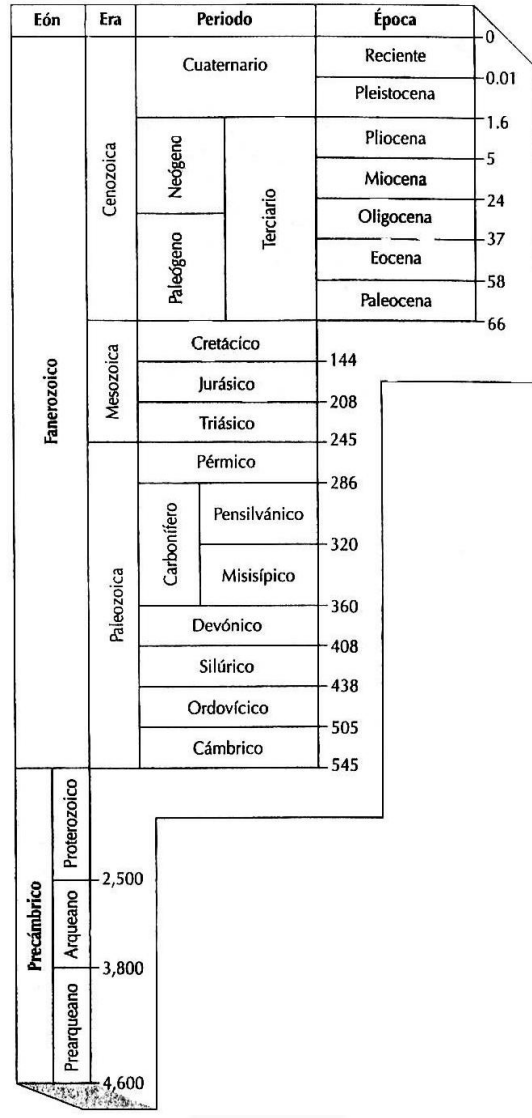
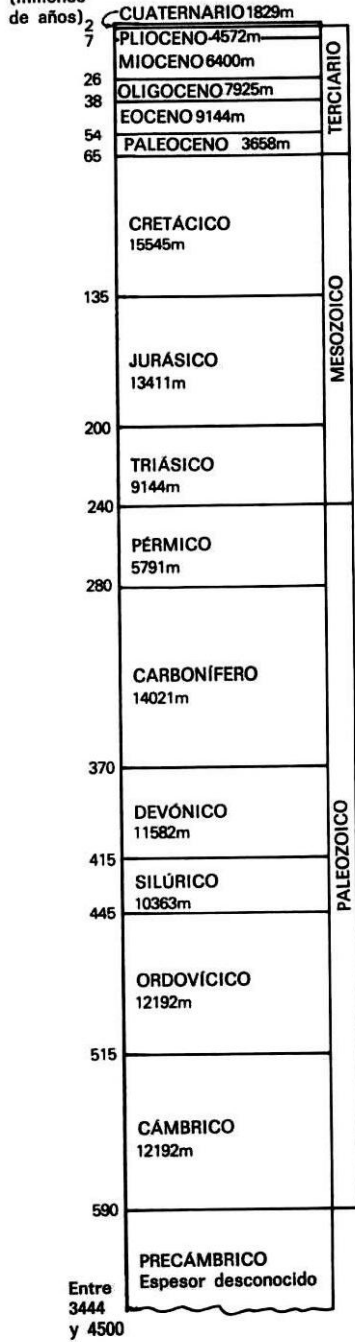


Figura 12. El Tiempo geológico

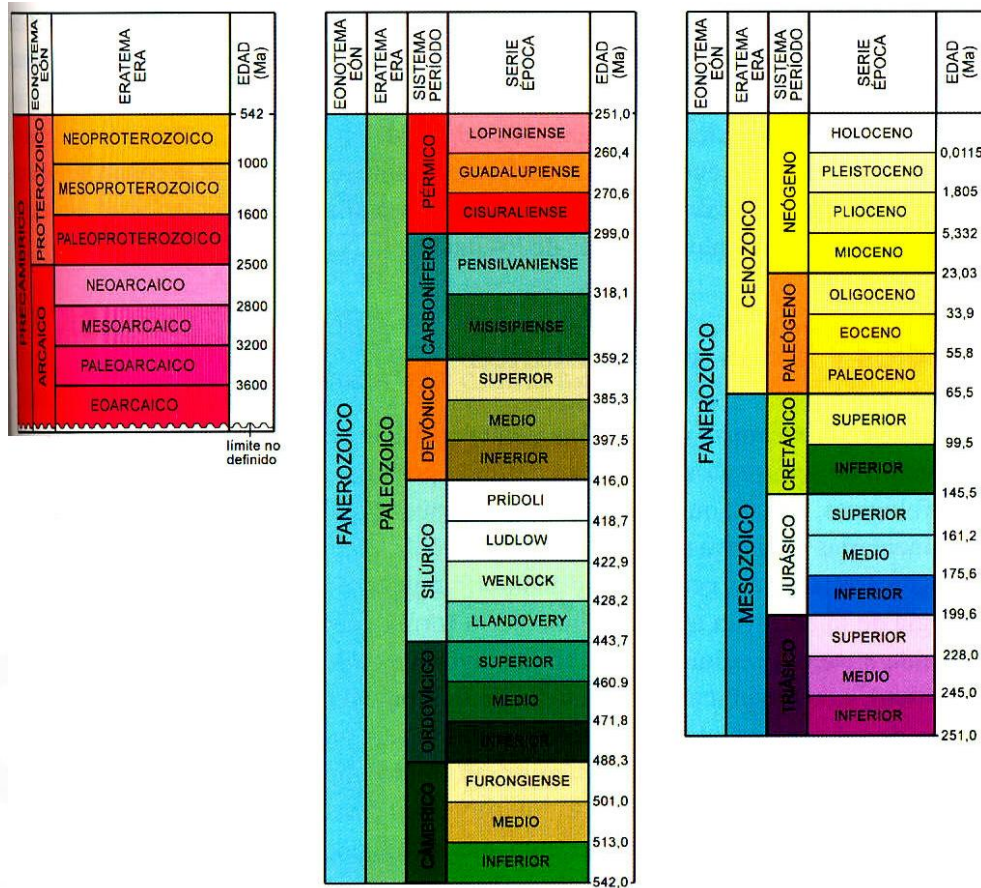
ESCALA DEL TIEMPO GEOLÓGICO
Edad (Espesor máx. de los sistemas en millones de años)



Izquierda: según Holmes y Holmes (1987)
Derecha: según Wicander y Monroe (1999)

Actividad: compare las escalas propuestas y discuta los criterios de clasificación. Para cada Período, desarrolle los principales acontecimientos geológicos e hitos de la vida.

Figura 13. Escala del Tiempo Geológico (según Bastida, 2005)



IV. Tipos de bordes de placa

Las placas pueden presentar tres tipos de bordes: destructivos o de consumo (zonas de colisión); de acreción (zonas de ascenso magmático en dorsales); y transformantes (donde no existe ni acreción ni consumo)⁸, los cuales presentan las siguientes características:

1. Bordes de crecimiento o de acreción

Son límites de placa donde se forma nueva corteza oceánica. Se forma un centro de expansión llamado valle estructural o *rift valley*⁹ (Figura 14) y las placas crecen a medida que el magma asciende a la superficie movilizado por una célula convectiva ascendente, el magma extruido se enfría (cristaliza) formando las dorsales submarinas y creando con ello nuevo piso oceánico. Las dorsales son cordilleras submarinas alineadas paralelamente a uno y otro lado del *rift* donde sus alturas no sobrepasan los 200 m de altura debido a la continua expansión del piso oceánico. Las edades de las rocas aquí son las más recientes de la Tierra, no superando los 1,8 millones de años.

Un rasgo sobresaliente de un centro de expansión es la presencia de fallas transformantes que conectan segmentos desencajados de bordes de placa y se disponen perpendicularmente al eje de la dorsal (Figura 15). La morfología del centro de expansión depende de la velocidad de expansión del fondo oceánico. Cuando esta es baja, se crean *rift* de varias decenas de Km. de ancho y hasta 2 Km. de profundidad (caso Atlántico) y cuando esta es alta no aparece *rift* en el centro de la dorsal sino que una elevación axial de unos 2 Km. de ancho y unos 200 m de altura (caso Pacífico).

El mecanismo de *rifting* aún es discutido, siendo uno de los primeros modelos para su desarrollo el propuesto por Holmes y Holmes (1987) a través de las llamadas líneas de debilidad de la litósfera. Posteriormente los trabajos de Morgan en relación con la aplicación del teorema de Euler al mecanismo de generación de las fallas transformantes ha apoyado la propuesta de Holmes y Holmes¹⁰(Figura 15). Actualmente, se considera que la morfología de un *rift* es el resultado de la actividad volcánica modificada por efectos tectónicos (Bastida, 2005). Esto quiere decir que un centro de expansión puede considerarse como parte de la actividad ígnea de carácter extrusiva o de volcanismo fisural. Se reconocen dos tipos de *rift*: aquellos localizados en los fondos marinos llamados *rift* oceánicos (dorsales meso-oceánicas) y aquellos localizados en los continentes, llamados *rift* continentales (*rift* africanos). Ambos implican la apertura de cuencas oceánicas aunque los continentales suelen derivar de los oceánicos.

⁸ Revisar mosaico de placas y tipos de bordes de placa en: Strahler (1992), Cáp. 10 (pág. 250 a 267).

⁹ Un *rift valley* es un relieve estructural generado por deformación por rotura a través de fallas normales, donde están involucradas fuerzas de tensión. El bloque hundido se llama graben y los bloques solevantados se llaman pilares tectónicos o *horst*. Al generarse el *rift* el magma ascendente aflora a la superficie formando las dorsales submarinas que se alinean a ambos lados del *rift* y se desplazan a medida que el piso oceánico se expande.

¹⁰ Revisar Holmes y Holmes (1987) y Bastida (2005: 367).

Figura 14. Valle estructural oceánico o *rift valley*

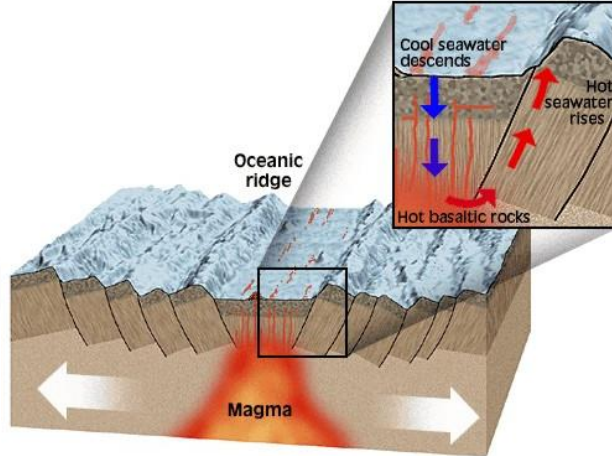
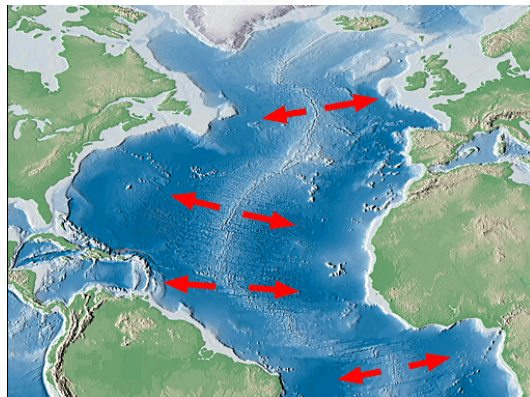
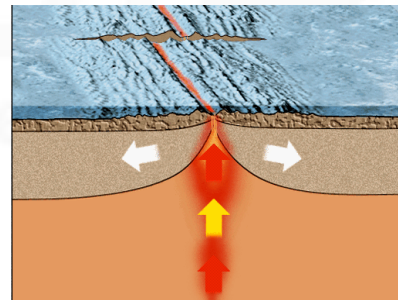
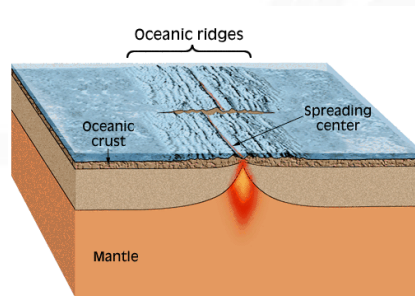


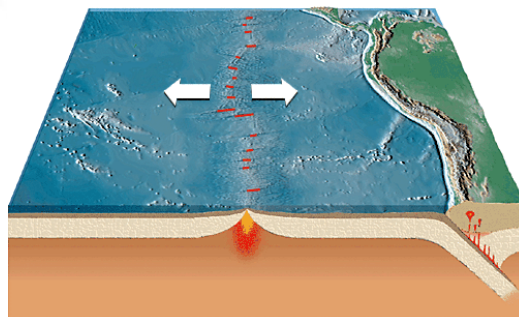
Figura 15. Fallas transformantes asociadas a un centro de expansión



Superior: dorsal mesoatlántica
Inferior: dorsal mesopacífica
Oceanic ridges

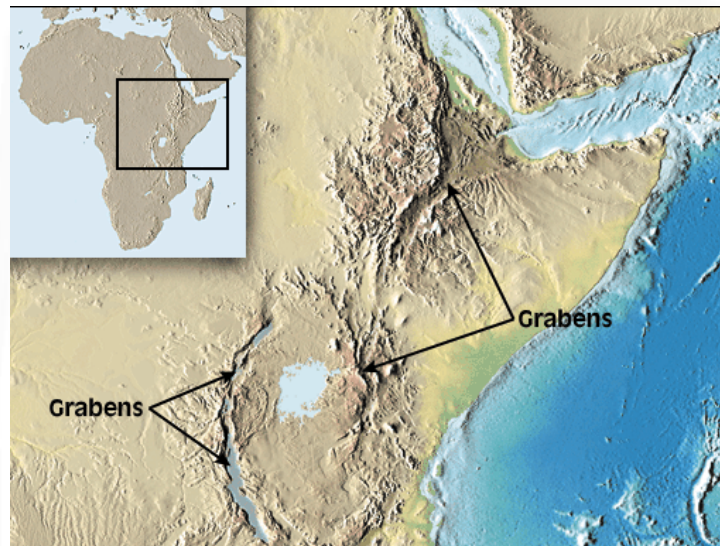


En un centro de expansión oceánico, las fallas transformantes se localizan perpendicularmente al eje de la dorsal. Su actividad sísmica es baja en magnitud pero constante, con predominio de foco superficial.

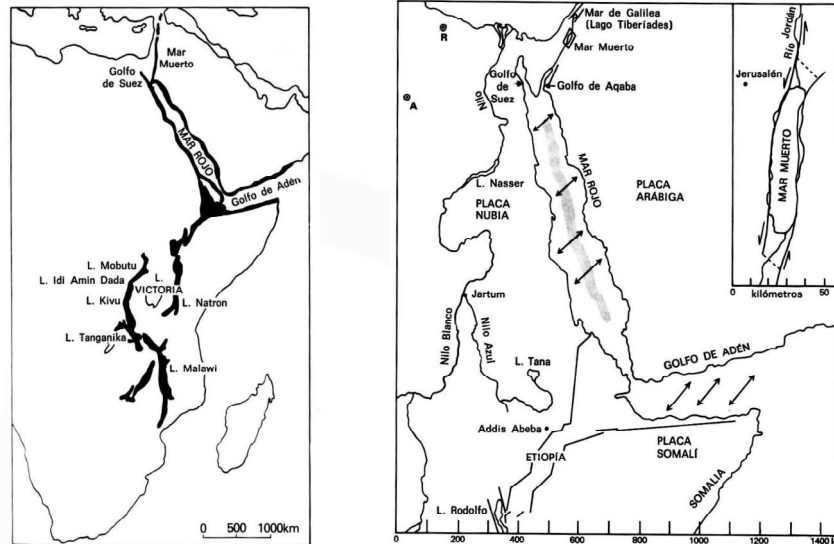


Los *rifts* en general representan depresiones de gran longitud limitadas por fallas y generadas por adelgazamiento litosférico debido a la acción de esfuerzos extensionales horizontales, desarrolladas sobre zonas de debilidad cortical (Bastida, 2005). Cuando son continentales (Figura 16), se transforman en cuencas receptoras de sedimentos que pueden estar asociadas a un vulcanismo alcalino. Los *rift* continentales se localizan en Africa oriental; en el lago Baikal (Siberia); en la fosa del Rin (Europa) y en el Río Grande (Estados Unidos)¹¹.

Figura 16. *Rift* continental africano y *rift* protoceánico del Mar Rojo



¹¹ Los *rift* continentales se clasifican según Bastida (2005: 378) en aquellos activados en el manto o **activos** y aquellos activados en la litósfera o **pasivos**.



2. Bordes de consumo, de subducción o convergencia

Si la tierra mantiene sus dimensiones, entonces debe existir compensación de masa a través de un proceso de destrucción de litósfera. En estos bordes se produce el choque entre dos placas de igual o diferentes naturaleza provocando subducción, la cual puede asociar actividad volcánica y orogenia. La litósfera que subduce es transportada por una corriente de convección descendente (tiro de la laja) donde están involucradas fuerzas endógenas compresivas. En la Figura 17, se observan tres tipos de convergencias donde las placas que colisionan son continental-oceánica (A); oceánica-oceánica (B) y continental-continental).

Los bordes de placa convergentes se caracterizan por la deformación asociada a las fuerzas endógenas compresivas y a la actividad ígnea que resulta tanto de la subducción como de la fusión de las rocas trasladadas durante este proceso. De ahí que la formación de orogenia y arcos de islas volcánicas sean morfologías típicas, así como los procesos de metamorfismo y formación de yacimientos minerales importantes.

Cuando uno de los bordes de placa que convergen es continental, es decir, coincide con el borde de un continente, se habla de **margen continental convergente**, como es el caso andino e himalayo¹². La Figura 18 representa el proceso de subducción que afecta la placa de Nazca (oceánica de naturaleza máfica) y la placa Sudamericana (continental de naturaleza félsica), característico del caso chileno.

En un límite de placa convergente, se desarrollan rasgos comunes que han sido descritos por Boillot (1984 en Bastida, 2005) y representados en la Figura 19:

¹² Ver cap. VIII de este Manual, sobre márgenes continentales.

- a) **abombamiento externo:** o elevación amplia en la placa que subduce como respuesta a la flexión. Las rocas son cataclásticas y experimentan fallas de tensión.
- b) **vertiente externa de la fosa oceánica:** con depósitos sedimentarios pelágicos y generalmente afectada por fallas normales.
- c) **fosa oceánica:** límite de las placas convergentes con ancho medio de 100 Km.
- d) **vertiente interna de la fosa:** contienen sedimentos oceánicos transportados por la placa buzante y turbiditas que en conjunto forman el prisma de *acreción tectónica* o *complejo de subducción*.
- e) **cuenca frontal de arco (*forearc basin*):** de anchura media de 100 Km. localizada detrás del prisma de acreción.
- f) **Arco volcánico:** que puede ser un arco insular interno o un arco volcánico continental dependiendo del tipo de placas que convergen.
- g) **Cuenca retroarco o marginal:** localizada detrás de la cadena volcánica donde se acumulan sedimentos de origen volcánico y pelágico.

Figura 17. Tipos de convergencias entre bordes de placa

SIBUDE
Sistema Bibliotecario de C

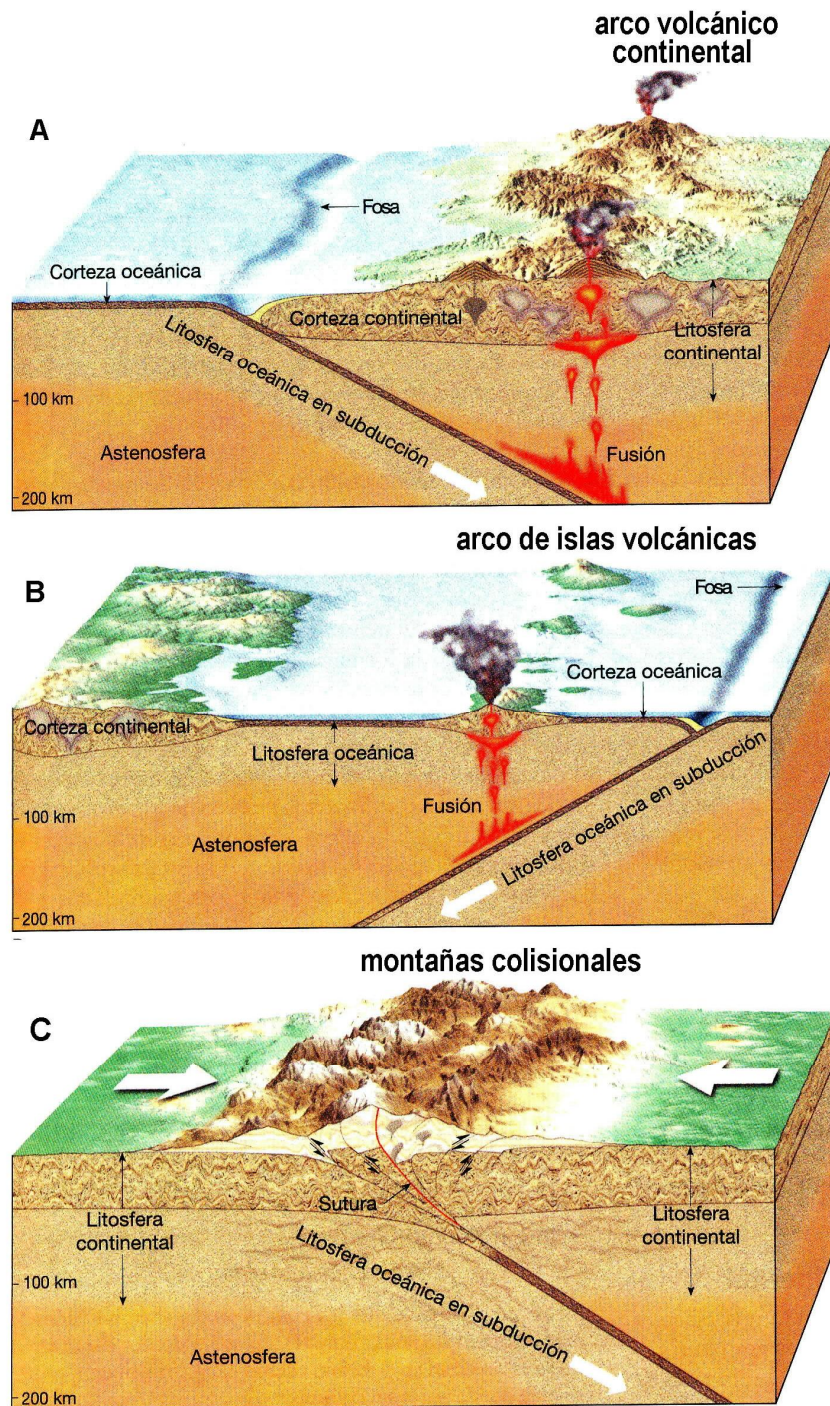


Figura 18. Zona de subducción (caso placa Nazca y placa Sudamericana)

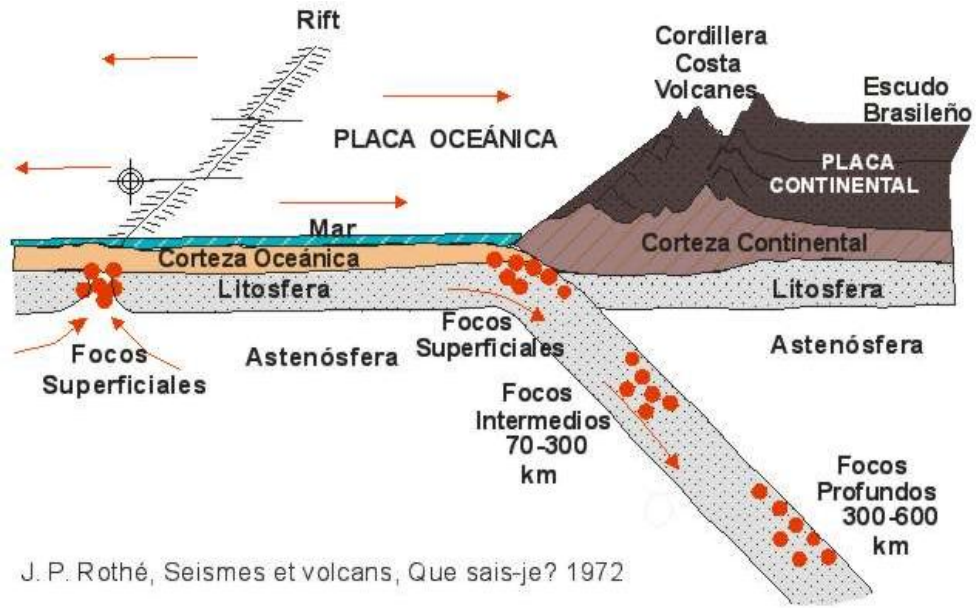
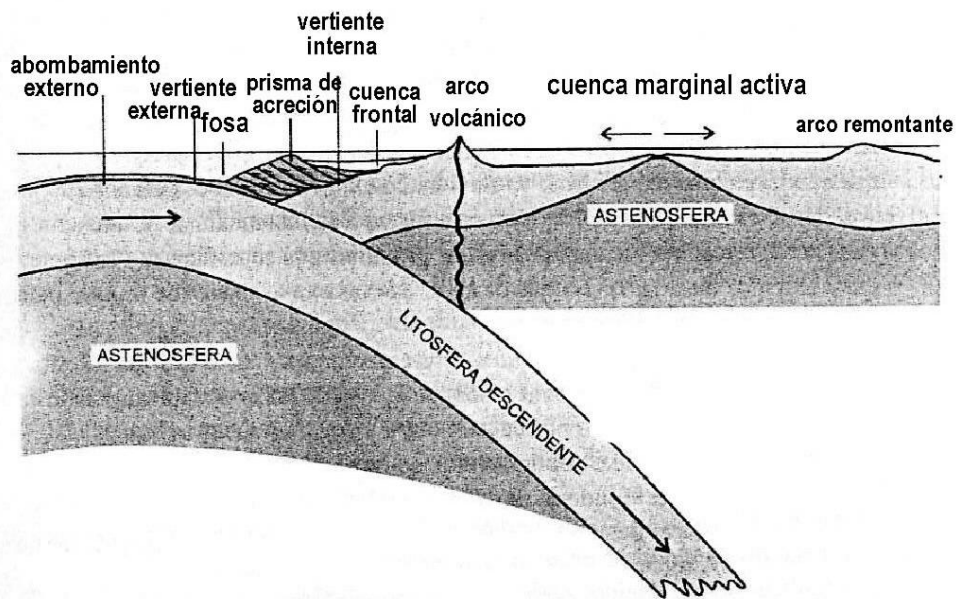


Figura 19. Morfología asociada a límites de placa convergentes (Bastida, 2005)

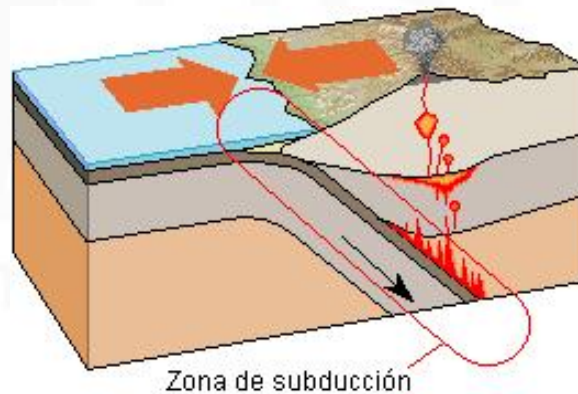


En un límite de placas convergente es relevante la zona de subducción que se forma producto de la colisión entre las placas, especialmente cuando son de naturaleza continental-oceánica u oceánica-oceánica.

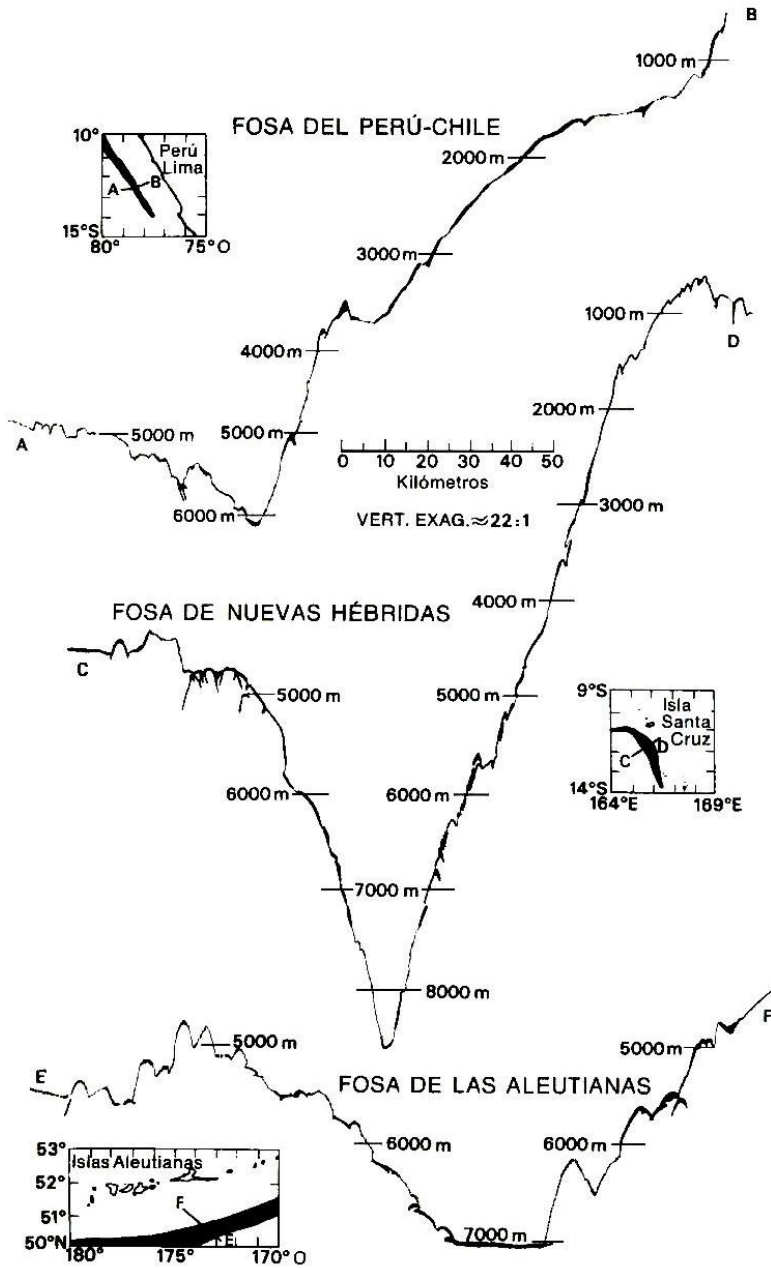
La alta sismicidad es característica de las zonas de convergencia de placas, en la zona donde se produce la subducción (fosa tectónica), conocida como Zona Wadati-Benioff o Zona de Benioff. Esta zona permite analizar el peligro sísmico a través de dos variables estudiadas por Benioff: la localización de los focos de los terremotos (hipocentros) y el ángulo de subducción de la placa convergente. De este modo se reconocen tres tipos de sismos según la profundidad de su hipocentro: superficiales (< 70 Km.); intermedios (70 a 250 Km.) y profundos (> 250 Km.) según se presenta en las Figura 20 y 21. El ángulo de subducción en el plano de Benioff puede correlacionarse además con la capacidad de inyectar material magmático hacia la superficie a través de actividad volcánica.

La actividad sísmica registrada a lo largo del plano de Benioff marcaría el límite donde la placa presenta aún un comportamiento de sólido rígido debido a que solo en tales condiciones pueden generarse los procesos de deformación y acumulación de energía elástica al interior de las rocas. La presencia de sismos con profundidades superiores a 400 Km. son escasos y su generación son objeto de discusión entre sismólogos y geofísicos¹³.

Figura 20. Zona de subducción en un borde de placa convergente



¹³ Una discusión interesante sobre el tema puede encontrarse en Strahler (1992:316) en relación con los cambios de fase gabro-eclogita ocurridos en la discontinuidad de Mohorovicic y sus efectos sobre los reajustes eustáticos.

Figura 22. Morfología de las principales fosas del océano Pacífico (Bastida, 2005)

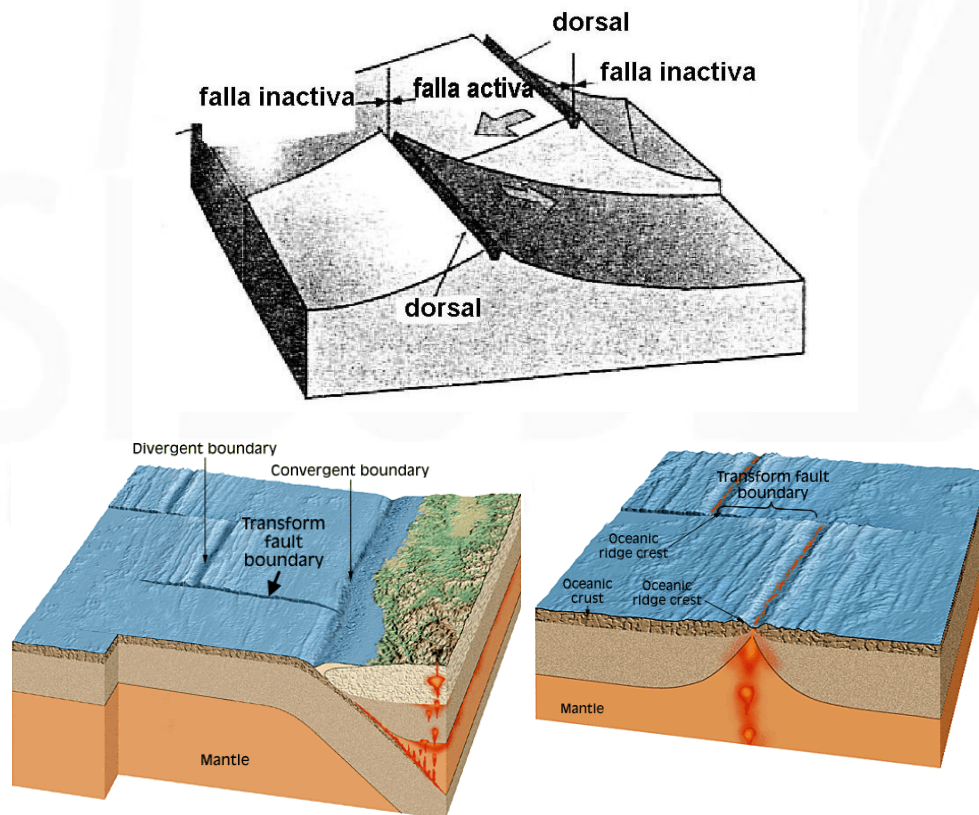
3. Bordes de cizalla o transformantes

En este tipo de bordes, las placas se deslizan una junto a otra a lo largo de fallas transformantes, donde no existe ni acreción ni consumo de litósfera debido a que el movimiento de las placas ocurre solo en el plano horizontal.

Las fallas transformantes son aquellas en las que el desplazamiento desaparece o cambia de forma y de dirección bruscamente, transformándose, pudiendo presentar un gran desplazamiento de carácter horizontal y en sentido opuesto. Estas separan dos placas distintas, donde el segmento a lo largo del cual la placa es activa termina bruscamente a cada lado en un borde constructivo o destructivo (Bastida, 2005).

Las fallas transformantes más comunes son aquellas que conectan sus extremos con una dorsal, siendo transversales a ésta (Figura 23).

Figura 23. Falla transformante en una dorsal centro-oceánica (Bastida, 2005)



Los límites de placas y su funcionamiento pueden observarse a través de las Figuras 24 y 25. De este modo, una placa puede presentar varios de los tipos de bordes e interactuar con otros para generar el balance de masa planetario (Figura 26). Esta dinámica de las placas a nivel planetario ya había sido propuesta por varios autores, entre los que destacan los modelos de Holmes y Holmes (1987) y Strahler (1992) de acuerdo a la Figura 26.

Figura 24. Disposición estructural de la Tierra



Figura 25. El balance de masa planetario

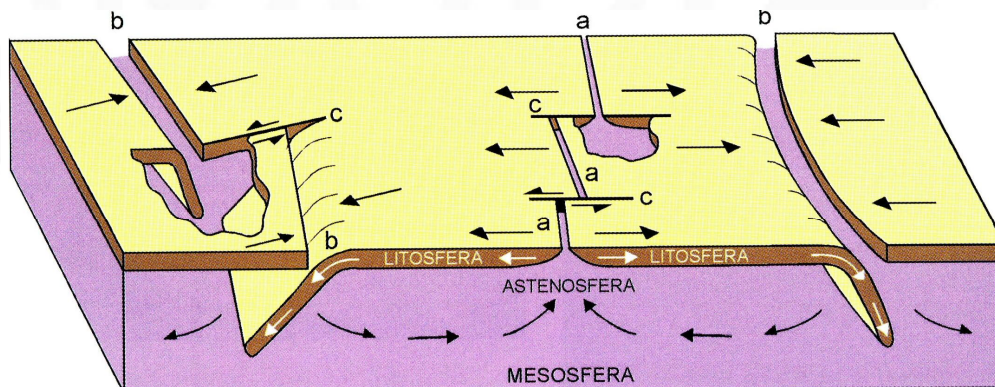
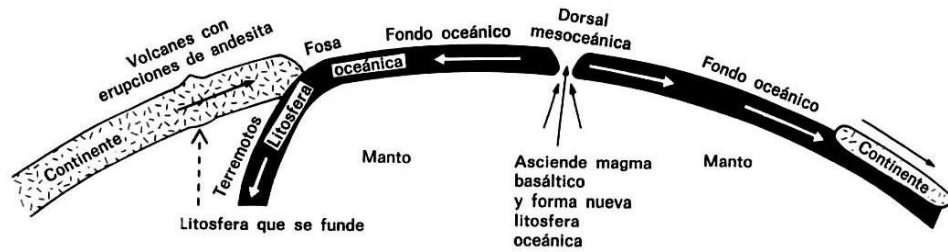
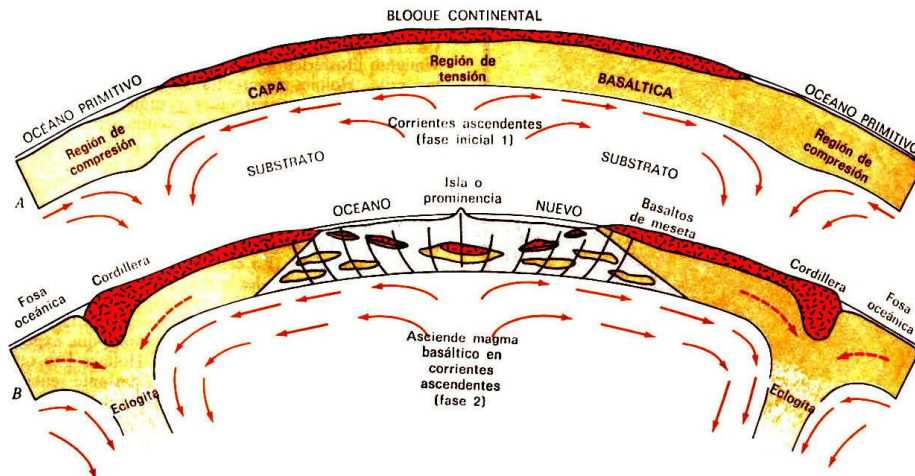


Figura 26. La movilidad planetaria según los modelos clásicos y modernos



A) Modelo propuesto por Holmes y Holmes (1987)



B) Modelo propuesto por Strahler (1992)

V. El interior de la Tierra¹⁵

La estructura interna de la Tierra no es homogénea, se compone de capas “concéntricas” de acuerdo a su composición química (Figura 27). En general, existe una gradación respecto a la densidad de los materiales ya que a medida que aumenta la profundidad, también aumenta la densidad de éstos (Figura 28).

Se reconocen tres grandes capas en el interior de la Tierra, separadas por cambios de fase en los materiales constituyentes llamados “discontinuidades”. De acuerdo con Tarbuck y Lutgens (1999), se reconocen capas composicionales y capas mecánicas al interior de la Tierra, estas últimas debido a que factores asociados a las altas temperaturas y presiones afectan a los materiales constituyentes (Tabla 1):

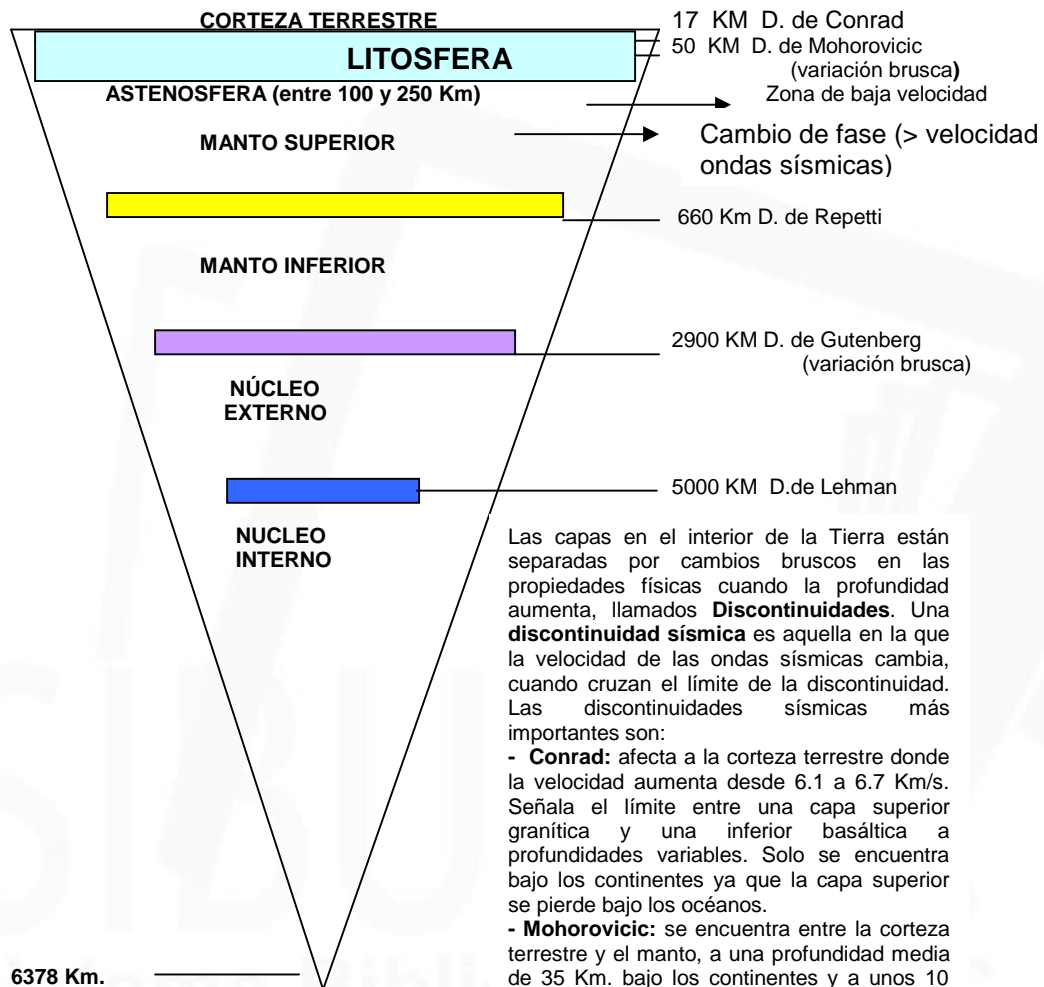
- Capas composicionales: corteza (continental y oceánica); manto y núcleo
- Capas mecánicas: litósfera; astenósfera; mesosfera; núcleo externo y núcleo interno

Tabla 1. Principales propiedades del interior de la Tierra

	CARACTERISTICAS
CORTEZA TERRESTRE	Densidad en océanos: 2.8 a 3.5 gr/cc Densidad en continentes: 2.5 a 2.7 gr/cc Espesor variable: 50-75 Km en continentes y 10 Km bajo los océanos. Océanos: basalto Continentes: granito
MANTO (82% de la masa terrestre) Rocas silicatadas Se comporta como un sólido elástico	Predomina el magma, formado por: O ₂ , Fe, Mg y Si (silicatos ferromagnesianos). La densidad aumenta en forma paulatina con la profundidad: 3.5 a 5.5 gr/cc <u>Rocas:</u> olivino, piroxeno y peridotita (ultrabásicas)
MANTO EXTERNO O SUPERIOR	Comprende la LITOSFERA y la ASTENOSFERA Zona de baja velocidad posiblemente relacionada con material en estado de fusión donde las velocidades son menores.
MANTO INTERNO O INFERIOR	O MESOSFERA con una profundidad de 660 Km.
NÚCLEO EXTERNO	Se comporta como líquido. Tiene 2.270 Km de espesor Densidad aumenta hacia el interno: 8 a 12.3 gr/cc Es capaz de realizar un FLUJO CONVECTIVO asociado al magnetismo terrestre y rodea al núcleo interno.
NÚCLEO INTERNO	Se comporta como sólido (90% Fe y 8 a 10% Ni). Tiene un radio de 1216 Km.

¹⁵ Se recomiendan los siguientes textos para apoyar esta sección: Strahler, 1992: 189-222 (Cáp. 8); Tarbuck y Lutgens, 1999: 385-400 (Cáp. 17)

Figura 27. Interior de la Tierra



Las capas en el interior de la Tierra están separadas por cambios bruscos en las propiedades físicas cuando la profundidad aumenta, llamados **Discontinuidades**. Una **discontinuidad sísmica** es aquella en la que la velocidad de las ondas sísmicas cambia, cuando cruzan el límite de la discontinuidad. Las discontinuidades sísmicas más importantes son:

- **Conrad**: afecta a la corteza terrestre donde la velocidad aumenta desde 6.1 a 6.7 Km/s. Señala el límite entre una capa superior granítica y una inferior basáltica a profundidades variables. Solo se encuentra bajo los continentes ya que la capa superior se pierde bajo los océanos.
- **Mohorovicic**: se encuentra entre la corteza terrestre y el manto, a una profundidad media de 35 Km. bajo los continentes y a unos 10 Km. bajo los océanos.
- **Repetti**: se localiza a 660 Km. de profundidad. Separa el manto superior del manto inferior.
- **Gutenberg**: se localiza a unos 2900 Km de profundidad y separa el manto del núcleo.
- **Lehman**: se localiza a 5000 Km. y separa el núcleo externo del núcleo interno.

En la **Astenósfera** (100 y 200 Km. de profundidad) o **Zona de Baja Velocidad**, la roca tiene un comportamiento de sólido plástico y sólido elástico. Si la materia tiene ambas propiedades es una sustancia elástico-viscosa y puede ser elástica y plástica al mismo tiempo de acuerdo a una intensidad y duración de un campo de esfuerzos que resulta en una deformación (Strahler, 1992).

Astenos = sin fuerza, débil

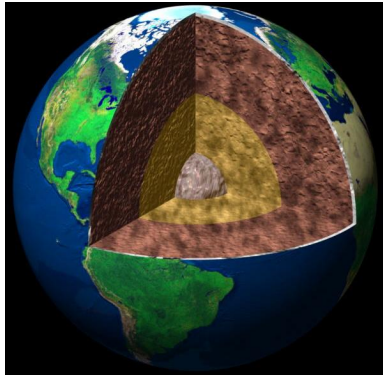
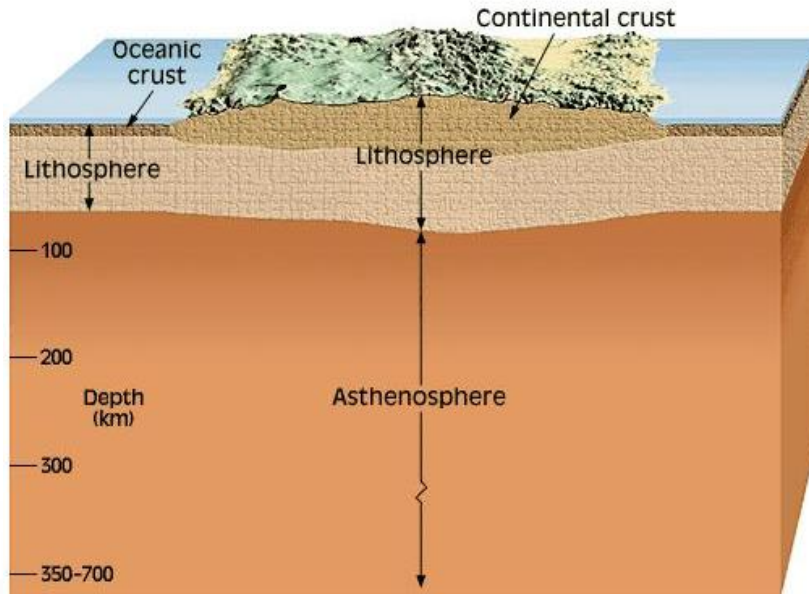


Figura 28. Estructura interna de la Tierra

El interior de la Tierra ha sido estudiado mediante la propagación de las ondas sísmicas. Una onda es una propagación de una perturbación o vibración a través de un medio o del vacío, describiendo movimientos alternativos de elevación y descenso siendo sus elementos de definición la longitud de onda; el período de onda; la frecuencia de onda y la velocidad de propagación.

Una onda sísmica es una perturbación provocada por una dislocación al interior de la Tierra, que viaja a distintas velocidades de acuerdo al material por el cual se desplaza. Se trata de ondas mecánicas que pueden ser longitudinales o transversales que se propagan desde un punto del interior de la Tierra (foco o hipocentro) a velocidades variables entre 200 a 6.000 m/s (Figura 29). Se reconocen dos grupos de ondas sísmicas¹⁶ que se representan en un sismograma de acuerdo a la Figura 30:

- a) ondas de cuerpo: son parecidas a las ondas del sonido. Se reconocen dos tipos llamadas ondas P (primarias) y ondas S (secundarias).
- b) ondas superficiales: son parecidas a las ondas oceánicas. Se reconocen dos tipos llamadas ondas R (Rayleigh) y ondas L (Love).

¹⁶ revisar: Strahler, 1992: 193- 204 y Tarbuck y Lutgens, 1999: 357-369 (Cáp. 16).

Figura 29. Tipos de ondas sísmicas

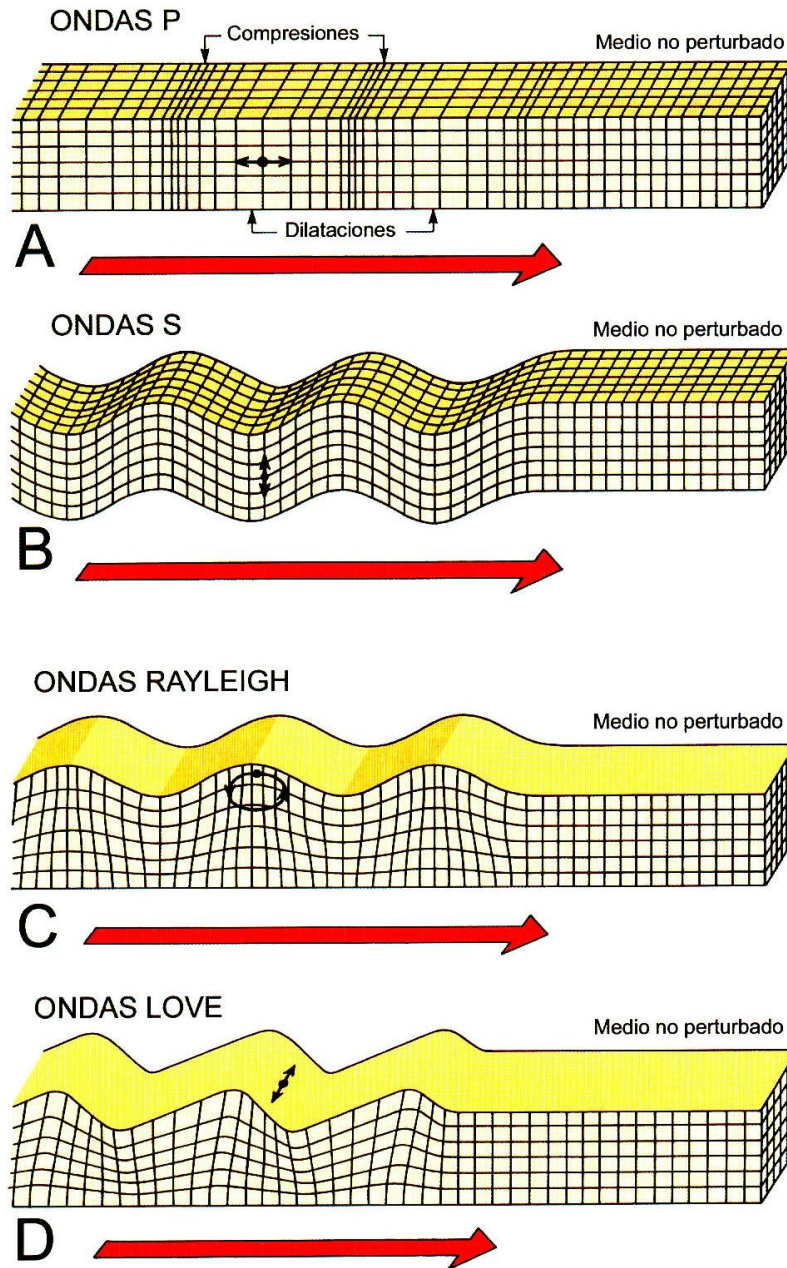
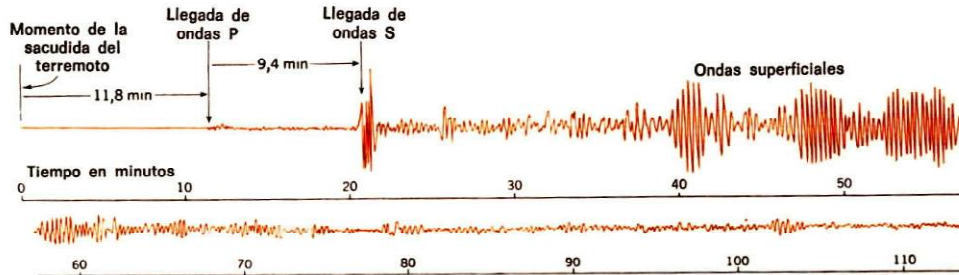
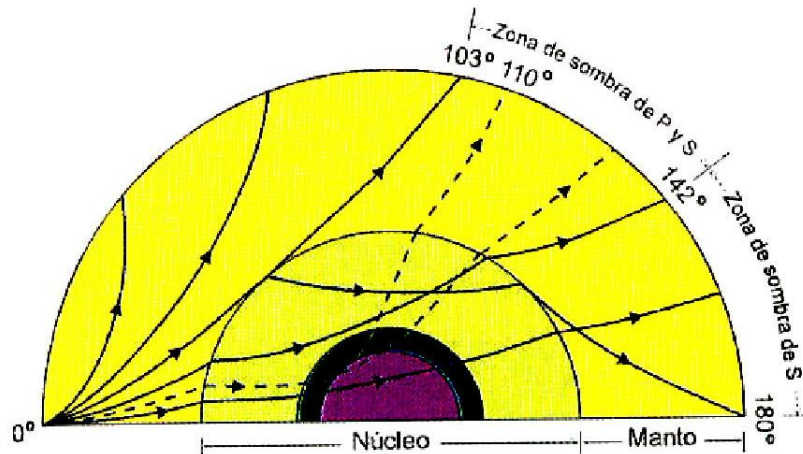


Figura 30. Tipos de ondas sísmicas representadas en un sismograma

Las ondas sísmicas a medida que atraviesan diferentes materiales al interior de la Tierra experimentan desvíos en su trayectoria que obedecen a procesos físicos conocidos como refracción, difracción y reflexión (Figura 31). La propagación de la onda sísmica depende de la densidad del material por el cual atraviesan y de sus propiedades elásticas. A través de la refracción, las ondas sísmicas se curvan y cambian de dirección, mientras que a través de la reflexión las ondas sísmicas se devuelven o "rebotan" al tocar un material diferente. Este comportamiento permite identificar **discontinuidades** al interior de la Tierra permitiendo inferir su estructura. De este modo se conoce también la presencia de **Zonas de Sombra** para las ondas P y S donde las ondas P son refractadas y reflejadas en un área comprendida entre los 103° y 143° del foco del terremoto, mientras que las ondas S son detenidas por el núcleo a localizaciones mayores de 103° a partir del foco del terremoto¹⁷.

Figura 31. Comportamiento de las ondas sísmicas al interior de la Tierra

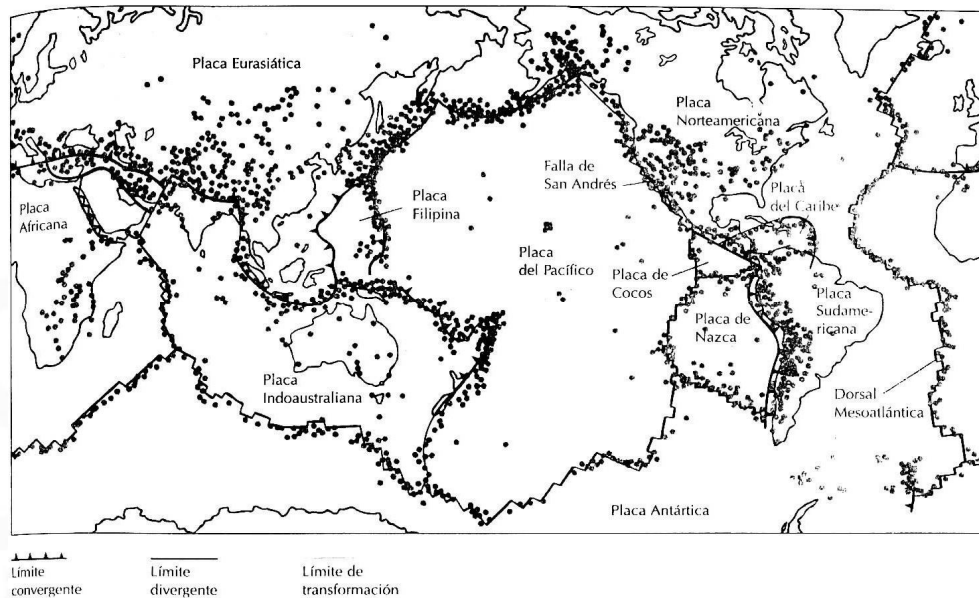
¹⁷ Los aportes de Oldham (1906) y Jeffreys (1926) fueron muy destacados para el reconocimiento de las discontinuidades en el núcleo.

VI. Sismicidad en el planeta

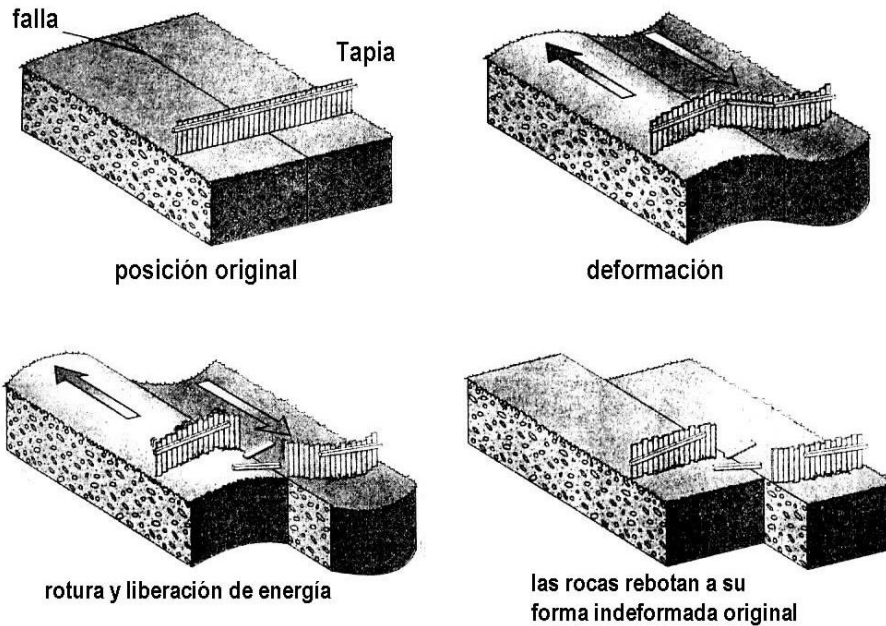
La actividad sísmica es uno de los fenómenos más comunes en el planeta ya que es consecuencia de la geodinámica interna de la Tierra. Sus efectos sobre los asentamientos humanos suelen ser negativos cuando la vulnerabilidad es alta. Sin embargo, desde el punto de vista del fenómeno son una respuesta al tectonismo que caracteriza en especial a las zonas más activas del planeta, llamadas cinturones sísmicos (Figura 32).

Un **terremoto** es una vibración de la Tierra causada por la liberación repentina de energía bajo la superficie, generalmente en respuesta al desplazamiento de rocas a lo largo de discontinuidades llamadas fallas (Wicander y Monroe, 1999).

Figura 32. Distribución de la sismicidad mundial



La generación de los terremotos se explica actualmente a través de la **teoría del rebote elástico** propuesto por H. Reid de la U. Johns Hopkins, a raíz del terremoto de 1906 ocasionado por la falla de San Andrés y que afectó a la ciudad de San Francisco en Estados Unidos. A través de mediciones realizadas a uno y otro lado de la falla, determinó que durante los últimos 50 años se había acumulado energía elástica al interior de las rocas, la cual fue liberada en forma de ondas sísmicas provocando un “rebote” de los bloques dislocados que retornaron a su posición indeformada (Figura 33).

Figura 33. Teoría del rebote elástico

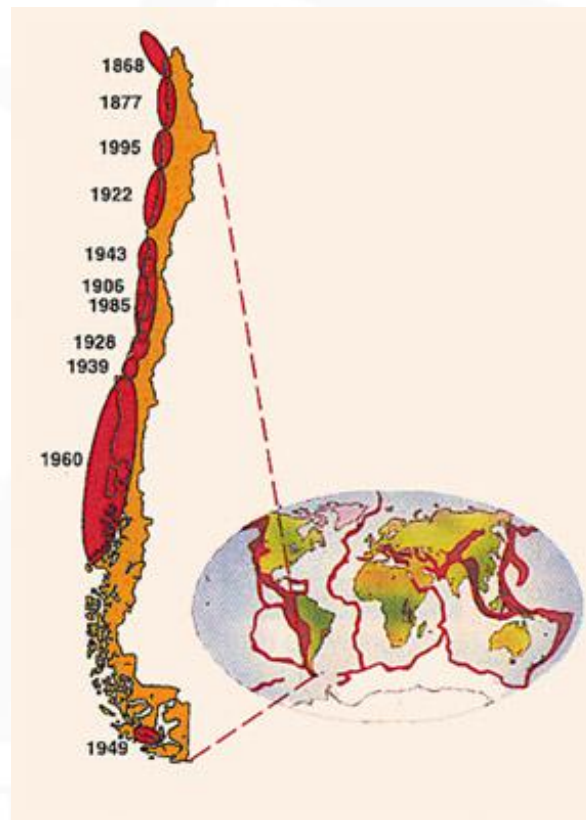
Los principales terremotos de la historia han ocurrido en zonas de convergencia entre placas. Los terremotos de Indonesia ocurridos el 26 de diciembre de 2004 en Sumatra y el 28 de marzo de 2005 en las islas Nias (oeste de Sumatra) registraron magnitud $M= 9.0$ y $M= 8.7$ respectivamente, provocando efectos devastadores en la costa asiática debido al tsunami generado con el primer terremoto. Aún así, el terremoto más grande registrado continúa siendo los ocurridos el 21 y 22 de mayo de 1960 en la costa del sur de Chile. El terremoto de Valdivia tuvo una magnitud de $M= 9.5$ saturando la escala Richter¹⁸. Las investigaciones sobre sismología tuvieron que centrarse en buscar nuevas escalas de magnitud y revolucionó la forma de aplicar el peligro sísmico a los asentamientos humanos. Este terremoto generó un tsunami que viajó por toda la cuenca del Pacífico desbastando el puerto de Hilo en Japón.

Otros terremotos importantes son los ocurridos en Alaska en 1964 ($M= 8.6$), México en 1985 ($M= 8.1$) y San Francisco en 1906 ($M= 8.3$).

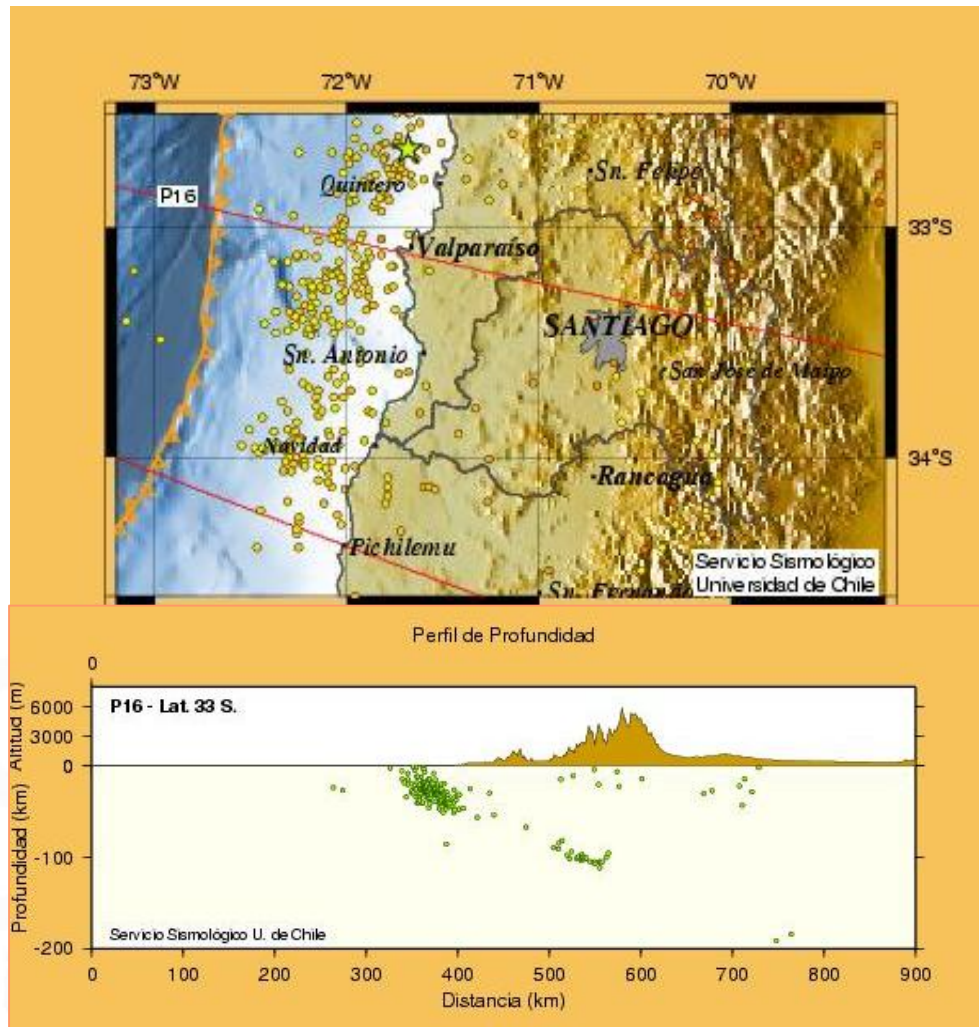
¹⁸ Los efectos del terremoto y tsunami de 1960 en la costa de Chile ha sido analizado por el SHOA, pub. www.shoa.cl

Para el caso chileno, la situación de bordes de placa convergente hace que la sismicidad este en gran parte definida por el tectonismo de bloques. Las áreas dislocadas quedan expuestas por los eventos históricos que han afectado el país, siendo relevantes los terremotos de 1868 y 1877 en el norte de Chile que generaron tsunamis locales de hasta 12 m de altura¹⁹ (Figura 34). Algunos perfiles transversales presentan la sismicidad asociada a Chile central (Figura 35).

Figura 34. Principales terremotos en Chile



¹⁹ Se recomienda la revisión de los trabajos de Lagos, M. (2000 y 2005) publicados en la Revista Geográfica Norte Grande N° 27 y N° 33, disponibles en <http://redalyc.uaemex.mx/redalyc/> Revisar también las Cartas de Inundación por Tsunami para los principales puertos de Chile, disponible en www.shoa.cl.

Figura 35. Perfil sísmico de la V Región (Servicio Sismológico, U. de Chile²⁰)

²⁰ www.dgf.uchile.cl

VII. Actividad ígnea

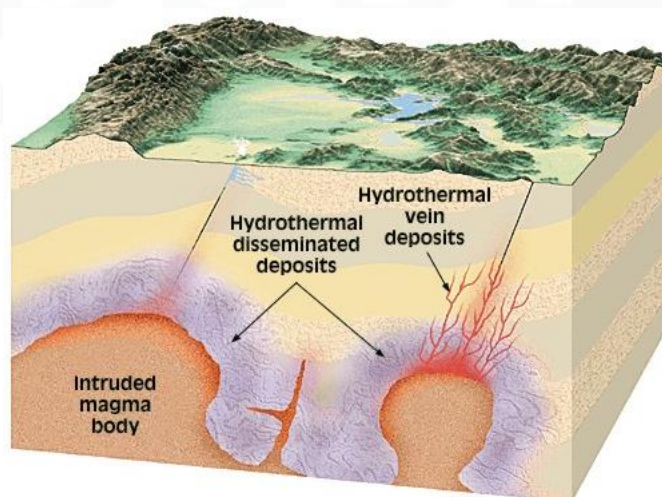
Se denomina actividad ígnea a toda movilidad del magma al interior de la Tierra provocado por fuerzas endógenas y que termina formando cuerpos de rocas al interior o exterior de la corteza terrestre. Bastida (2005:394) indica que la movilidad ígnea origina un “**complejo ígneo**”, es decir *áreas constituidas por un conjunto de rocas distintas, volcánicas y/o plutónicas, íntimamente asociadas y más o menos contemporáneas*.

La actividad ígnea se divide en dos tipos: intrusiva (o no aflorada) y extrusiva (o aflorada). Esta actividad origina las rocas ígneas, como resultado del enfriamiento y cristalización directa del magma padre. Debido a la presión de confinamiento que afecta a los materiales según la profundidad, las rocas están afectadas por deformaciones que afectan la naturaleza de la roca original. De ahí que los procesos de metamorfismo estén asociados al plutonismo así como la actividad hidrotermal y la formación de importantes yacimientos minerales (Figura 36).

La actividad ígnea intrusiva se agrupa bajo el nombre de **Plutonismo** o **Diapirismo**. En este caso, el magma consolida estructuras geológicas o cuerpos de roca al interior de la corteza terrestre, rocas que solo afloran a la superficie a través de denudación.

La actividad ígnea extrusiva se agrupa bajo el nombre de **Vulcanismo**. En este caso, el magma es extruído a la superficie provocando las erupciones volcánicas que pueden tener explosiones violentas o calmas, dependiendo de los factores físicos asociados a la actividad, tales como el tipo de magma, su temperatura y el contenido de gases disueltos en el.

Figura 36. Plutonismo y procesos asociados



1. Actividad ígnea intrusiva: Plutonismo

Se forman cuerpos ígneos intrusivos o plutones cuando el magma se enfría y cristaliza dentro de la corteza terrestre. El mecanismo de intrusión se conoce como **DIAPIRISMO** o **PLUTONISMO**²¹ donde se encuentra involucrado el metamorfismo. Los plutones, debido a su variedad de formas y medio geológico asociado a la intrusión, son de difícil clasificación.

El diapirismo se define como el desarrollo de una intrusión de magma a partir de una formación geológica de baja reidez (estado líquido), sometido a un esfuerzo suficiente para deformarse, penetrar y atravesar rocas de reidez mayor (estado sólido) (Holmes y Holmes, 1987). Es una intrusión de material rocoso más o menos liviano, en estado reído, a través de las rocas que lo recubren formando estructuras como domos, batolitos y diques. Algunos autores llaman **Granitización** al proceso de diapirismo que induce estructuras geológicas de tipo batolitos debido a la naturaleza félsica del magma involucrado que consolida rocas graníticas. Los diques, mantos y lacolitos generalmente están asociados a la actividad volcánica y se cree que las cámaras magmáticas son inyecciones de magma inicialmente bajo la forma de mantos.

Los criterios de clasificación de los plutones incluyen: su morfología, sus mecanismos de emplazamiento y sus relaciones estructurales con las rocas encajantes (Bastida, 2005). Según su morfología pueden ser: masivas, tabulares, cilíndricas y fungiformes. Según su relación con la roca intrusionada pueden ser concordantes o discordantes²². Los tipos de plutones más importantes son (Figura 37):

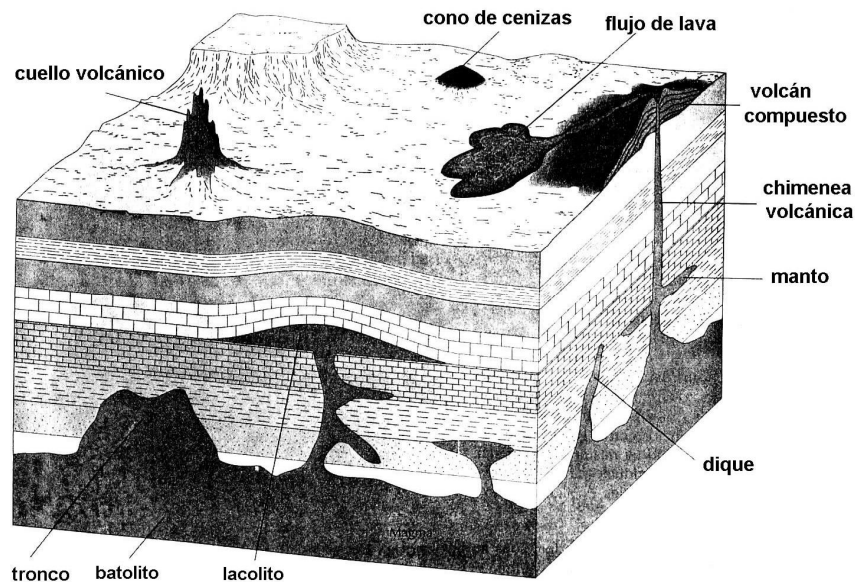
- a) **Diques:** son intrusiones de magma máfico de geometría tubular discordantes. Son de escasas dimensiones (1 a 2 m de ancho) y de grosores mayores (cm a más de 100 m). Requieren de fisuras para emplazarse o cuando la presión del magma es importante, generan sus propias fisuras a través de líneas de debilidad.
- b) **Mantos:** son intrusiones de magma máfico de geometría en forma de hoja sobre estratos concordantes. Son de dimensiones variables, desde menos de 1 m hasta 300 m. de grosor. Son inyectados a presión generando el combamiento de las capas de las rocas intrusionadas y adquiriendo la típica forma de hoja o estructura aplanada.

²¹ La actividad ígnea se denomina Diapirismo (Holmes y Holmes, 1987); Granitización (Strahler, 1992:169) o Plutonismo según sean las condiciones de formación (Tarbuck y Lutgens, 1999). Se encuentra discusión de los mecanismos de formación en Holmes y Holmes (1987); Tarbuck y Lutgens (1999: 97) y Bastida (2005: 394).

²² Las intrusiones concordantes tienen límites paralelos a la roca intrusionada, siguiendo la dirección de los estratos que terminan generalmente combados. Las intrusiones discordantes cortan perpendicularmente la roca intrusionada y en general el magma aprovecha las grietas o fisuras al interior para inyectar el magma hacia la superficie.

- c) **Localitos:** son intrusiones de magma máfico de geometrías fungiformes y concordantes. Son de escasas dimensiones, adquieren su forma típica debido a la presión del magma sobre las rocas suprayacentes provocando que las rocas se arqueen.
- d) **Batolitos:** son intrusiones masivas de magma félsico generalmente discordantes. Son de dimensiones mayores, superiores a 100 Km². Han sido intruidos mediante pulsos formando un cuerpo mayor. Se emplazan en asociación con márgenes continentales convergentes. En la costa sudamericana (Chile-Perú) representan gran parte de las rocas que forman la costa, los llamados *batolitos costeros*.

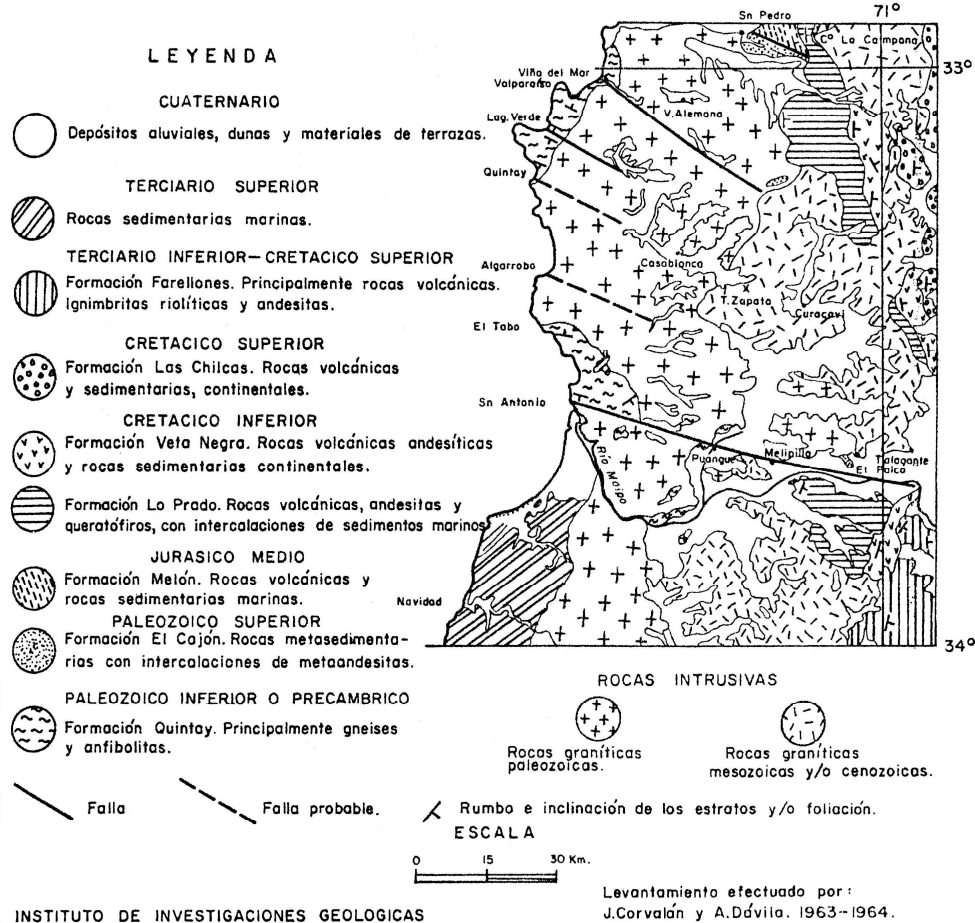
Figura 37. Cuerpos ígneos intrusivos o tipos de plutones



En Perú, el batolito costero se emplazó hace 70 millones de años y está formado de unos 700 plutones individuales. En la costa de Chile central, el batolito costero es un complejo pérmico-carbonífero definido por Muñoz Cristi (1971)²³ como un complejo granodiorítico paleozoico que se extiende desde Quintero hasta el extremo sur de la V Región. Gran parte de la cordillera de la costa se encuentra conformada por este tipo de estructuras, con edades diferenciadas donde la tectónica de bloques ha sido también relevante. En la Figura 38, se presenta la geología de la V Región donde queda expuesta la naturaleza de los cuerpos de roca como consecuencia de estos procesos.

²³ Muñoz Cristi, J. 1971. Estudios petrográficos y petrológicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. Pub. N°25 Ed. Universitaria, Santiago.

Figura 38. Geología de la costa de la V Región (según Corvalán y Álvarez, 1966²⁴)



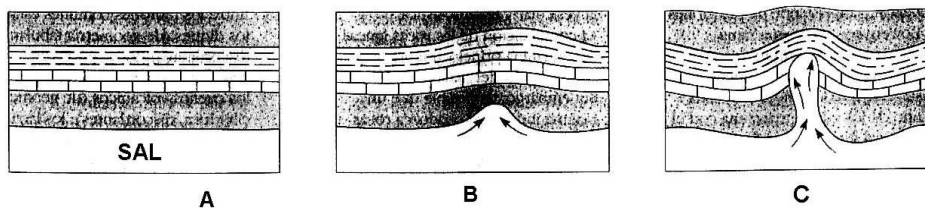
Los tipos de rocas generadas por el plutonismo, reflejan las condiciones de generación: enfriamiento rápido para el caso de intrusiones máficas (diques, mantos, lacolitos) y enfriamiento lento en el caso de las intrusiones félsicas (batolitos). El emplazamiento de batolitos es aún discutido. Existen dos mecanismos para explicar su formación: la granitización y la minación escalonada.

A través de la granitización mediante metasomatismo, un proceso de exportación de iones que se reconoce dentro del metamorfismo de contacto principalmente, donde las rocas son recrystalizadas y transformadas en granito a través del mecanismo de fusión y asimilación magmática.

²⁴ Corvalán, J. y L. Álvarez, 1966. Geomorfología de Valparaíso y regiones adyacentes. Tercer Encuentro Nacional de Geografía, U. Católica de Valparaíso.

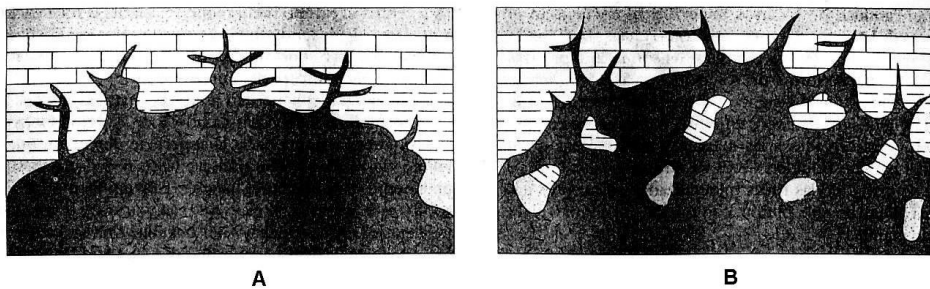
La crítica hecha a este mecanismo radica en las cantidades de calor que se requieren para asimilar las grandes cantidades de roca encajonante, sabiendo que a medida que éstas son asimiladas, el magma se enfría. Un mecanismo similar ocurre en la formación de domos salinos, donde capas de sal de roca (rocas sedimentarias del grupo de las evaporitas) se remontan a la superficie debido a su menor densidad y alta ductibilidad, provocando un flujo de roca que aflora por presión a la superficie, empujando y deformando la roca encajonante más densa (Figura 39).

Figura 39. Formación de un domo salino (Wicander y Monroe, 1999)



A través del mecanismo de minación escalonada, el magma separa y engulle fragmentos de la roca encajonante, las que posteriormente se desprenden y se incorporan al interior del magma. La diferencia con el mecanismo anterior es que aquí no se crea nuevo espacio dentro de la roca encajonante sino que el magma llena los espacios ocupados anteriormente por ella (Figura 40).

Figura 40. Formación de un batolito por minación escalonada (Wicander y Monroe, 1999)



El proceso de metamorfismo está ligado a la actividad ígnea, especialmente en presencia de márgenes continentales convergentes. El metamorfismo representa transformaciones que le ocurren a una roca preexistente, por lo tanto, en fase sólida, debido a factores del metamorfismo tales como temperatura, presión y la actividad de fluidos²⁵.

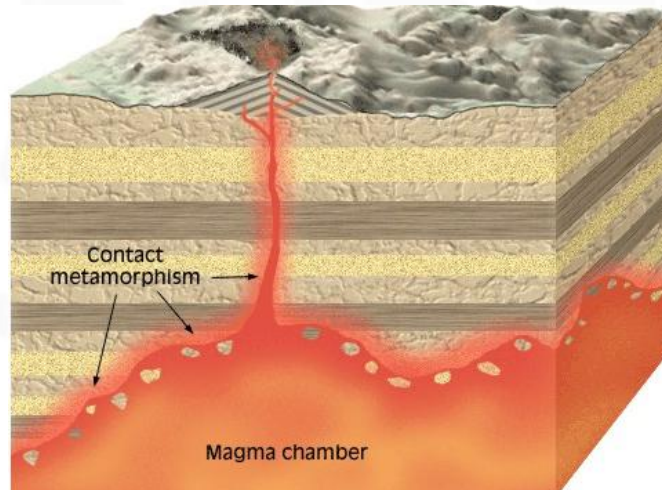
²⁵ Estos factores son analizados en el Cáp. XIV de este Manual, sobre rocas metamórficas.

Se reconocen tres tipos de metamorfismo: de contacto, regional y dinámico. Los dos primeros tipos son especialmente relevantes en el plutonismo de márgenes continentales convergentes, asociados a la zona de subducción donde se forman grandes emplazamientos de batolitos.

El metamorfismo de contacto se origina cuando un magma altera la roca original circundante. A profundidades superficiales, un magma intrusivo²⁶ eleva la temperatura de la roca circundante causando alteración térmica. La emisión de fluidos calientes dentro de la roca original por la intrusión que se enfría contribuye a la formación de nuevos minerales (Wicander y Monroe, 1999). En este tipo de metamorfismo se desarrolla una interfase entre el magma intrusivo y la roca encajonante llamada aureola de metamorfismo que puede tener anchos variables y presentar una gradación en los tipos de rocas generadas por la asimilación (Figura 41).

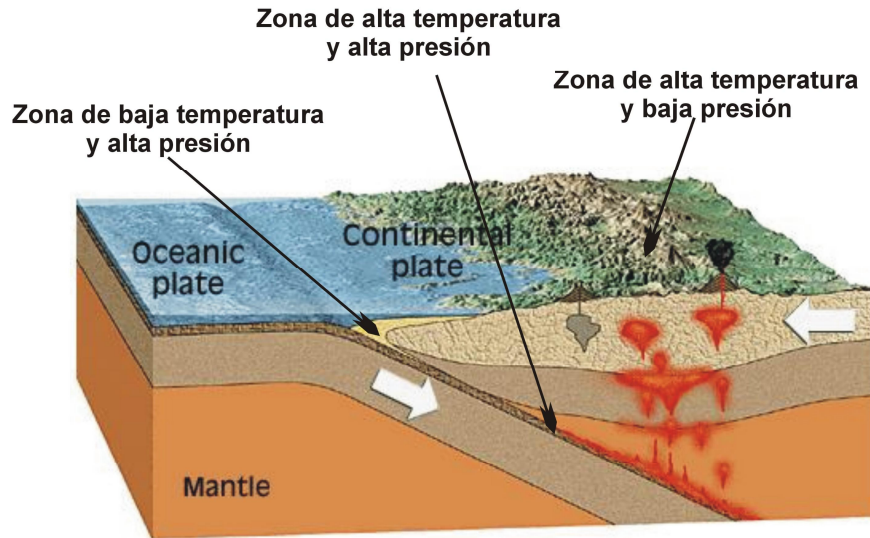
El metamorfismo regional ocurre en las zonas de márgenes convergentes principalmente, desarrollando diferentes tipos de metamorfismo como resultado de la colisión de las placas que influyen los factores del metamorfismo, donde las relaciones temperatura-presión (T/P) pueden ser directas o inversas en función de la profundidad y los mecanismos de deformación asociados a la subducción (Figura 42).

Figura 41. Metamorfismo de contacto



²⁶ Los magmas intrusivos pueden alcanzar temperaturas de 900°C y el resultado depende del tamaño de la intrusión así como del tipo de magma.

Figura 42. Condiciones T/P del metamorfismo en límites de placa continental-océánica



2. Actividad ígnea extrusiva: Volcanismo

Se forman cuerpos ígneos extrusivos cuando el magma aflora a la superficie terrestre y a la atmósfera mediante extrusión o expulsión. El mecanismo de extrusión está controlado por las propiedades físico-químicas del magma y puede ser violento o calma.

Existen cerca de 500 volcanes activos en el mundo, gran parte asociados a las zonas activas de las placas tectónicas (límites divergentes y convergentes), reconociéndose tres zonas principales (Figuras 43 y 44):

- Cinturón Circunpacífico** (Cinturón de Fuego del Pacífico): donde se concentra el 60% de los volcanes activos del mundo. Incluye aquellos localizados en Sudamérica, Centroamérica, México, Las Cascades, la fosa de las Aleutinas y la zona entre Japón, Filipinas, Indonesia y Nueva Zelanda. Estos volcanes se asocian a zonas de subducción (estratovolcanes) y a *hot spots* (volcanes de escudo o de tipo hawaianos).
- Cinturón del Mediterráneo:** donde se concentra el 20% de los volcanes activos del mundo. Comprende los volcanes localizados en la península itálica y en las islas del Mediterráneo.
- Volcanismo de fisura:** asociados a centros de expansión oceánicos y continentales, tales como el caso de Islandia y los *rift* africanos.

La actividad ígnea extrusiva depende de la interacción entre tres tipos de variables físico-químicas asociadas al magma y a su tipo de emplazamiento: la composición química del magma (viscosidad), la temperatura y el contenido de gases disueltos (Tabla 2):

Tabla 2. Variables físico-químicas de un magma (Tarbuck y Lutgens, 1999)

Composición	Contenido de sílice	Viscosidad	Contenido de gas	Piroclastos	Forma
Máfico Basáltico	< 50%	Menor	Menor 1-2%	Poca	Escudo Llanuras basálticas Conos de ceniza
Intermedio Andesítico	60%	Intermedia	Intermedio 3-4%	Intermedia	Conos compuestos
Félsico Granítico	> 70%	Mayor	Mayor 4-6%	Grande	Domos volcánicos Coladas piroclásticas

Dado que el sílice es el elemento más abundante en la corteza terrestre, las rocas se clasifican de acuerdo a su contenido. De ahí que las rocas cuando vuelven al estado de fusión suelen formar magmas ricos en sílice o félsicos pero aquellos que provienen del manto contienen silicatos ferromagnesianos donde las proporciones de sílice son menores, aumentando la cantidad de minerales pesados como hierro y magnesio, generando los magmas máficos, mucho más densos y fluidos que los félsicos.

De este modo, los magmas máficos son pobres en sílice y contienen más calcio, hierro y magnesio que los magmas félsicos que son abundantes en sílice así como sodio, potasio y aluminio pero contienen cantidades menores de calcio, hierro y magnesio²⁷.

Las temperaturas se asocian al tipo de erupción de un volcán. Estas suelen alcanzar valores entre 1.000 y 1350°C en volcanes de lava fluida como los hawaianos, sin embargo en volcanes de lava félsica debido a lo violenta de sus erupciones, no se tiene registros, pero éstas deberían ser mucho más altas.

La composición química del magma y la temperatura determina su viscosidad o su resistencia a fluir. Una lava félsica forma tetraedros de sílice tendiendo a cristalizar rocas por lo cual la fluidez es menor que en una lava máfica, de flujo delgados que es capaz de recorrer grandes distancias.

El magma es capaz de ascender desde las cámaras magmáticas someras que lo contienen o desde profundidades mayores de hasta 300 Km. El origen del magma no es un problema resuelto. Se sabe que su origen se relaciona con el gradiente

²⁷ Los magmas generan rocas ígneas de acuerdo a un modelo conocido como Serie de Reacciones de Bowen (ver capítulo XIV de este Manual, sobre Minerales y Rocas).

geotérmico de 25°C/Km. Bajo las dorsales de un centro de expansión se producen brotes del manto donde se generan magmas máficos que proviene de magmas ultramáficos a través del mecanismo de la fusión parcial²⁸. Por otro lado, los magmas intermedios y félsicos estarían relacionados con las zonas de subducción donde a través de fusión parcial de rocas máficas se generaría magma intermedio, más ricos en sílice que la roca original.

Los cambios en la composición química de un magma, suelen explicarse a través de tres mecanismos, representados en la Figura 45²⁹: el asentamiento del cristal o diferenciación magmática, la asimilación magmática y la mezcla magmática (Wicander y Monroe, 1999; Tarbuck y Lutgens, 1999; Bastida, 2005).

Mediante **diferenciación magmática**, los minerales formados en el magma pueden ir separándose (gravedad, movimiento de fluidos) de la parte fundida. Consiste en una separación física de los minerales por cristalización y asentamiento gravitacional. El magma residual se empobrece en los elementos químicos ya utilizados para formar minerales. Este mecanismo requiere que para generar un volumen de roca félsica, la cantidad de magma máfico original debe ser diez veces menor a la del magma félsico. Según Bastida (2005), ocurre una separación del magma padre inicialmente homogéneo en dos tipos de magmas hijos de composiciones diferentes.

Mediante **asimilación magmática** el magma en su ascenso integra en su interior rocas de las paredes de la cámara magmática y al fundirlas incorpora sus elementos. Es un proceso mediante el cual, el magma reacciona con la roca preexistente (roca madre o encajonante), cambiando la composición química del magma original. La presencia de xenolitos desencajados de la roca madre cuando el magma se abre paso a través de las fisuras, demuestra la eficacia de este mecanismo. Bastida (2005) define la *asimilación magmática y contaminación* como la *“incorporación al magma por fusión inducida de materiales de las paredes de la cámara magmática o la reacción del magma con dichos materiales. La solidificación dará una roca híbrida cuya composición participará de la del magma padre y de la roca incorporada al magma”*.

A través de la **mezcla de magmas**, la sucesiva generación de magmas puede hacer que se mezclen magmas de diferentes composiciones, generando tipos intermedios.

Si se analiza la estabilidad de una roca, se observa que dos variables se relacionan con los cambios de fase sólido-líquido: presión y temperatura. Representando en la Figura 46 la línea que marca el cambio de fase, es posible comprobar que se puede producir la fusión de una roca por aumento de la temperatura (1) o de la disminución de la presión (2). Los cambios en composición asociados a la entrada de agua y volátiles en la roca, pueden producir la fusión puesto que la línea de fusión se desplaza a temperaturas inferiores.

²⁸ El magma proviene de la roca madre, la cual solo se derrite parcialmente (Wicander y Monroe, 1999)

²⁹ Figuras 45 y 46 extraídas de la web: <http://recursos.cnice.mec.es/biosfera>

En esta situación también se puede producir la fusión por un aumento en la presión. En todos los casos, la fusión se inicia a partir de alguno de los componentes minerales coexistiendo una zona de fusión parcial o interfase sólido-líquido.

Figura 45. Tipos de magmas según su mecanismo de generación

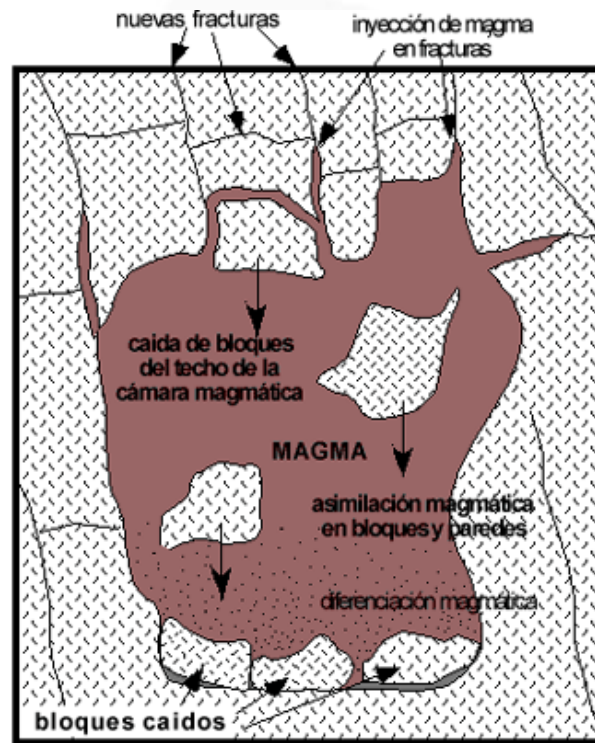
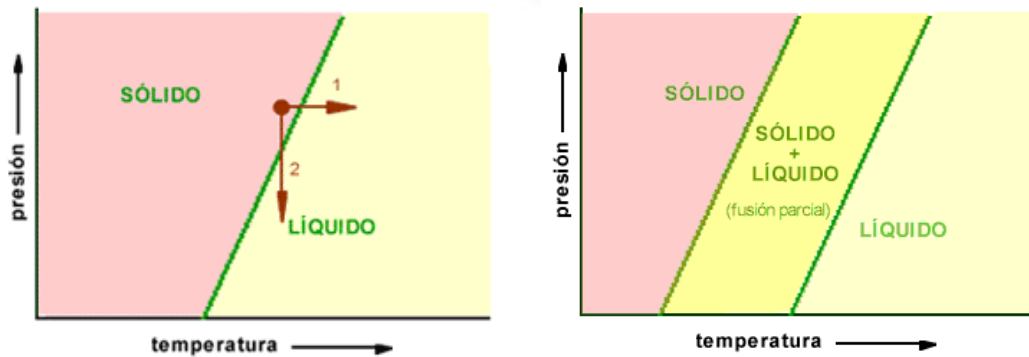


Figura 46. Variables que influyen la fusión de una roca



El volcanismo puede tener diferentes orígenes, reconociéndose tres tipos principales:

a) Volcanismo de *hot spot* o de puntos calientes (o intraplaca)

Los *hot spots* han sido definidos como una región con material a muy alta temperatura, fundido, ubicado en el manto y por debajo de la base de la litósfera, con un tamaño de unos pocos cientos de Km. de diámetro y persistentes por lo menos 10 millones de años y cuya existencia puede ser inferida por la actividad sobre el (Morales, 1984: 77).

Al respecto, Morales (1984) indica que algunas investigaciones proponen la existencia de un punto caliente bajo la Isla de Pascua³⁰, por lo tanto la zona de fractura localizada en las cercanías a ella podría ser una respuesta a la movilidad de las placa de Nazca y Pacífica sobre este punto caliente.

Son brotes de manto (sólidos pero móviles) que crea un *punto caliente*, el cual extruye magma a la superficie. La profundidad en la cual se originan estaría en la interfase núcleo-manto. Se localizan tanto en fondos marinos como en continentes y se han identificado a la fecha unos cuarenta (Figura 47).

Cuando los puntos calientes se localizan al interior de un continente toman el nombre de **actividad ígnea intraplaca** o **volcanismo intraplaca**³¹ y suelen generar coladas de basaltos como los que se encuentran en la región del río Columbia (Las Cascades), en la meseta de Deccan, India y Java (Figura 48). Cuando se localizan en placas oceánicas, forman una isla que termina siendo afectada por la expansión de la placa que la contiene. Como los *hot spots* son permanentes durante largo tiempo a escala geológica, las islas se construyen de la acreción del magma pero cuando alcanzan una determinada altitud, son desplazadas progresivamente de su lugar de origen alineándose luego con las nuevas islas creadas, donde se repite el ciclo de formación. Las islas de Hawai se han formado a través de este mecanismo y constan de cinco volcanes de escudo.

³⁰ Ver: I.G.M. 1984. Geografía de los fondos marinos. Tomo VI, Instituto Geográfico Militar, p.77-95

³¹ Que significa "dentro de la placa" (Tarbuck y Lutgens, 2005: 166).

Figura 47. Localización de los *hot spot* (según Morales, 1984)

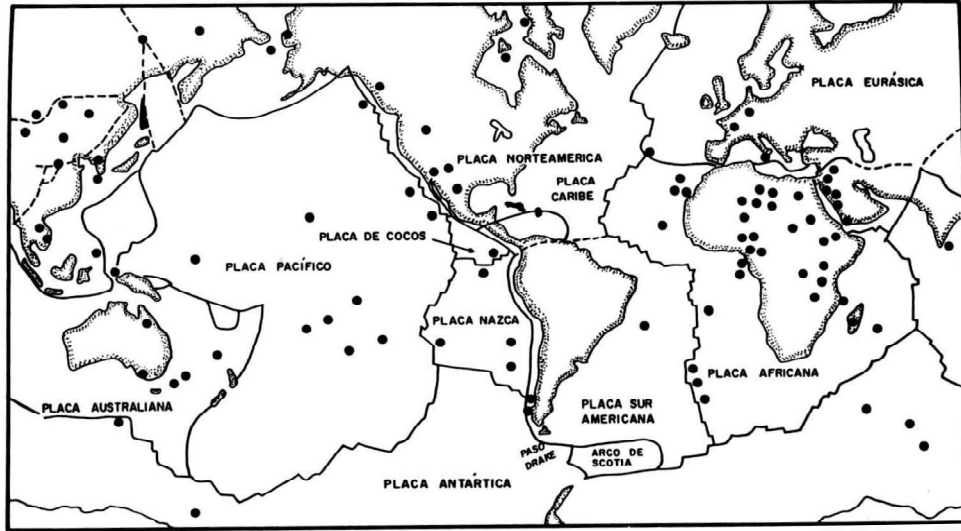
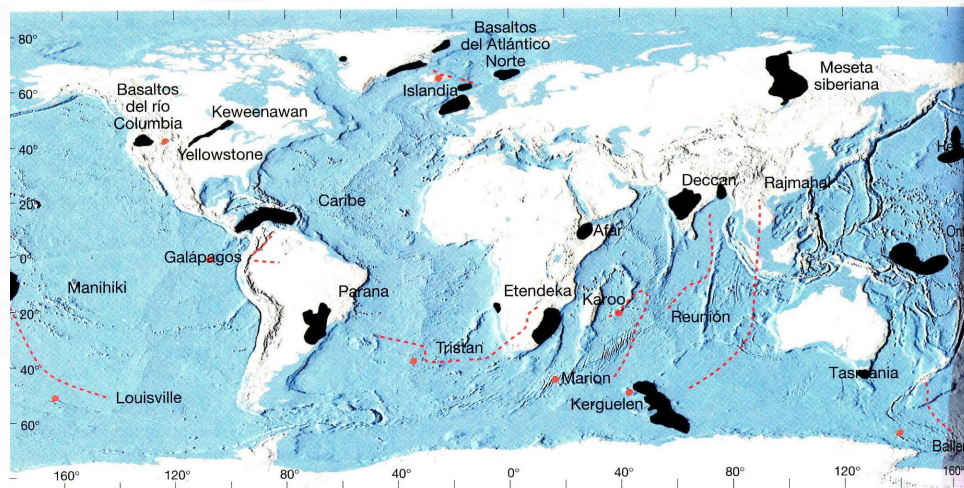


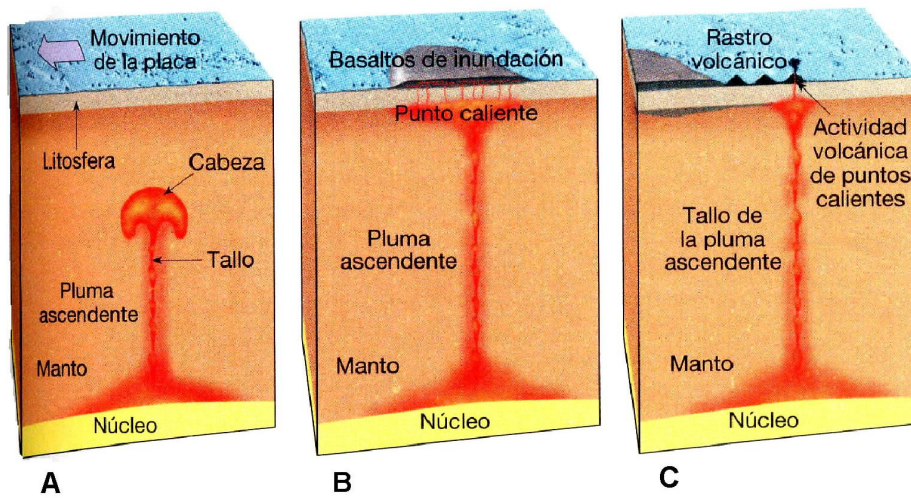
Figura 48. Distribución de los basaltos de inundación (Tarbuck y Lutgens, 2005)



La formación de los puntos calientes es objeto de debate científico pero se considera el siguiente modelo de formación (Figura 49):

- A. una pluma de manto asciende en forma de cabeza y tallo.
- B. La cabeza al ascender produce fusión por descompresión emitiendo coladas de basalto.
- C. El tallo genera la actividad volcánica y formando alineamiento de islas.

Figura 49. Modelo de formación de un punto caliente (Tarbuck y Lutgens, 2005)



El volcán Loihi, de las islas Hawaii (Figura 50), se localiza 32 Km. al sur de la isla de Hawaii (que contiene los volcanes Mauna Loa y Kilauea), representa una isla en formación a partir de puntos calientes. Mientras el volcán Mauna Loa tiene una altitud de 9,5 Km. sobre el piso marino, este volcán se eleva a 3.000 m sobre el piso oceánico pero su cima se encuentra aún a 940 m bajo el nivel del mar. Las edades de las rocas en las islas hawaianas aumenta hacia el noroeste: la isla de Kauai se formó entre 3,8 a 5,5 millones de años, Hawaii hace un millón de años y Loihi es aún más reciente (Figura 51). Actualmente se discute su rol en la generación de los *rifting* que dieron lugar a la fragmentación del Pangea, como el caso de la actividad del punto caliente localizado en la isla Tristán de Cunha en la dorsal mesoatlántica³².

³² Ver Tarbuck y Lutgens (2005: 383-384).

Figura 50. Alineamiento de islas generadas por hot spots (caso Hawaii)

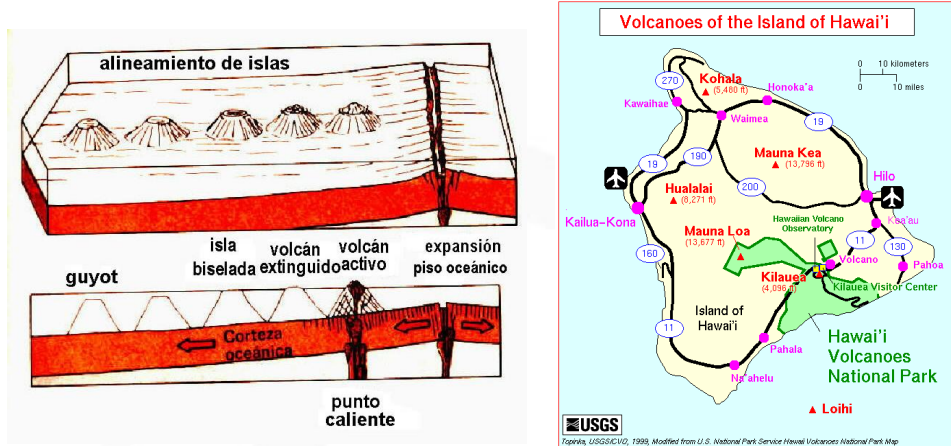
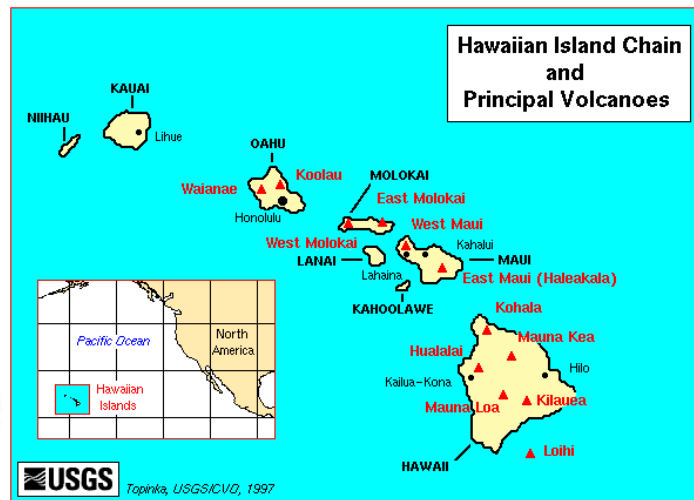


Figura 51. La edad de la actividad volcánica disminuye a medida que se acerca a la isla de Hawai (Tarbuck y Lutgens, 2005)

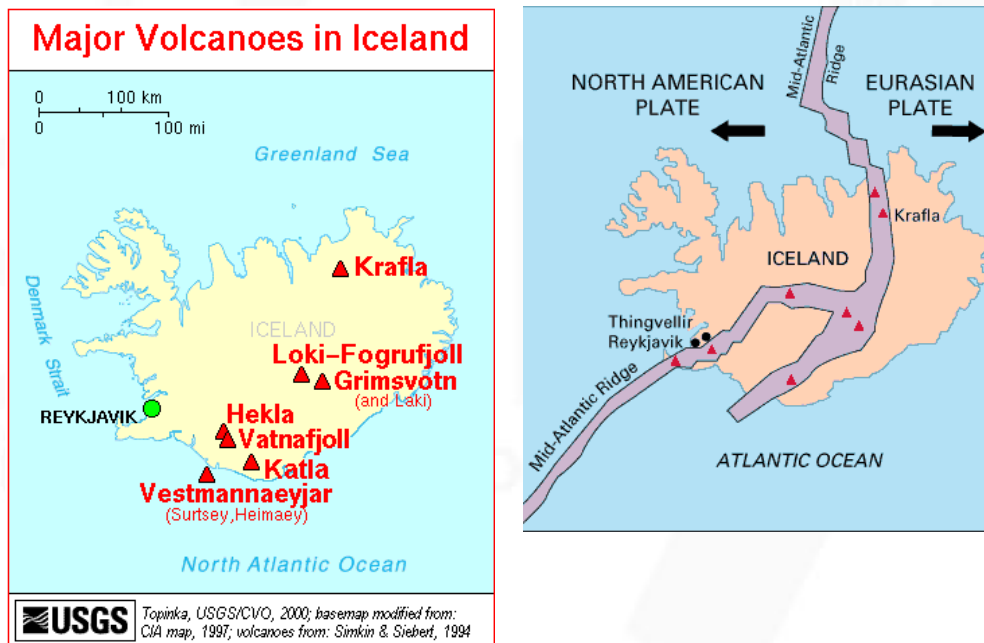


b) Volcanismo de fisura o de centros de expansión

El volcanismo de fisura ocurre en los centros de expansión donde la magma se extruye como lava fluida formando basaltos. Son pocos los casos conocidos en la actualidad, siendo Islandia el más representativo en el presente (Figura 52). Los basaltos del río Columbia en sectores de Washington y Oregon se formaron por este mecanismo hace unos 17 a 5 millones de años y ocupan un área de 164.000 Km². Más de la mitad de la superficie de Islandia se ha formado por volcanismo de fisura. Se conocen dos grandes erupciones, una en 930 D.C. y la otra en 1783 que brotó de la fisura Laki de unos 30 Km. de largo, ocupando un área de 560 Km². La nube tóxica emanada de la fisura afectó el clima global. En noviembre de 1963, la isla Surtsey se forma al sur de Islandia, como se observa en la Figura 52 (izquierda).

Otros lugares de volcanismo de fisura son la elevación del Pacífico Este y la dorsal Indica. En los centros de expansión continental, se localizan también en el *rift* del Este de África.

Figura 52. Volcanismo de fisura en Islandia



c) Volcanismo de zonas de subducción

En este tipo de volcanismo, se desarrollan las erupciones más violentas que se conocen debido al emplazamiento de magma intermedio y félsico, los cuales tienden a atrapar los gases generando piroclastos y nubes ardientes, que se alternan con coladas de lava. Este tipo de volcanismo generalmente crea estratovolcanes como los que se encuentran en el Cinturón de Fuego del Pacífico. Un ejemplo es el arco de Borneo (Figura 53), donde se han registrado algunos de las erupciones más violentas de la historia, como el caso del Tambora en 1815, del Krakatoa en 1883, del Awu en 1856 y 1892, del Kelut en 1919, del Agung en 1963, del Pinatubo en 1991, del Mayon en 1993 y el Morapis en 1994. Luego del terremoto de Indonesia de 26 de diciembre de 2004 en Sumatra, el volcán Merapi volvió a hacer erupción en la isla de Java, contando ya 68 erupciones desde 1548.

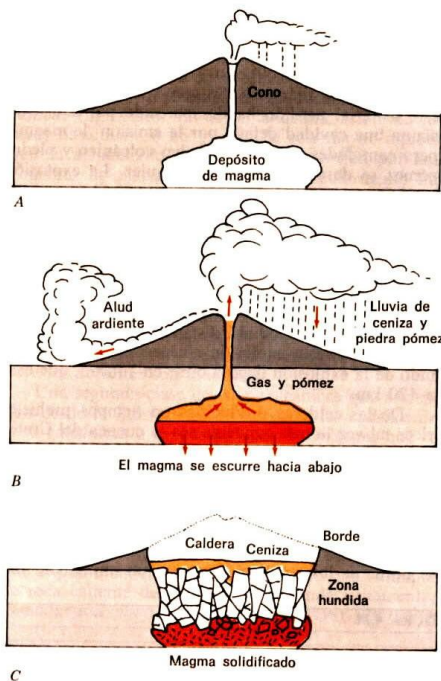
Los volcanes representativos de este tipo de volcanismo son el Fujiyama en Japón; el Monte Vesubio en Italia; los volcanes de la Sierra Cascade en la costa pacífica de Estados Unidos (Montes Santa Elena y Rainier); el Pinatubo y el Mayón en Filipinas; el Merapi en Indonesia, el Nevado del Ruiz en Colombia y el volcán Hudson en Chile.

Figura 53. Volcanes de Indonesia

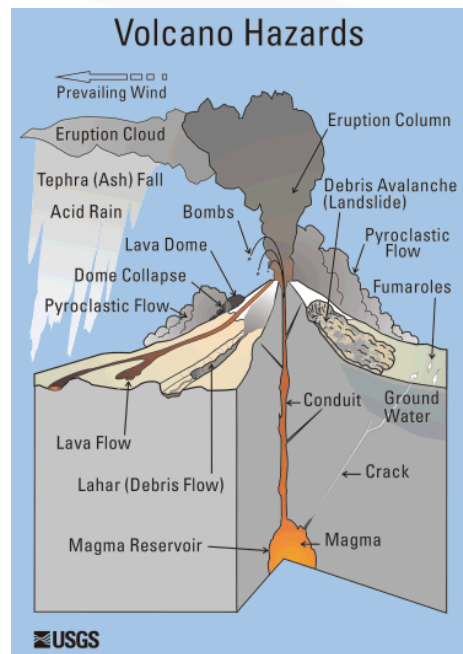


Los volcanes se clasifican de acuerdo a dos criterios principales: según la morfología del cráter y según su fase eruptiva. La morfología típica de un volcán presenta una depresión circular o cráter en su cima la cual está conectada con la cámara magmática a través de un ducto (Figura 54). Pueden presentar también una caldera en lugar de cráter, variando sus dimensiones desde un Km. a varios Km. de largo (Figura 54 izquierda).

Figura 54. Formación de una caldera y formación de un volcán



(según Strahler, 1992)



Según su morfología, los volcanes se clasifican en³³:

a) Volcanes de escudo (o de tipo hawaiano)

Se forman como resultado de la lava fluida que es extrudida a través de una cámara magmática amplia que se asemeja a la forma de un escudo de guerrero, de ahí su nombre.

³³ Revisar: Tarbuck y Lutgens (2005), cap. 5; Holmes y Holmes (1987), cap. 11 y 12; Bastida (2005: 393-404); Wicander y Monroe (1999), cap. 5.

Los productos generados son coladas de lava basáltica con escasos piroclastos, muchas veces son laterales cercanas al cráter. Mediante este mecanismo, se consolida materia nueva que aumenta la superficie de la isla. Son representativos de este tipo los volcanes activos de la isla de Hawai, el Mauna Loa y el Kilawea.

b) Volcanes compuestos o estratovolcanes

La mayoría de los volcanes chilenos son representativos de este tipo³⁴.

c) Conos de cenizas

Según su fase eruptiva, los volcanes se clasifican como tipo³⁵:

- a) Peleano
- b) Vesubiano
- c) Vulcaniano
- d) Estromboliano
- e) Hawaiano

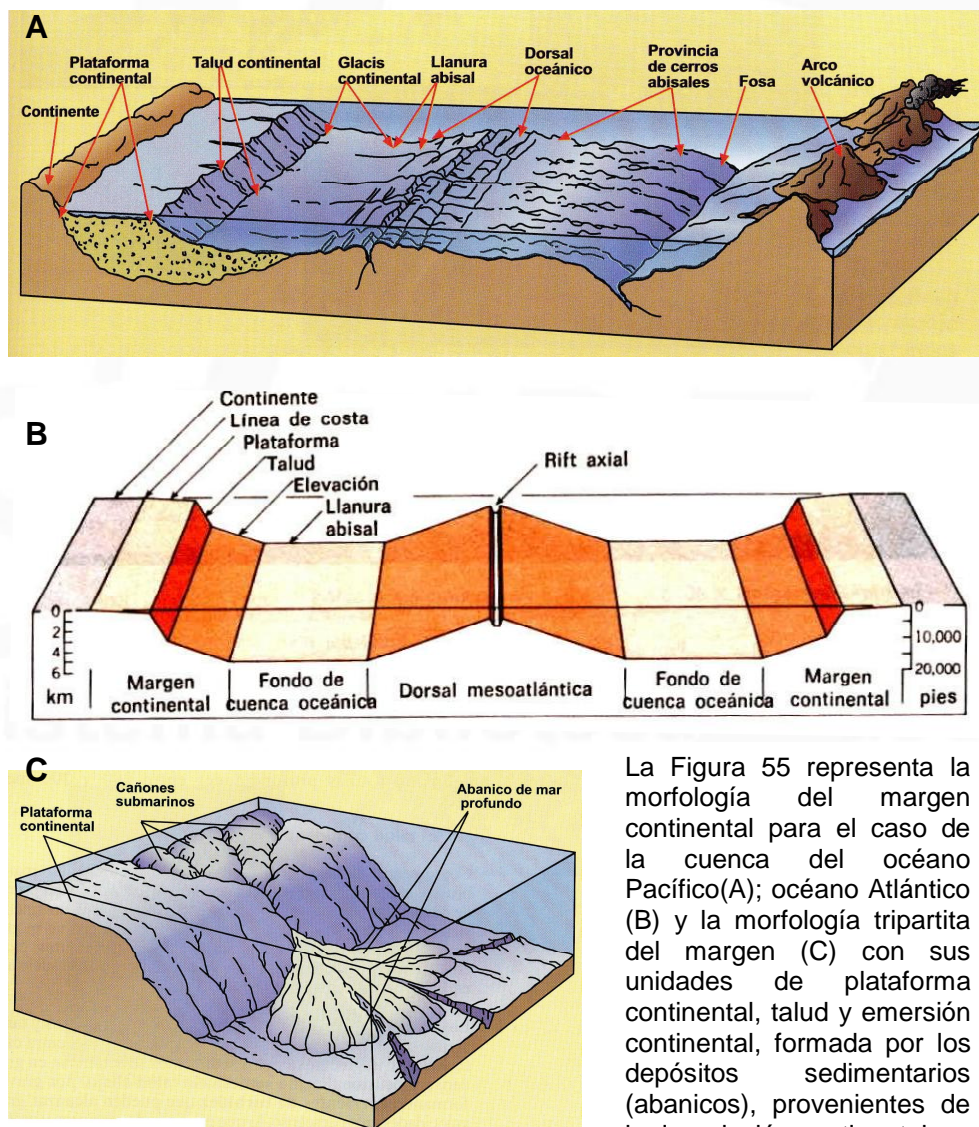
³⁴ Una completa descripción sobre volcanes en el mundo puede encontrarse en la siguiente pagina web: www.volcano.si.edu

³⁵ Ordenados según su mayor a menor peligrosidad

VIII. Margen continental

Un margen continental es una unidad fisiográfica correspondiente a la zona marginal de la corteza terrestre. Una corteza oceánica y continental con o sin límite tectónicamente activo (Figura 55). Se compone de tres elementos: la plataforma continental; el talud continental y la emersión continental. Se estima que la longitud de los márgenes continentales en el mundo es de unos 175.000 Km, donde el 49% del total está ocupado por el MARGEN DE DIVERGENCIA y el 33% del total está ocupado por el MARGEN DE TRASLACIÓN (Morales, 1984).

Figura 55. El margen continental



La Figura 55 representa la morfología del margen continental para el caso de la cuenca del océano Pacífico(A); océano Atlántico (B) y la morfología tripartita del margen (C) con sus unidades de plataforma continental, talud y emersión continental, formada por los depósitos sedimentarios (abanicos), provenientes de la denudación continental.

Los márgenes continentales son una unidad tectónica y fisiográfica muy relevante ya que definen la naturaleza del relieve asociado, el tipo de costa y sus procesos; se relacionan con actividad sísmica tsunamigénica y con fuentes energéticas (presencia de hidrocarburos). No deben ser confundidos con los límites o bordes de placa ya que una placa puede tener tipos de bordes diferentes sin necesariamente presentar un margen continental. La Figura 56 presenta la morfología típica de un margen. Se reconocen tres tipos de márgenes continentales (Figura 57):

a) Margen de divergencia³⁶

Se forman cuando dos fragmentos de la litósfera se separan y continúan moviéndose a partir de un lugar común. El punto de separación es una dorsal mesoocéánica y a ambos lados se genera nueva corteza a través del proceso de expansión del suelo oceánico. Presentan una amplia plataforma continental. Ejemplo: Mar Rojo (representa la etapa más avanzada del desarrollo de un límite de placas divergente, que divide a un continente en dos).

b) Margen de traslación o de expansión³⁷

Se forma cuando el margen coincide con el límite de placas litosféricas, separadas por una falla de transformación. Es un límite paralelo al borde de las placas y está definido ahí donde dos placas adyacentes se mueven, borde junto a borde, a lo largo de su lado común.

c) Margen de convergencia o de subducción³⁸

Se forma en lugares donde el piso oceánico penetra por debajo de la corteza continental. Características:

1. Presencia de una fosa oceánica con intensa actividad sísmica y anomalías importantes de la gravedad.
2. Volcanes activos y epicentros de sismos profundos e intermedios

Importancia económica: yacimiento de sulfuros metálicos y depósitos de origen hidrotermal.

Existen **tres tipos de convergencia** cuyos efectos son relevantes en la formación de cadenas montañosas (orogénias) y en la clasificación de geosinclinales: convergencia oceánica- continental (subducción); convergencia oceánica-oceánica (cuencas trasarco) y convergencia continental-continental (arco montañoso por cabalgamiento).

³⁶ revisar: Strahler, 1992: 228 y 359 a 369 (Cáp. 13)

³⁷ revisar: Strahler, 1992: 265 (Cáp. 265)

³⁸ revisar: Tarbuck y Lutgens, 1999: 442 (Cáp. 19); Strahler, 1992: 293 (Cáp. 11)

Figura 56. Morfología de un margen continental (Tarbuck y Lutgens, 2005)

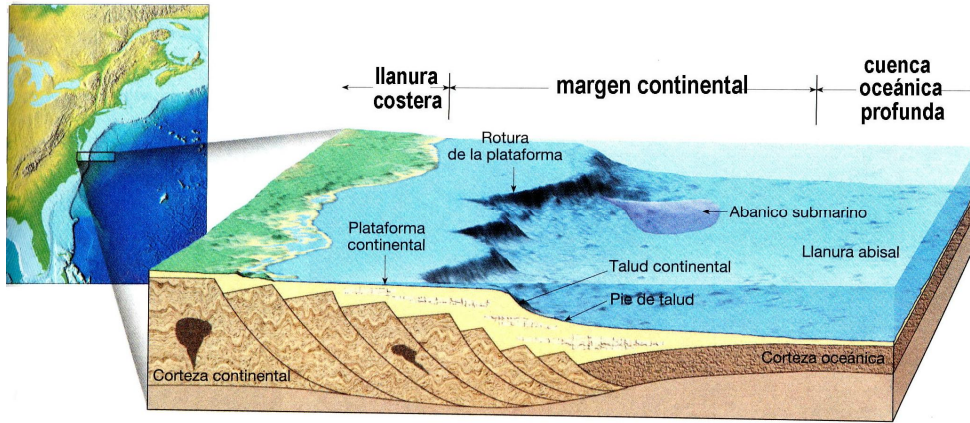
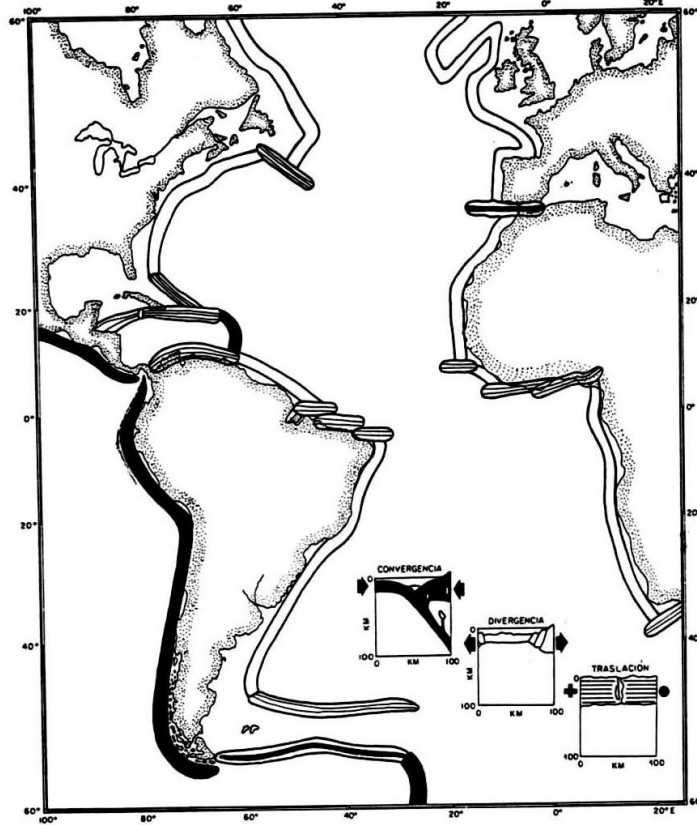


Figura 57. Tipos de márgenes continentales (Morales, 1984)



IX. La formación del relieve

En la configuración de las formas del relieve terrestre, objeto de estudio de la Geomorfología, actúan dos tipos de fuerzas: las que se originan al interior de la Tierra (fuerzas internas) y las proceden del exterior de la Tierra (fuerzas externas).

Las fuerzas internas se derivan de reacciones de varios tipos como el caldeoamiento por radiactividad o reacciones químicas, dilatación, contracción y movimiento de líquidos. Estas son las fuerzas tectónicas que surgen de procesos de diastrofismo y vulcanismo. En el diastrofismo están comprendidos los procesos de plegamiento, torción y fractura de la corteza terrestre y los de elevación, depresión y desplazamiento de una parte con respecto a otra. En el vulcanismo se incluyen los procesos de transporte de materiales fundidos de un sitio a otro, en el interior de la Tierra o su expulsión a la superficie (Finch y Trewartha, 1954; Muñoz Jiménez, 1995).

Las fuerzas tectónicas tienden a producir diferencias en la elevación de la Tierra, levantando la corteza, hundiéndola o vertiendo en la superficie grandes volúmenes de lava para formar elevaciones. Sin embargo, en la configuración del relieve no sólo intervienen los procesos de la litósfera móvil sino que adquieren importancia aquellos procesos derivados de fuerzas externas a ésta que actúan sobre los afloramientos rocosos emplazados sobre las directrices tectónicas, cuyo efecto es modelar el relieve mediante el desplazamiento de partículas del exterior de las estructuras geológicas recibiendo el nombre de EROSION³⁹ (Muñoz Jiménez, 1995).

Las fuerzas externas nacen principalmente de la energía solar y la gravedad. Son llamadas **fuerzas de gradación** y actúan por medio de agentes tales como el viento, el agua de escurrimiento, movimiento del hielo y organismos vivientes. Las fuerzas de gradación y sus procesos tienden a uniformar los desniveles de la superficie, transformándolos en pendientes suaves, denudando las elevaciones producidas por las fuerzas tectónicas (procesos de degradación) y rellenando las depresiones (procesos de agradación).

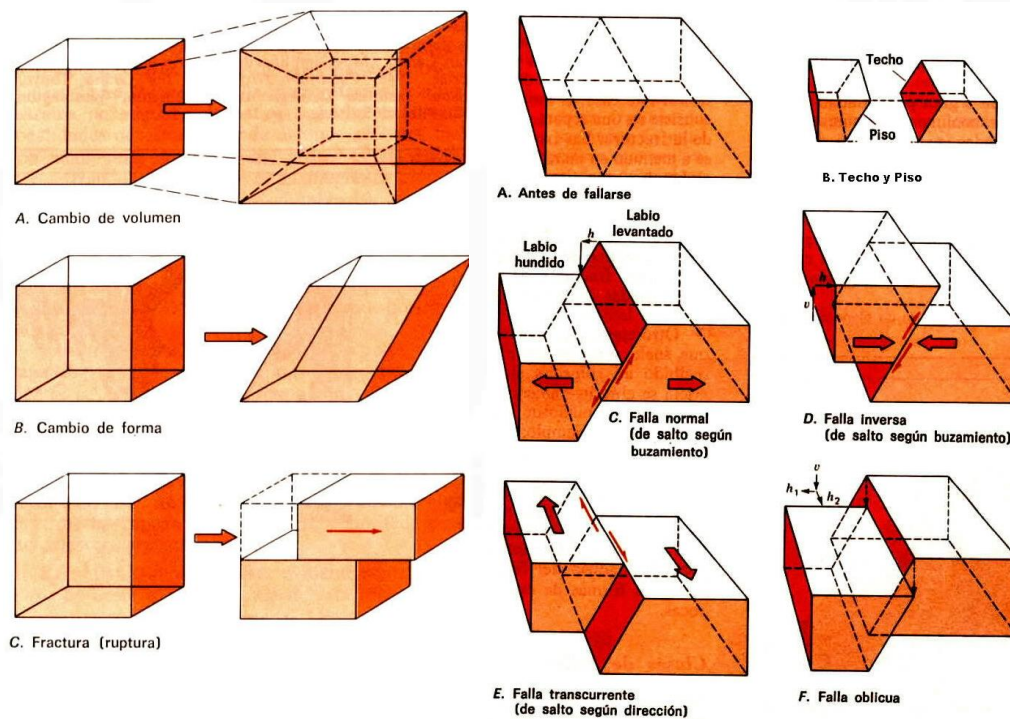
Las fuerzas externas que llevan a acciones geomorfológicas externas se les llama en la actualidad **procesos morfogenéticos** o **procesos del modelado** los cuales actúan en forma interconectada según distintos niveles de complejidad que reflejan las condiciones ambientales de cada región. Un agente externo del modelado (hielo, viento, agua), puede transformarse en un agente morfogenético, capaz de esculpir o modelar el relieve de acuerdo a la intensidad que desarrolle como respuesta a la interacción clima-tipo de relieve.

³⁹ Este concepto ha sido ampliamente discutido en Geología Física y en Geomorfología. Para su revisión se recomiendan los textos de Holmes y Holmes (1987: 28-31); Christofolletti (1980: 26-38); Derruau (1983: 28-34); Whittow (1984: 134 y 177-180); Wicander y Monroe (1999: 115-121); Muñoz Jiménez (1995: 23-25 y 153-183).

X. Deformaciones

Una deformación es una alteración en la forma o volumen de una roca, producto de un esfuerzo o cambios en las condiciones ambientales de ella (presión y temperatura). Son tipos de deformaciones la dilatación, la contracción y las roturas (fracturas y fallas). Los tipos de deformaciones generalmente se asocian a las fluencias, en función de las propiedades del material y de la intensidad de los esfuerzos, las fluencias pueden ser plásticas o elásticas. La propiedad de fluencia del hielo (sólido) frente a la compactación al interior de un glaciar, se denomina **REIDEZ**⁴⁰ e indica la capacidad de "fluir" de un sólido debido a un rango de temperatura, presión de confinamiento y duración de un esfuerzo deformante. La mayoría de las rocas al interior de la Tierra están sometidas a estos factores, por lo cual se dice que las propiedades químicas de éstas pasan a tener importancia secundaria cuando son afectadas por fuerzas endógenas capaces de alterar sus propiedades (Figura 58 A y B).

Figura 58. Tipos de Deformación y sus efectos (Strahler, 1992)



A) Tipos de deformación

B) Tipos de deformación por rotura

⁴⁰ Discutido en: Holmes y Holmes (1987: 42-45) y Strahler (1992: 139-143)

XI. Geomorfología Estructural

La Geomorfología Estructural es la encargada del estudio de las estructuras geológicas y los procesos que los han generado como efecto de las fuerzas internas de la Tierra. De acuerdo con Holmes y Holmes (1987), los procesos internos comprenden los procesos que actúan al interior de la corteza o a través de ella, como resultado de las actividades físicas y químicas de los materiales de la corteza y el manto. Estos pueden agruparse en **movimientos terrestres; actividad ígnea y metamorfismo.**

Según López Bermúdez (1992), los procesos diastróficos son la consecuencia principal de los procesos endógenos originados al interior de la Tierra y son los responsables de la elaboración de las formas primarias. Según el autor, éstos se clasifican en cinco y actúan en forma interrelacionada: **orogénicos; epirogénicos; isostáticos; ígneos y eustáticos:**

- a) **Movimientos orogénicos:** involucran intensos plegamientos, cabalgamientos, fallamientos, empujes y levantamiento de cinturones montañosos sujetos a esfuerzos laterales muy severos.
- b) **Movimientos epirogénicos:** incluyen vastas y suaves combaduras o inflexiones a amplias áreas de la corteza terrestre, que pueden estar asociados a fallas o a grandes hundimientos y levantamientos de la corteza terrestre. El conjunto de éstos más los movimientos orogénicos son llamados movimientos tectónicos.
- c) **Movimientos isostáticos:** son movimientos verticales bajo la acción de masas corticales flotantes y en estado de equilibrio sobre la astenósfera subyacente, basados en el principio de flotación. La litósfera continental flota hidrostáticamente a causa de la menor densidad de su gruesa corteza. El proceso ocasiona compensaciones topográficas elevando o hundiendo las masas rocosas en función de grosor y densidad. A este estado de equilibrio que la corteza terrestre tiende a mantener o recuperar se le llama COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA.
- d) **Movimientos ígneos:** representan el movimiento y recristalización de roca fundida entre varios niveles de otras. Pueden aparecer en superficie como rocas volcánicas o como masas encajadas en otras rocas que pueden ocasionar deformaciones.
- e) **Movimientos eustáticos:** cambios del nivel del mar de carácter planetario debidos a modificaciones del volumen total de agua contenido en los océanos o a cambios de capacidad de las cuencas oceánicas.

De acuerdo con Muñoz Jiménez (1995), la estructura del relieve está determinadas por un conjunto de procesos geodinámicos internos de la tierra llamados **diastróficos** o **tectónicos**, los cuales afectan los niveles externos de la corteza terrestre, es decir corresponden a movimientos de la corteza terrestre como consecuencia de los que la disposición original de las rocas aflorantes

resulta más o menos intensamente alterada. Según la intensidad y la amplitud de los procesos diastróficos, pueden existir dos tipos: la **epirogénesis** y la **orogénesis**, los cuales originan disposiciones estructurales distintas:

a) Epirogénesis. (del griego **epeiros = continente**)

Proceso propio de las áreas interiores de las placas continentales (de las plataformas o *cratones*⁴¹). Consiste en movimientos de ascenso o descenso lentos y sostenidos que originan leves basculamientos u ondulaciones de gran radio. Tiene un carácter esencialmente vertical, afecta a sectores corticales extensos y genera las llamadas “estructuras calmas” debido a que no produce cambios marcados en la disposición de los materiales.

La Epirogénesis positiva (movimiento ascendente) genera **anteclises** (abombamientos emergidos que son erosionados luego por los agentes externos), mientras que la Epirogénesis negativa (movimiento descendente) genera **sineclises** (o cuencas de sedimentación).

b) Orogénesis. (del griego **oros = monte**)

A veces llamado **tectogénesis**, consiste en movimientos especialmente horizontales, afecta a franjas estrechas (**orógenos o geosinclinales**) y genera grandes cambios en la disposición de los materiales (“estructuras atormentadas”). Se define por su intensidad y concentración afectando a las áreas marginales de las placas continentales (bordes constructivos) o a las situadas entre dos placas próximas.

Dichas áreas alargadas y relativamente estrechas llamadas orógenos o geosinclinales, se ven sometidas a esfuerzos tangenciales compresivos por lo cual experimentan grandes cambios en su disposición (deformaciones o pliegues, dislocaciones o fracturas y desplazamientos o unidades desplazadas como cabalgamientos y mantos de corrimiento).

De acuerdo a la naturaleza del diastrofismo o de las fuerzas endógenas, se reconocen los siguientes tipos de relieves: plegados, fallados y desplazados:

1. Relieves plegados

Se dice que las rocas fracturadas o arquedas están deformadas; esto es que su forma o volumen originales han sido alterados por el ESFUERZO, que es la fuerza aplicada a una determinada área de roca. Si la intensidad de la fuerza es mayor que la fuerza interna de la roca ésta se distenderá, es decir que se deformará por plegamiento o por fracturamiento (Wicander y Monroe, 1999). De acuerdo con los autores, se reconocen tres tipos de fuerzas de deformación: **comprensión; tensión y cizalla.**

⁴¹ Se llama *cratón* a un bloque relativamente estable, formado por sial. También se dice que es un bloque continental aunque esté cubierto por el mar, ya que en tal caso el mar es poco profundo y el fondo no tiende a hundirse rápidamente (M. Derruau, 1983 pág. 45).

La COMPRESIÓN resulta cuando las rocas son empujadas o comprimidas por fuerzas externas dirigidas una hacia la otra. Se presenta por lo tanto acortamiento en la dirección del esfuerzo por plegamiento o falla. La TENSIÓN es producto de las fuerzas que actúan en direcciones opuestas a lo largo de la misma línea y tiende a alargar las rocas o desgarrarlas.

En la CIZALLA, las fuerzas actúan paralelamente una contra otra pero en direcciones opuestas, lo que resulta en deformación por desplazamiento de capas adyacentes a lo largo de planos espaciados estrechamente. En cualquier caso, la deformación depende de la fuerza aplicada, temperatura, tipo de roca y duración del tiempo que la roca se somete a la tensión.

Los PLIEGUES (Figura 59), son definidos como ondulaciones desarrolladas sobre materiales estratificados dotados de suficiente flexibilidad y plasticidad como consecuencia de la acción de esfuerzos tectónicos genéricamente compresivos (Muñoz Jiménez, 1995):

a) Condiciones de generación:

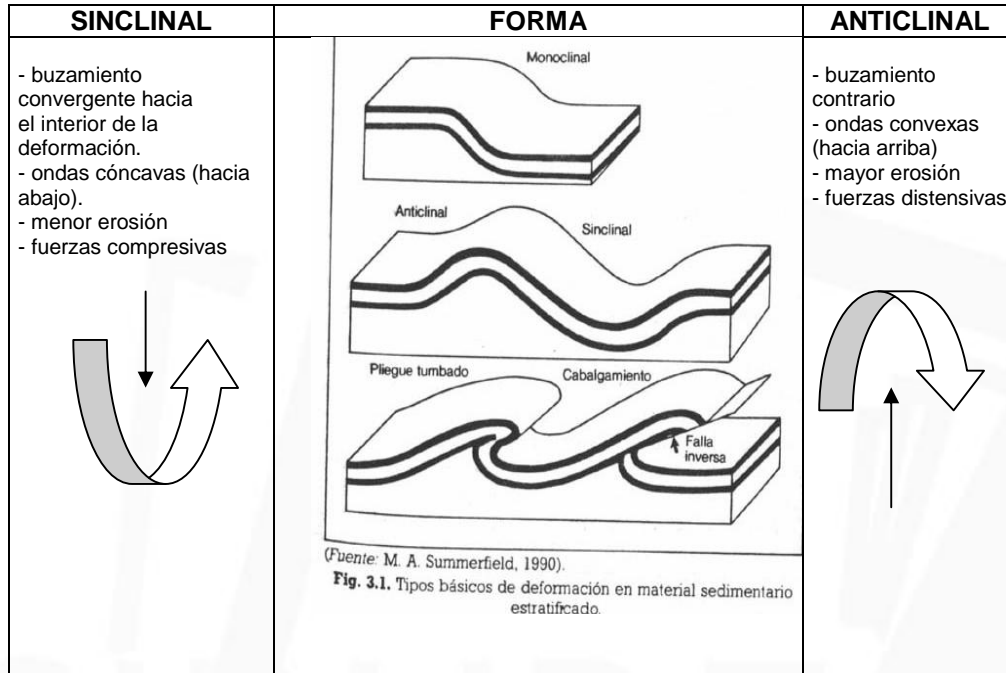
- forma de yacimiento estratificado.
- Capacidad de responder por deformación a los empujes orogénicos, por lo cual solo se presenta en rocas sedimentarias o en materiales metamórficos antes del metamorfismo.
- la tectónica responsable es COMPRESIVA.

b) Forma:

La serie de estratos afectada se divide en franjas perpendiculares al sentido de los empujes, alternativamente comprimidas (sinclinales) y distendidas (anticlinales). Un pliegue ANTICLINAL se encuentra arqueado hacia arriba, mientras que un SINCLINAL está arqueado hacia abajo.

Los anticlinales pueden distinguirse uno del otro por el rumbo y el echado, así como por las edades relativas de las rocas plegadas. En un anticlinal erosionado cada flanco se inclina al exterior o apartándose del centro del pliegue, donde están las rocas más antiguas (Figuras 59 y 60). En los sinclinales erosionados, cada flanco se inclina hacia dentro en dirección el eje del pliegue y las rocas más jóvenes coinciden con el centro del pliegue (Wicander y Monroe, 1999).

Figura 59. Tipos básicos de pliegues (según Summerfield, 1990 en Muñoz Jiménez, 1995)



C) Elementos.

Todos pliegue se compone de una **charnela** o línea formada por los puntos del pliegue (plano estratigráfico de referencia) en los que cambia el sentido del buzamiento de las capas rocosas; y por dos **flancos** es decir, los dos lados de un pliegue o los dos sectores de la estructura separados de la charnela, donde el buzamiento es constante. Los elementos de definición de los pliegues son:

1. **Plano axial:** plano formado por las líneas de la charnela de todos los elementos estratigráficos del pliegue, o el plano teórico bisectriz del ángulo formado por los flancos. Puede ser vertical o algo inclinado.
2. **Vergencia:** valor de la inclinación del plano axial con respecto a un plano horizontal de referencia. Se expresa igual que el buzamiento (Figura 61) por un valor angular del grado y un punto cardinal indicativo del sentido, definiendo el nivel de simetría del pliegue.
3. **Eje:** se define a través del pliegue que es la línea resultante de la intersección del plano axial con un plano horizontal de referencia. La línea extendida entre las dos terminaciones de la deformación indica la orientación de ella y deduce el sentido de los empujes tectónicos responsables de la génesis.

4. **Longitud de onda:** distancia planimétrica entre los límites externos de sus flancos y se mide entre los puntos de inflexión de las capas (límite entre sinclinal y anticlinal). Expresa la anchura de la estructura y la intensidad del plegamiento.
5. **Elevación estructural:** diferencia de altura de un elemento estratigráfico de referencia dentro de un pliegue (entre la charnela y los puntos de inflexión). Expresa el componente vertical (ascendente o descendente) de cada deformación individual.

Figura 60. Pliegues simétricos y pliegues inclinados (según Holmes y Holmes, 1987)

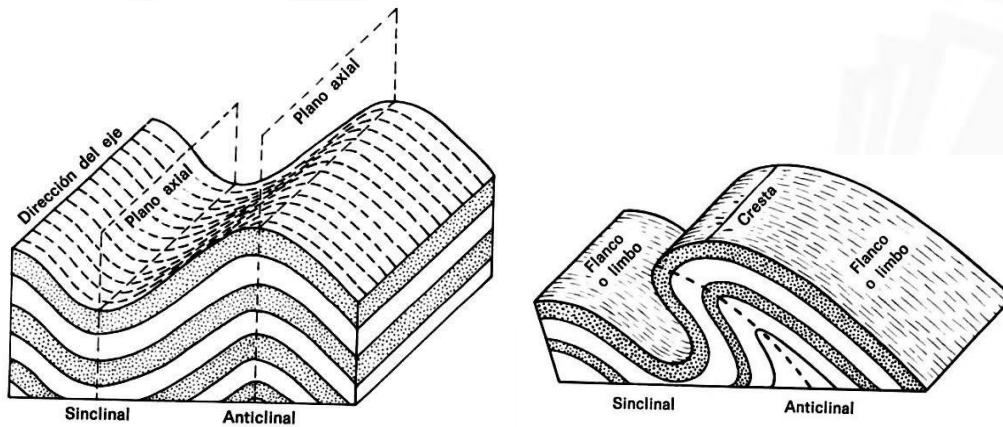


Figura Pliegues simétricos verticales y representación del significado de los términos *plano axial* y *eje*. La superficie superior no es la del suelo sino la de una capa individual en una serie de estratos plegados.

Figura Pliegues inclinados, de los que se han eliminado los estratos que los recubren para mostrar la superficie de una capa individual. La traza de un plano axial está marcada con línea discontinua.

D) Clasificación de los pliegues.

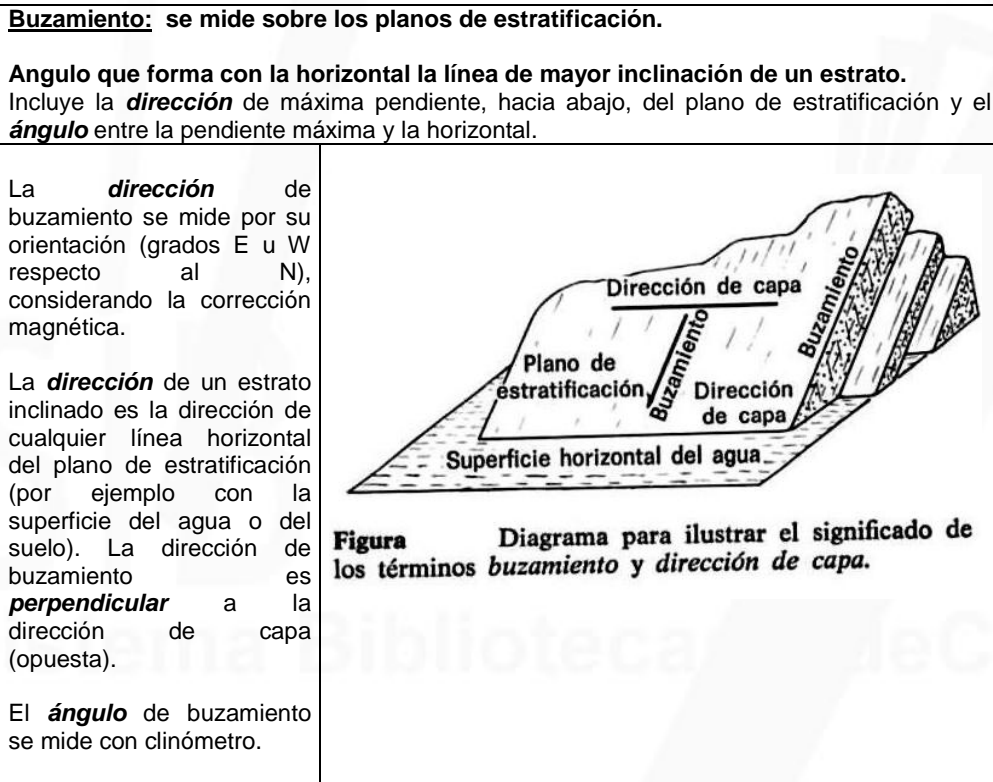
Los pliegues se clasifican de acuerdo a los siguientes criterios (Muñoz Jiménez, 1995):

1. **Configuración planimétrica.** Relación longitud del eje / longitud de onda.
2. **Vergencia.** Relación entre el buzamiento de los flancos.
3. **Modo de relación.** Forma de asociación según la elevación estructural y la vergencia.
4. **Estilo.** Forma de asociación según la longitud de onda y la intensidad de los buzamientos.

La importancia que tiene la clasificación de los pliegues radica en:

- Utilidad descriptiva.
- Información sobre génesis tectónica.
- Información sobre potencialidades geomorfológicas.
- Fundamento metodológico del análisis geomorfológico para el estudio de estructuras afectadas por la orogénesis.
- Deduce la significativa relación entre la mecánica del plegamiento y las características de los materiales afectados (tectogénesis-litoestratigrafía-forma).

Figura 61. Terminología buzamiento y dirección de capa (según Holmes y Holmes, 1987)



2. Relieves fallados

Una FALLA es una discontinuidad a lo largo de la cual bloques en lados opuestos de la fractura se mueven paralelamente a la superficie, que es un PLANO DE FALLA. Ocurren cuando el roquedo que es sometido a fuerzas tectónicas es de gran rigidez o la plasticidad de éste es superada por la intensidad de las fuerzas, produciéndose dislocaciones llamadas genéricamente FRACTURAS.

Los procesos litogénéticos (consolidación magmática, diagénesis y metamorfismo) y acciones de carga-descarga producidas por agentes externos son capaces de producir sistemas de planos de ruptura. Las fracturas pueden consistir solo en ruptura o combinar ruptura y desplazamiento, recibiendo en este último caso el nombre de FALLAS y DESGARRES, según el salto vertical u horizontal involucrado. Como relieves fallados se entiende el conjunto de los fenómenos de fracturación tectónica y a todas las formas de relieve estructurales desarrollados sobre ellos (Muñoz Jiménez, 1995).

Elementos.

Toda fractura consta de los siguientes elementos:

- **Un plano de falla:** superficie según se produce la fractura o falla y se deslizan los bloques. Se define por su dirección y buzamiento.
- **dos labios o bloques de falla:** cada uno de los bloques fracturados.
- **Salto de falla:** o desnivel entre los bloques. Valor o dimensión del desplazamiento de los labios sobre el plano de falla. Es nulo en las fracturas. El salto puede ser vertical, lateral y transversal.

Tipos de Fracturas:

Para distinguir los diversos tipos de movimientos de fracturas se debe identificar los bloques de techo y de piso y entender el concepto de movimiento relativo (Wicander y Monroe, 1999). El bloque de techo es la masa de roca que yace sobre la falla, mientras que el bloque de piso yace debajo del plano de falla. Estos bloques pueden reconocerse en cualquier falla, excepto en una vertical.

Como las capas de roca inclinadas, los planos de falla son asimismo, planos inclinados y pueden caracterizarse por su rumbo y echado. Se reconocen dos tipos básicos de falla según que los bloques en lados opuestos del plano de falla se hayan movido paralelamente a la dirección del echado o a lo largo de la dirección del rumbo (Figura 62).

1. Fallas de desplazamiento en dirección del echado:

En este tipo de falla, todo movimiento es paralelo al echado del plano de falla, es decir que un bloque se mueve hacia arriba o hacia abajo en relación con el bloque en el lado opuesto del plano de falla. Según el movimiento relativo de los bloques de techo y piso se reconocen dos tipos (Figura 62):

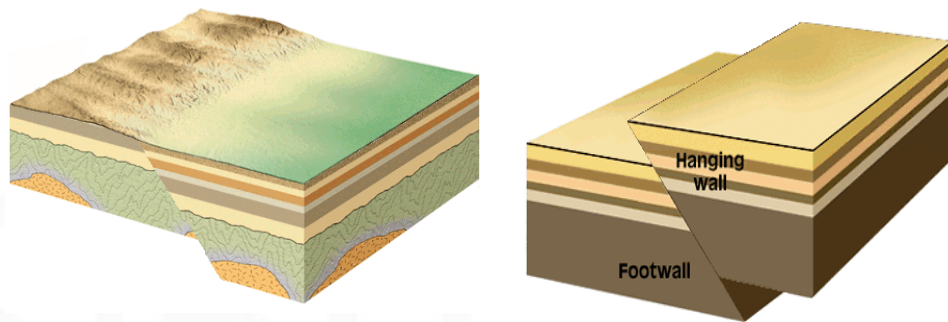
- **Normales.**

Plano más o menos inclinado y salto transversal positivo. Los labios alejados indican tectodinámica distensiva que estira el área afectada. Las rocas del bloque superior o techo, suelen estar desplazadas hacia abajo en relación con las del bloque inferior o piso. El esfuerzo vertical es el mayor de los tres esfuerzos principales.

- **Inversas.**

Plano más menos vergente pero salto transversal negativo. Superposición de un labio a otro indicando tectodinámica compresiva que al estirar acorta área afectada. Puede generar falla cabalgante si la tectónica es compresiva intensa. El techo asciende respecto al piso.

Figura 62. Clasificación de tipos de falla de desplazamiento en dirección del echado.



FALLA NORMAL

FALLA INVERSA

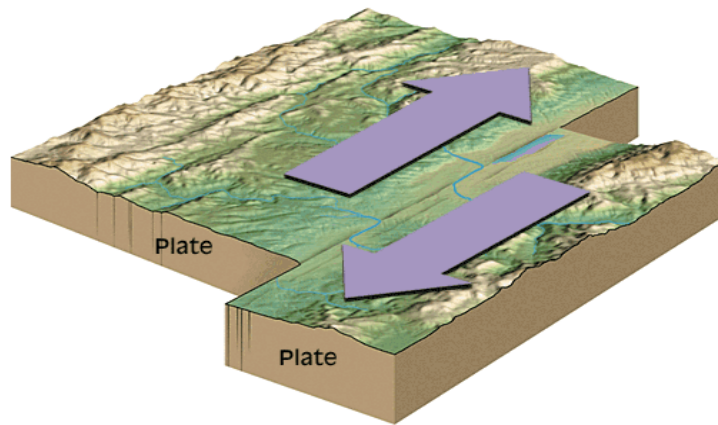
2. Fallas de desplazamiento en dirección del rumbo:

Son causadas por las fuerzas de cizalla, que implica movimiento horizontal donde los bloques en lados opuestos de un plano de falla se deslizan lateralmente uno al costado del otro. Es decir, todo movimiento va en dirección del rumbo del plano de falla. Pueden dividirse en laterales derechas o laterales izquierdas según la dirección aparente del desplazamiento. Son llamadas también fallas transformantes (Figura 63).

3. Fallas de desplazamiento oblicuo:

Puede ser que el desplazamiento sobre una falla muestre ambos tipos de movimiento, el de desplazamiento en dirección del echado y en dirección del rumbo, combinándose los movimientos lateral derecho y normal y lateral izquierdo e inverso. Cuando las fallas presentan ambos movimientos son fallas de desplazamiento oblicuo.

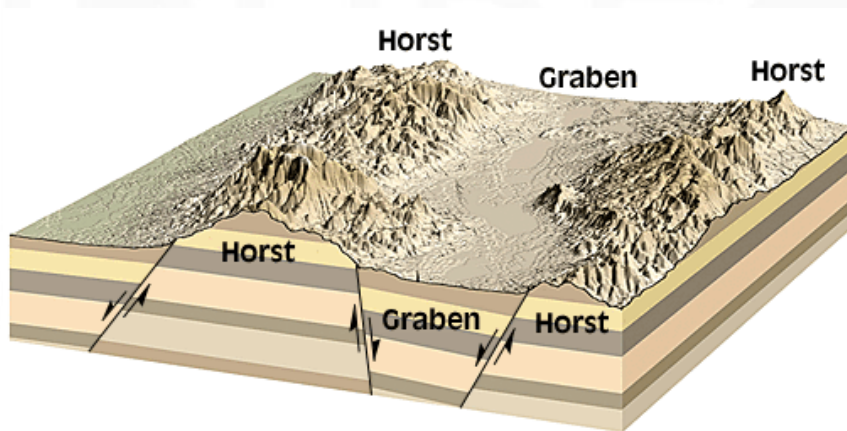
Figura 63. Falla de desplazamiento en dirección del rumbo.



Son descritas como fallas de DESGARRE, de RUMBO o TRANSCURRENTES

Generalmente las fallas se asocian en sistemas conjugados formando dovelas y fosas tectónicas conocidas como GRABEN. En el caso que las fallas limiten una zona levantada forman un HORTS o pilar tectónico (Figura 64).

Figura 64. Falla de desplazamiento en dirección del rumbo.



3. Desplazamientos

Cuando el carácter compresivo propio de la tectónica orogénica alcanza una intensidad tal que el estrechamiento de la franja geosinclinal derivado de ella no puede ser compensado mediante la simple dislocación o deformación de los materiales, se generan disposiciones estructurales en las que el desplazamiento y la superposición de grandes complejos rocosos tiene un papel fundamental.

Estas son llamadas **unidades desplazadas** y se definen como superposiciones a gran escala de conjuntos litológicos que han sido sacadas por la orogénesis de su lugar originario y emplazadas sobre otra área del orógeno más o menos alejada de él (Muñoz Jiménez, 1995). Estas unidades se desarrollan principalmente sobre roquedo estratificado y pueden tener el carácter de cabalgamientos o mantos de corrimiento (Figura 65) según sean sus dimensiones y según la intensidad de la tectogénesis. Son unidades desplazadas los cabalgamientos y los mantos de corrimiento:

a) Cabalgamientos

Son unidades alóctonas de dimensiones modestas que no muestran diferencias estratigráficas y litológicas significativas con las autóctonas sobre las que montan. Esta organización y facies pone de manifiesto que la amplitud del desplazamiento ha sido limitada. Se componen de un **frente** (línea o franja de contacto y superposición con la unidad autóctona) y una **raíz** (o área posterior de enlace con el lugar de procedencia), presentando en conjunto el aspecto de estructuras monoclinales más o menos deformadas. Suelen estar asociadas a la formación de cadenas montañosas (Ej. Los Himalayas).

b) Mantos de corrimiento

Son unidades tectónicas de dimensiones mucho mayores que los cabalgamientos y cuyo desplazamiento ha sido también de mayor envergadura paleogeográfica. Son conjuntos litológicos alóctonos que habiéndose generado originariamente en un sector del orógeno, han sido corridos por los empujes tectónicos hasta emplazarse sobre un sector diferente del geosinclinal (Figura 65).

Comprenden un área **frontal** (o parte delantera donde se registra la mayor elevación estructural) y un área **radial** (o dorso) correspondiente a la parte trasera donde disminuye la elevación estructural.

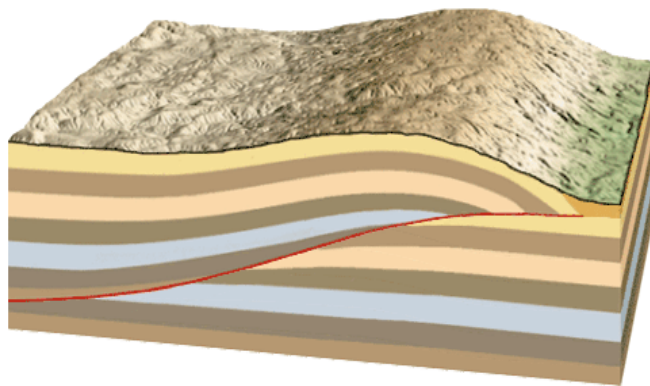


Figura 65.

Cabalgamientos:
Unidades alóctonas de dimensiones modestas.

Mantos de corrimiento:
El desplazamiento es de mayor envergadura.

XII. Orogénesis

El término MONTAÑA se refiere a cualquier área de tierra que se levanta considerablemente a mayor altura que el territorio circundante (Wicander y Monroe, 1999). Las zonas de la corteza terrestre en las que las estructuras tectónicas indican la existencia de montañas plegadas en épocas geológicas antiguas se llaman SISTEMAS OROGENICOS, término introducido por Gilbert en 1890 (Holmes y Holmes, 1987).

La topografía de las montañas puede generarse de diversas formas, alguna de las cuales implica escasa o nula deformación, como en el caso de una montaña volcánica individual sobre un punto caliente o donde ha habido intrusión de batolitos en la corteza o también la falla de bloques. Durante una etapa de formación de montañas llamada OROGENIA, tiene lugar una intensa deformación generalmente acompañada de metamorfismo y del emplazamiento de plutones, especialmente batolitos. Los procesos orogénicos no se han entendido completamente pero se relacionan con la tectónica de placas (Wicander y Monroe, 1999). La mayoría de las orogenias ocurre en respuesta a fuerzas compresivas en límites de placa convergentes, a partir de las cuales actúan fuertemente los procesos erosivos modelando accidentadas topografías. Se reconocen tres variedades de límites de placas convergentes: oceánica-oceánica; oceánica-continental y continental-continental cuyos efectos orogénicos son los siguientes (Wicander y Monroe, 1999):

- **Orogenias en límites de placas oceánica-oceánica:**

Aquí la litósfera oceánica se subduce debajo de otra litósfera oceánica formando una isla volcánica así como actividad ígnea y metamorfismo. La placa subducida forma la pared externa de una fosa oceánica y la pared interna de ésta consiste en un complejo de subducción o CUÑA DE ACRECIÓN, compuesta de láminas de rocas sedimentarias marinas con pliegues y fallas. Esta cuña de acreción se eleva producto del levantamiento a lo largo de fallas conforme la subducción continúa. La convergencia de placa da como resultado metamorfismo de baja temperatura y alta presión.

El efecto de conjunto de una orogenia de arco insular es el origen de dos cinturones orogénicos más o menos paralelos compuestos de un arco insular volcánico deformado bajo el cual yacen batolitos y un cinturón cara al mar, de rocas de cuenca deformadas (ejemplo, islas Aleutianas, de Alaska).

- **Orogenias en límites de placas oceánica-continental:**

Está representada por la orogenia de Los Andes. Hace más de 200 millones de años, el margen occidental de Sudamérica era un margen continental pasivo, donde los sedimentos se acumulaban en la plataforma continental. Cuando Pangea se fragmentó, la placa sudamericana se movió al oeste, al tiempo que una placa oceánica en movimiento hacia el este comenzó a subducirse bajo el continente, activándose el margen.

Conforme procede la subducción, las rocas del margen continental y la fosa se plegaron, desarrollaron fallas y hoy son una cuña de acreción a lo largo de costa oeste de Sudamérica. De esta forma, Los Andes constan de un núcleo central de rocas graníticas coronadas por volcanes andesíticos. Al oeste de este núcleo central están las rocas deformadas de la cuña de acreción y al este, las rocas sedimentarias que han sido intensamente plegadas y desplazadas al este sobre el continente. La subducción, el vulcanismo y la sismicidad del presente indican que Los Andes sigue en formación.

- **Orogenias en límites de placas continental-continental:**

Este tipo de orogenia está representada por Los Himalayas de Asia. Estos comenzaron a formarse cuando la India chocó con Asia hace unos 40 a 50 millones de años. Antes, la India se encontraba al sur de Asia y estaba separada de ésta por una cuenca oceánica. Al moverse la placa de la India hacia el norte, se formó una zona de subducción a lo largo del margen sur de Asia, donde la litósfera oceánica fue consumida. La fusión parcial generó magma el cual ascendió para formar un arco volcánico y se emplazaron grandes plutones graníticos en la región del Tibet.

El océano que separaba India de Asia se siguió cerrando y la India terminó por chocar con Asia. Las dos placas continentales se soldaron o suturaron, de modo que Los Himalayas se hayan dentro de un continente en lugar de estar en un margen continental. El proceso de subducción generado empujó al margen de avanzada de la India debajo de Asia, causando el engrosamiento de la corteza, el corrimiento y la elevación. Las rocas sedimentarias que se habían depositado en el mar al sur de Asia fueron empujadas al norte y dos grandes fallas inversas acarrearón rocas de origen asiático sobre la plataforma india. Las rocas depositadas en los mares superficiales a lo largo del margen norte de India forman hoy las partes más altas de Los Himalayas. Desde su colisión con Asia, la India ha sido subcorrida unos 2000 Km debajo de Asia y aún se sigue moviendo hacia el norte a una razón de 5 cm por año.

Algunas de las estructuras características de las montañas plegadas son la alternancia de anticlinales y sinclinales más o menos abiertos; pliegues isoclinales muy apretados; pliegues tumbados y cabalgamientos. El bloque cortical hacia el cual o sobre el cual se aplanan las estructuras se llama ANTEPAIS y el movimiento es típicamente de alejamiento de un océano adyacente (Holmes y Holmes, 1987).

El estilo de las cordilleras recientes parece indicar según Fouet y Pomerol (1985), que las partes de sial no definitivamente consolidadas reaccionan cada vez con más dificultad a los impulsos orogénicos. Se deriva de ello una disarmonía entre los accidentes del zócalo y los de cobertura, al mismo tiempo que el vulcanismo, el metamorfismo y la granitización parecen menos acentuados, como la nivelación inacabada de las construcciones recientes permite apreciar. Si las causas cósmicas y telúricas de la orogénesis son permanentes, el material sobre el que se ejercen ha perdido algo de plasticidad y el progresivo endurecimiento de los

zócalos continentales o cratones, agitados por orogénesis sucesivas, aparece como una tendencia principal de la evolución de la corteza terrestre.

De acuerdo con Fouet y Pomerol (1985), se pueden distinguir cuatro tipos principales de cordilleras, cuyo origen e instauración derivan de procesos distintos:

1. Dorsales medio-oceánicas:

Presentan una provincia de "cresta" de más o menos 10 Km de ancho. El eje es una fosa o rift de 3 Km de profundidad. Son resultado de la consolidación del basalto sub-oceánico y están en el origen de la expansión del fondo oceánico.

2. Cordilleras intracontinentales o intracratónicas:

Se encuentran en áreas ya consolidadas de la superficie terrestre (áreas continentales o cratones). Presentan tectónica de fondo y de recubrimiento que afecta a una cobertura poco diferente de la de las cuencas sedimentarias vecinas. Ej. Pirineos, Urales. Las cordilleras formadas en los cratones se agrupan en dos tipos:

a) Pliegues de fondo:

Vasto abombamiento del zócalo cristalino generalmente acompañado de fracturas. La cobertera sedimentaria se pliega como respuesta a estos movimientos.

b) Pliegues de cobertera:

El zócalo no se levanta sensiblemente pero puede romperse en detalle. Las capas sedimentarias se amoldan a la fractura o se deslizan independientemente del zócalo. Ej. Jura (plegado dos veces: fase oligocénica y fase helvética del Mioceno).

3. Cordilleras geosinclinales o intercratónicas (tipo alpino):

Formadas por el emplazamiento de un geosinclinal. Se designa a una fosa localizada en el **borde** de un cratón o **entre dos** cratones pero no **sobre** un cratón. La fosa tiene un fondo móvil que primero se hunde y acoge gran cantidad de sedimentos (con espesor de varios Km) antes de que éstos se plieguen. Se localiza en el límite de ambas placas. Poseen un *flysch*, ofiolitos y mantos de corrimiento. Ej. arcos insulares (Japón) entre un cratón y una placa litosférica.

4. Cordilleras liminares o pericratónicas (tipo andino):

Se desarrollan en una zona de subducción presentando por lo tanto un volcanismo activo. Están desprovistas de *flysch*, ofiolitos y mantos de corrimiento. La unión de dos cordilleras liminares no puede en ningún caso dar una cordillera geosinclinal.

XIII. Geosinclinales

En 1873 Dana dio el nombre de **GEOSINCLINAL** a las fajas alargadas de subsidencia y sedimentación existentes durante largo tiempo. Los geosinclinales son grandes pliegues estructurales a escala subcontinental. Comprenden una cuenca o surco que sirve de receptáculo de sedimentos procedentes de la erosión de las tierras próximas (López Bermúdez, 1992).

Un geosinclinal puede definirse como un largo prisma de rocas sedimentarias que se van depositando sobre una región subsidente de la corteza terrestre. El depósito y posterior plegamiento de los sedimentos constituye un ciclo geológico básico que requiere varios millones de años.

Formación:

- Los geosinclinales se están formando a lo largo de muchos márgenes continentales.
- Lo típico de los sistemas orogénicos terciarios es que están situados a lo largo de márgenes continentales que constituyen los bordes de avance de placas y suelen atribuirse a compresión lateral debido al choque de placas.

División:

De acuerdo con Fouet y Pomerol (1985), un geosinclinal se compone de pliegues (cordilleras o geoanticlinales) y de surcos desarrollados entre un área continental (zona externa) y un área oceánica (zona interna). Surcos y pliegues se reparten entre (Figuras 66 y 67):

1. **Eugeosinclinal** (verdadero geosinclinal eugeoclinal o DOMINIO INTERNO).

El material constituyente de los *Eugeoclinales* que han sido deformados corresponden a secuencias de turbiditas (*ripple marks* o figuras de *Flysch*) o estratos conocidos como ***Flysch o Grauvacas*** además de material calcáreo y fósiles marinos. Se caracterizan por actividad volcánica intermitente contemporánea al tiempo de relleno sedimentario.

2. **Miogeosinclinal** (o geosinclinal más pequeño Miogeoclinal o DOMINIO EXTERNO).

Se compone de un pliegue externo carente de ofiolitos con orogénesis tardía y un surco externo sin ofiolitos que puede contener un *Flysch* tardío. Están desprovistos de productos volcánicos.

- El **Eugeoclinal** se sitúa en la base del talud continental y el **Miogeoclinal** en la parte superior de las plataformas continentales.
- Los prefijos griegos “**Eu y Mio**”, indican un estado relativo alto o bajo desde el punto de vista ígneo de movilidad

Figura 66. Reinterpretación de Dietz (1963) del miogeosinclinal de los Viejos Apalaches de Nueva Inglaterra (según Holmes y Holmes, 1987)

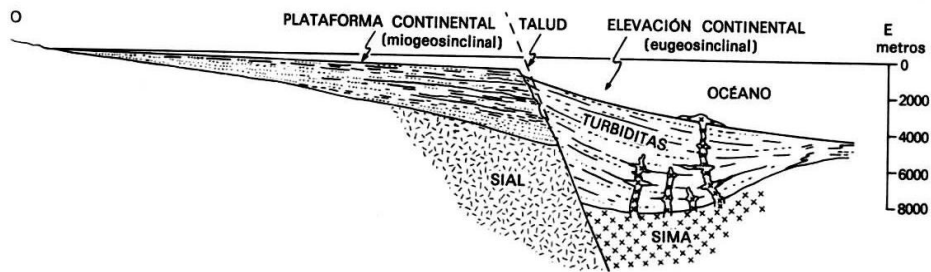
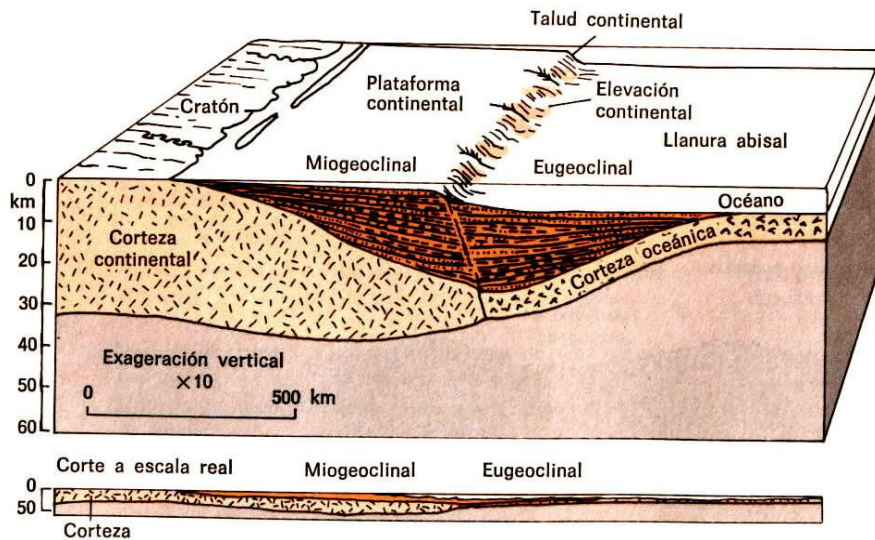
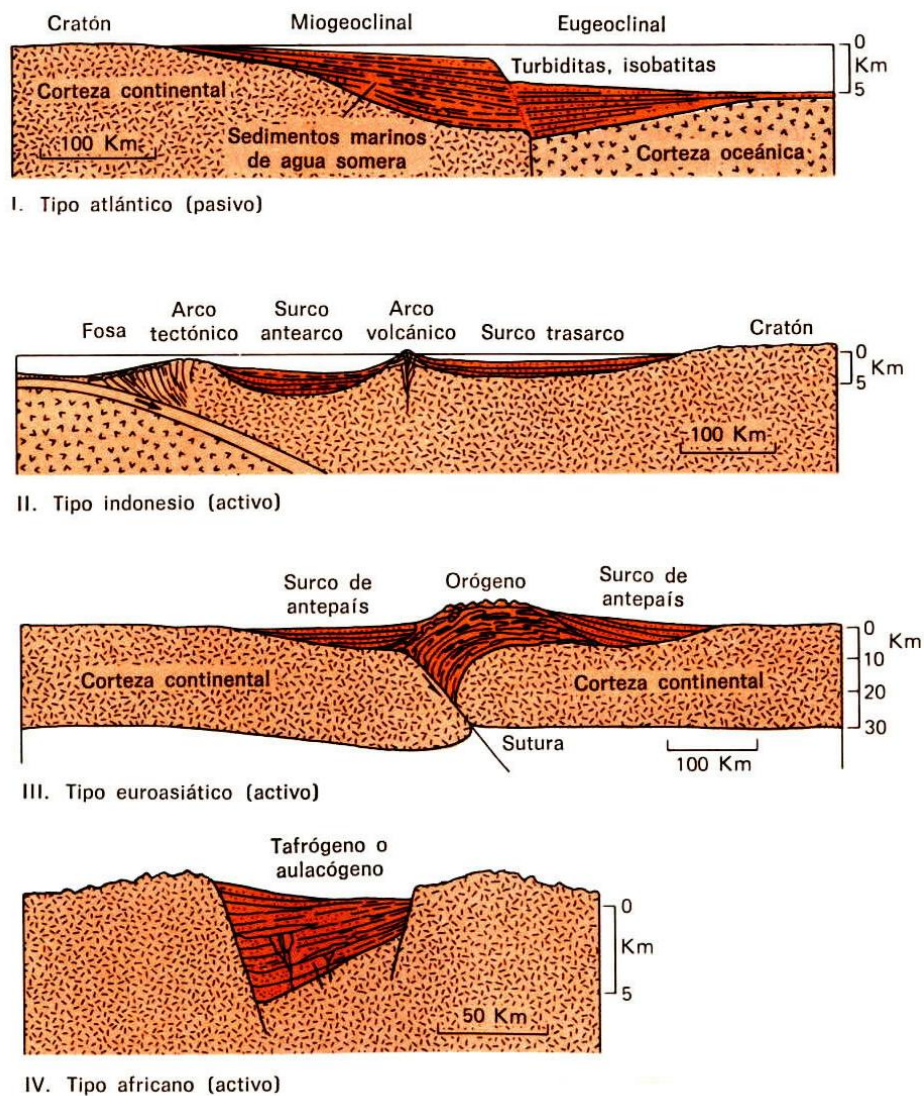


Figura 67. Bloque diagrama de geosinclinales en un margen continental estable (según Strahler, 1992)



Actualmente, el concepto de geosinclinal "clásico", se encuentra en desuso debido a que las investigaciones han descubierto que no todas las cordilleras se han formado por simple plegamiento (fuerzas compresivas) y que las características de sedimentación que requiere un geosinclinal pueden incluso estar presentes sobre los continentes y no únicamente en un margen continental sobre un medio acuático (Ej. Geosinclinales de tipo africano). Strahler (1992) discute la noción clásica y moderna del concepto y propone una clasificación de geosinclinales en cuatro tipos (Figura 68): tipo atlántico; tipo indonesio; tipo euroasiático y tipo africano. De los cuatro, el único que es pasivo es el de tipo atlántico.

Figura 68. Clasificación de geosinclinales (Strahler, 1992)



Destaca que en esta clasificación, no solo se considera la sedimentación activa a escala geológica sobre un margen continental, sino que se considera cualquier ambiente sedimentario (incluso continental como el caso del tipo africano) de alta potencia que tenga la capacidad de generar deformación por subsidencia.

XIV. Minerales y Rocas

Las rocas son compuestos minerales que derivan de la cristalización de un magma padre, de acuerdo a la **serie de reacciones de Bowen**⁴² (Figura 69). El magma padre está constituido por los elementos químicos indicados en la Tabla 3. La cristalización se realiza mediante enlaces químicos llamados enlaces iónicos.

Tabla 3. Composición del manto (%) o magma padre

Elemento	Cantidad (%)	Compuesto	Cantidad (%)
O	44,8	SiO ₂	46
Si	21,5	MgO	37,8
Mg	22,8	FeO	7,5
Fe	5,8	Al ₂ O ₃	4,2
Al	2,2	CaO	3,2
Ca	2,3	Na ₂ O	0,4
Na	0,3	K ₂ O	0,04
K	0,03		
Total	99,7	Total	99,1

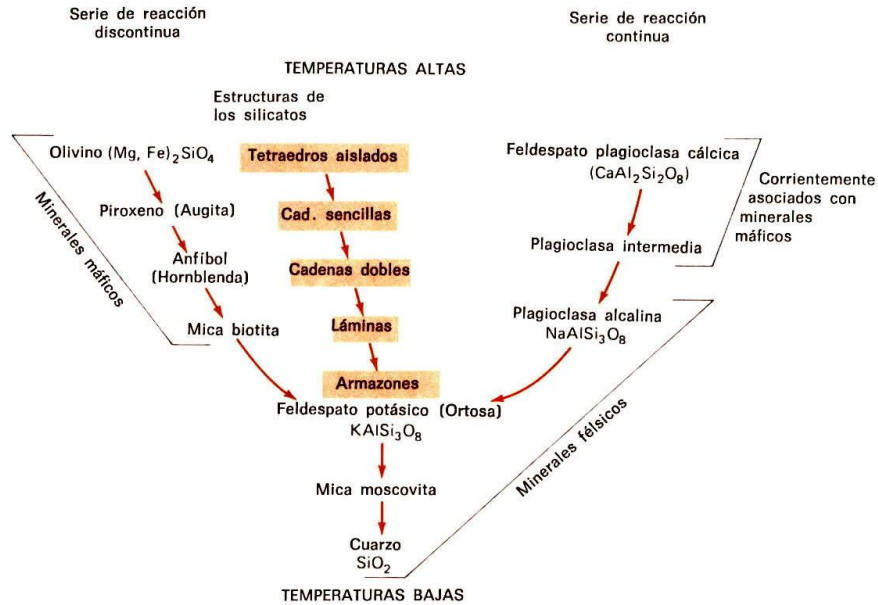
Un mineral es un *sólido homogéneo que se presenta de manera natural, que es sustancia inorgánica y que posee una estructura atómica ordenada y una composición química definida, o bien alguna que varía entre límites establecidos* (Strahler, 1999:46).

De acuerdo con la velocidad del enfriamiento (extrusión rápida o lenta) se constituyen diferentes tipos de rocas que suelen agruparse en familias de acuerdo a la composición química (abundancia del contenido de sílice) y a la geometría del emplazamiento⁴³. Las rocas pueden solidificarse de acuerdo a un sistema amorfo o cristalino. El mecanismo de cristalización hace que los átomos se ordenen de manera regular formando cristales, siendo representados por sistemas geométricos.

Cuando los minerales presentan formas diferentes pero tienen la misma composición química se llaman **polimorfos**. El proceso que hace que un mineral polimorfo cambie su forma cristalina se llama **cambio de fase** (Tarbuck y Lutgens, 2005: 87).

⁴² Strahler (1992: 70); Tarbuck y Lutgens (1999: 63).

⁴³ Se recomienda Strahler (1992), cap. 3. Los cap. 4, 5 y 7 se recomiendan para profundizar en los tipos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.

Figura 69. Serie de reacciones de Bowen (Strahler, 1992)

Desde el punto de vista **químico**, las rocas se clasifican en (Wicander y Monroe, 1999):

- Máficas : 45 a 52% de Si
- Intermedias : 53 a 65% de Si
- Félsicas : > 65% de Si

De acuerdo a la **forma del emplazamiento** y la relación con **grupos litológicos** (familias de rocas⁴⁴), las rocas se clasifican en⁴⁵:

- rocas ígneas (intrusivas y extrusivas)
- rocas metamórficas (metamorfismo regional, de contacto y dinámico⁴⁶)
- rocas sedimentarias (orgánicas, detríticas y químicas)

⁴⁴ Una excelente síntesis de las propiedades físicas y químicas de las rocas se puede encontrar en: A. Cailleux (1962). Las rocas. EUDEBA, 72 pp.

⁴⁵ Pettijhon, F. J. 1963. Las rocas sedimentarias. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina. Pomerol, Ch. y R. Fouet. 1963. Las rocas metamórficas. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina.

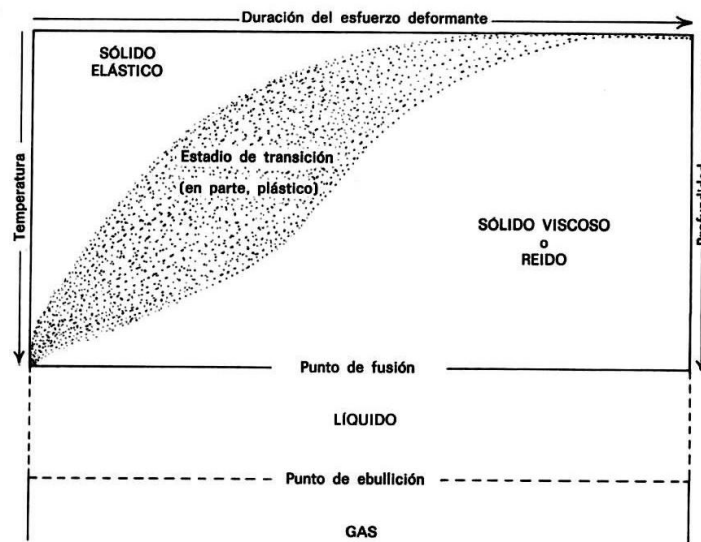
Pomerol, Ch. y R. Fouet. 1963. Las rocas eruptivas. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina.

⁴⁶ Los tipos de metamorfismo se encuentran detallados en Strahler (1992: 163)

Si todas las rocas derivan de un magma padre, todas las rocas provienen de una roca ígnea. El ciclo que describe los sucesivos estados de transformación de las rocas se conoce como **ciclo de las rocas**, el cual incluye todos los procesos de cristalización inicial y alteración posterior a través de agentes externos del modelado. Este no debe confundirse con el llamado **ciclo de Wilson** en donde están incluidas las fuerzas endógenas en la formación del relieve inicial y las fuerzas exógenas descritas en el modelo de denudación.

Las rocas están sometidas a diferentes agentes o fuerzas que pueden ser endógenas o exógenas. En el caso de las primeras, las rocas son influenciadas por tres factores principales: la temperatura; la presión de confinamiento y los esfuerzos deformantes. Uno de los fenómenos más importantes asociados a la materia sólida del interior de la Tierra, es su comportamiento mecánico descrito como **Reidez** (Holmes y Holmes, 1987), el cual permite explicar cómo un sólido es capaz de fluir como si fuera un líquido viscoso. La reidez (Figura 70), ha sido definida por Holmes y Holmes (1987) como la capacidad que tiene un sólido para generar fluencia plástica y ha sido ampliamente aplicado al movimiento de los glaciares. La reidez explica además los procesos de **diapirismo** como el “desarrollo de una intrusión a partir de una formación geológica de baja reidez, sometido a una esfuerzo suficiente para deformarse, penetrar y atravesar rocas de reidez mayor” (Holmes y Holmes, 1987).

Figura 70. La Reidez ¿por qué fluyen las rocas? (Holmes y Holmes, 1987)



XV. Estructuras geológicas

La **estructura geológica** es el conjunto de materiales del exterior de la corteza terrestre sobre el que se modela el relieve e influye sobre los caracteres y en la génesis de éste por medio de su litología y de su disposición estructural o tectónica (Muñoz Jiménez, 1995).

Se asocia a la relación entre tipos de roca y su forma de emplazamiento. Indica un tipo de organización de las rocas diferenciándose entre estructuras macizas y sedimentarias. La forma de emplazamiento refleja los esfuerzos que incidieron sobre la estructura, que puede ser plegada o fallada si el material afectado es plástico o rígido.

Una formación geológica es también **una unidad litoestratigráfica**. Está formada por un miembro de rocas (varios estratos) y forma parte de un grupo litológico. Puede estar formada por uno o más estratos cuyas características litológicas las diferencian de las rocas adyacentes. Generalmente esta limitada por un cambios de las propiedades litológicas de las rocas (Whittow, 1988).

XVI. Discontinuidades estratigráficas

Se aplica a ambientes sedimentarios y a roquedos que han sido originados por procesos sedimentarios. Corresponden a períodos de tiempo no registrados en un estrato (*hiato* o ruptura de una secuencia). Se asocian a cambios en el diastrafismo de la Tierra o a cambios climáticos globales que influyen las tasas de denudación de los continentes.

Un estrato es una unidad de sedimentación originalmente horizontal que sigue el principio de superposición, por lo cual permite la datación absoluta y relativa. Es uno de los principales elementos de análisis de la **geocronología** y de la determinación de cronosecuencias para establecer alteraciones en el proceso de sedimentación. Cada estrato presenta un techo (plano superior) y un muro (plano inferior) donde se reconocen **facies** sedimentarias que de acuerdo a su origen pueden ser biofacies o litofacies. Los estratos se agrupan en series estratigráficas (o estratos concordantes que expresan períodos de sedimentación e inmersión) cuyo techo o muro están limitadas por discordancias que expresan períodos de erosión y emersión.

La disposición que presenta un estrato se expresa mediante el buzamiento. Se reconocen tres tipos de discordancias (Strahler, 1992)⁴⁷:

a) Disconformidad: falta un estrato debido a procesos erosivos. Es la discontinuidad estratigráfica en la que los materiales inferiores y superiores mantienen su paralelismo (son concordantes, igual buzamiento), pero la superficie de interrupción no es una superficie plana, sino que presenta un relieve debido a la erosión.

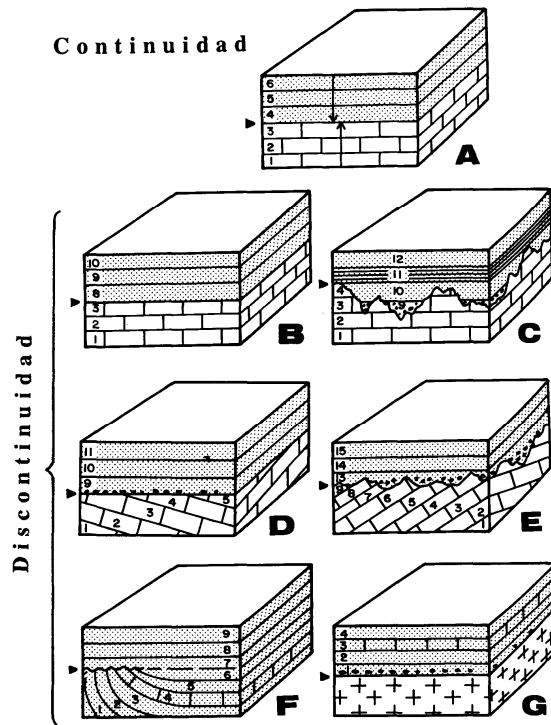
⁴⁷ Revisar: Strahler (1992: 133-137)

b) No conformidad (o inconformidad): expone procesos erosión, dejando expuestas rocas de diferente naturaleza. Representa una interrupción en la sedimentación durante la cual tiene lugar un proceso orogénico que induce deformación en los estratos. Los estratos que se originen posteriormente formarán un cierto ángulo con la serie deformada. Cuando el criterio de buzamiento no es suficiente y existe un depósito de sedimentos sobre materiales ígneos o metamórficos de alto grado, se habla de Inconformidad.

c) Discordancia angular: las capas superiores e inferiores de la secuencia tienen buzamientos diferentes. Evidencian procesos erosivos y orogenia.

En general, el término discordante se usa para describir una intrusión ígnea que corta la estratificación o foliación de la roca encajante (Whittow, 1988) (Figura 71):

Figura 71. Tipos de Discordancias



- Gráficos donde se muestran las relaciones de continuidad y discontinuidad. A.- Continuidad (con concordancia). B.- Paraconformidad. C.- Discordancia. D.- Discordancias angulares (o planiangular). E.- Discordancia angular erosiva. F.- Discordancia sintectónica (discordancia progresiva). G.- Inconformidad. En todas las figuras los números indican unidades de tiempo geológico relativo reconocibles

Unidad II. El relieve terrestre

I. Las fuerzas externas e internas del modelado

El modelado de la superficie terrestre está sujeto a interacciones entre procesos naturales y a acciones transformadoras por parte del hombre. Las primeras actúan a través de dos elementos:

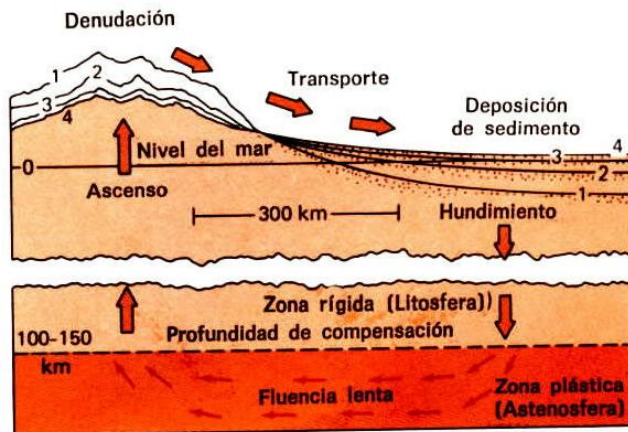
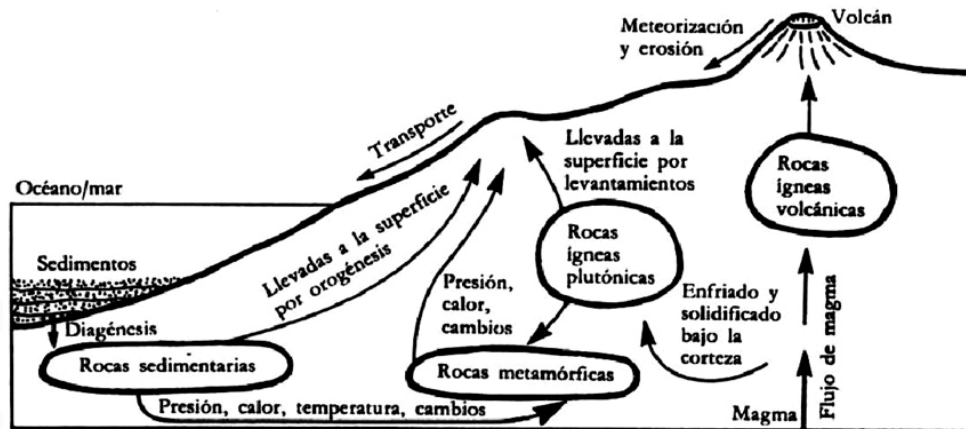
- a) las **fuerzas internas** o endógenas que se expresan en algún tipo de diastrofismo (movimientos orográficos, epirogénicos, volcanismo, formación de rocas o intrusiones ígneas), que originan las características iniciales de los relieves (tiempo cero o inicial). De acuerdo con su génesis, el relieve es objeto de estudio de la **Geomorfología Estructural**, donde se reconoce el relieve fallado, plegado y desplazado⁴⁸. A su vez, de acuerdo a la naturaleza de las rocas constituyentes (velocidad de cristalización por enfriamiento magmático), se reconoce un relieve constituido por rocas básicas (litósfera oceánica o asociada al volcanismo, es decir formado por extrusiones rápidas) y por rocas félsicas (procesos de diapirismo o intrusiones lentas que caracterizan la naturaleza de la corteza terrestre formada por silicatos ferromagnesianos importantes para el desarrollo del suelo).
- b) las **fuerzas externas** o exógenas, relacionadas especialmente con el clima, el cual por desgaste, provocan transformaciones en esos paisajes. Estas fuerzas se manifiestan en la disgregación de las rocas, transporte y depositación de materiales. La disgregación y el transporte de los materiales ocurren en lugares de preferencia inclinados, mientras que la depositación en los lugares depresionales. El modelo que sintetiza la relación entre tipo de relieve y su clima es el de **DENUDACION**. El campo de estudio de las formas del relieve creadas por agentes externos del modelado es objeto de estudio de la **Geomorfología Climática** y de la **Geomorfología Dinámica**.

De este modo, cualquier punto de la superficie terrestre no es otra que el trabajo continuo de estas dos fuerzas naturales que surgen de la interacción entre LITOSFERA-ATMOSFERA-HIDROSFERA, donde las primeras tienden a aumentar las diferencias de elevación y las segundas a reducirlas a una llanura baja y uniforme (penillanura), concordante con el modelo davisiano de erosión conocido como ciclo geográfico. Así, las fuerzas internas actúan en la formación del relieve inicial por medio del diastrofismo y las fuerzas externas actúan a través de los agentes del clima comúnmente llamados agentes erosivos. De acuerdo a su intensidad, los agentes externos del modelado se constituyen en agentes morfogenéticos (hielo, agua, viento) ya que tienen la capacidad de esculpir o modelar el relieve borrando muchas veces los rasgos iniciales de este (Figura 72).

⁴⁸ Revisar Parte I de este Apunte.

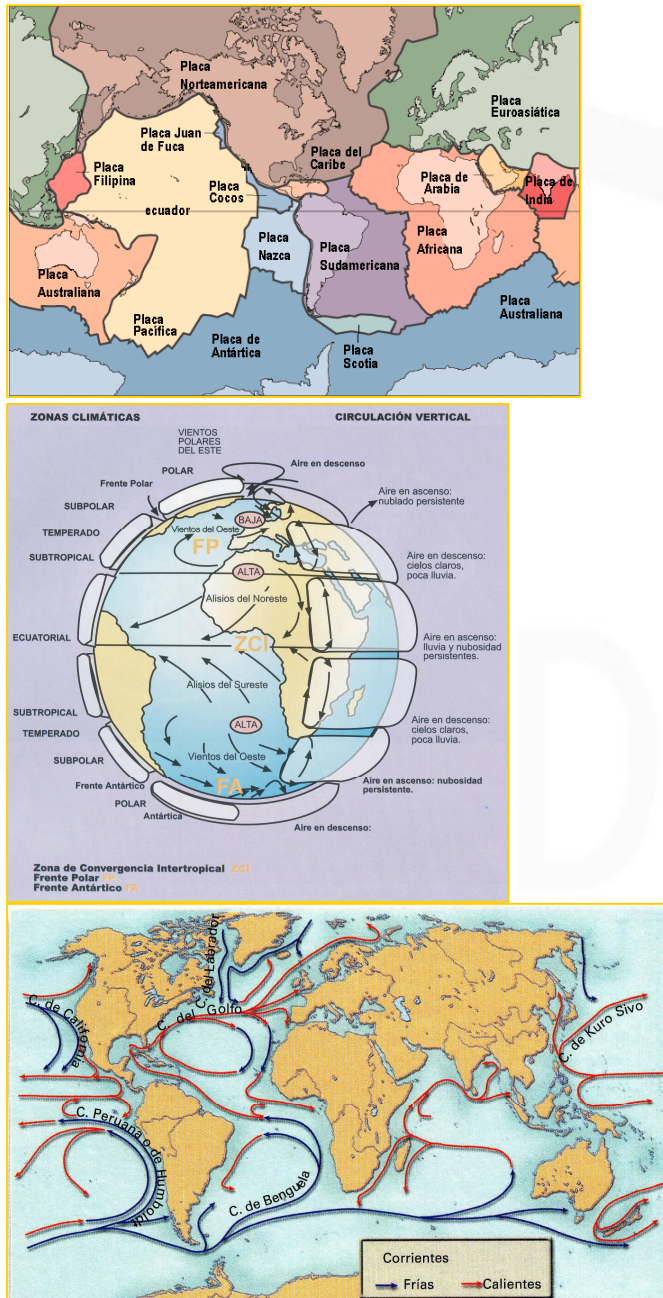
Las fuerzas externas nacen principalmente de la energía solar y la gravedad. Clásicamente han sido llamadas **fuerzas de gradación** (Finch y Trewartha, 1954) y actúan por medio de agentes tales como el viento, el agua de escurrimiento, el movimiento del hielo y los organismos vivos. Las fuerzas de gradación y sus procesos tienden a uniformar los desniveles de la superficie, transformándolos en pendientes suaves, denudando las elevaciones producidas por las fuerzas tectónicas (procesos de degradación o erosión) y rellenando las depresiones (procesos de agradación o depositación). Las fuerzas externas que llevan a acciones geomorfológicas externas se les llama en la actualidad **procesos morfogenéticos** o **procesos del modelado** los cuales actúan en forma interconectada según distintos niveles de complejidad que reflejan las condiciones ambientales de cada región de acuerdo a su localización en el planeta (Figura 73).

Figura 72. El Proceso de denudación



El proceso de denudación ha sido entendido a partir de dos enfoques principales: el ciclo geográfico (procesos externos) y el ciclo geológico o de Wilson (procesos endógenos y exógenos). Ambos modelos son importantes para entender la evolución del relieve.

Figura 73. Todas las formas del relieve son resultado de la interacción entre Litósfera, Atmósfera e Hidrósfera



La **Litósfera** aporta mediante fuerzas endógenas la movilidad horizontal (mosaico de placas); la movilidad vertical (reajuste isostático) y la movilidad ígnea (estructura geológica y tipos de rocas). En síntesis: el tipo de relieve y su naturaleza geológica.

La **Atmósfera** aporta mediante fuerzas exógenas la configuración de zonas climáticas y la circulación general de la atmósfera. Origina los agentes externos del modelado, que de acuerdo a su localización en el planeta desarrollarán una intensidad capaz de modificar y diseñar nuevos relieves.

La **Hidrósfera** interactúa con la Atmósfera para generar el transporte de calor en el planeta a través de las corrientes marinas (gran cinta transportadora).

II. Conceptos básicos

Para comprender los ambientes morfogenéticos del planeta se deben tener en cuenta los siguientes conceptos:

a) Geomorfología (*ge= tierra; morfé= forma; logos= estudio*)

La Geomorfología es una disciplina científica ligada tanto a la Geología como a la Geografía Física. De acuerdo con Derruau (1983) representa el estudio de las formas del relieve terrestre y pretende el conocimiento racional de las formas de la Tierra. De acuerdo con Muñoz Jiménez (1995), designa una disciplina científica que tiene por objeto el **reconocimiento, la clasificación y la explicación** de las diferentes configuraciones que presenta la superficie externa de la litósfera, de cuya combinación resulta el relieve terrestre. La constitución de la Geomorfología como verdadera ciencia coincide con la propuesta y desarrollo de un paradigma (o modelo general) de evolución del relieve propuesto por W. Morris Davis, considerado el padre de la Geomorfología moderna, quien con su modelo evolutivo logró resolver en parte el problema de la clasificación de las formas, debido a que la reflexión realizada por Max Derruau aún persiste al interior de la disciplina: **“Aún cuando sea necesario colocar el origen de una forma en un esquema general abstracto, la morfogénesis se desarrolla en un medio concreto, donde todas las causas se interfieren”**.

b) Tipo de relieve

Son morfologías cuya configuración y desarrollo territorial las hace equiparables a “regiones naturales”, “regiones fisiográficas” o “megaformas”. Son unidades de 1ª magnitud. Pueden estructurarse según:

1. su geometría
2. su genética

Los tipos de relieve presentan singularidad espacial, ligados a un contexto geográfico y dependen de la historia evolutiva del área: **cambios climáticos y tectónicos, asociación entre agentes dinámicos**. Para clasificar el tipo de relieve se recurre al “factor dominante” según la Geomorfología Climática, Estructural y Litológica.

c) Sistema de erosión (Cholley, 1950):

Se refiere a cada agente morfogenético individualizado y sus acciones resultantes. El sistema está definido por una serie de procesos que forman un conjunto estructurado. Entre los procesos que configuran cada sistema, hay uno o unos agentes predominantes que son esenciales para definirlo (hielo en sistema glaciar; viento en el sistema eólico). Cada sistema genera una morfología propia que será degradada al producirse un cambio que es controlado por el clima (De Pedraza, 2003).

d) Proceso geodinámico

Conjunto o sistema de relaciones que se establecen entre las acciones desarrolladas por agentes de la dinámica terrestre y sus productos o resultados. Los agentes son medios para transferir energía y derivan de fuentes endógenas y exógenas (De Pedraza, 2003). Las expresiones morfológicas de un proceso geodinámico suelen comprenderse en el concepto de dinámica de vertientes (remociones en masa).

III. El modelado terrestre

El modelado terrestre se realiza a partir de los efectos de fuerzas externas sobre el relieve, que a su vez provienen de la radiación solar (principal fuente de energía de los sistemas naturales) y en conjunto constituyen tipos de clima. En sentido estricto, todos los climas se derivan del balance térmico planetario (balance neto de energía⁴⁹). Las componentes astronómicas del planeta (movimientos de rotación y traslación) crean bandas latitudinales de insolación donde la radiación solar filtrada por la atmósfera se distribuye, sin embargo la circulación general de la atmósfera hace que exista un equilibrio térmico planetario mediante la acción de factores no radiativos (conducción, convección y advección) donde son fundamentales el calor latente y el calor sensible, para equilibrar los intercambios energéticos entre la atmósfera (en déficit) y la superficie terrestre (en superávit) a través de los procesos de evaporación y condensación. A una escala local, la intensidad de un agente morfogenético dependerá de su dominio morfoclimático y de las condiciones asociadas al relieve local (tectónica, estructura geológica y tipo de roca).

De acuerdo con De Pedraza (2003), un **Tipo de Relieve** constituye morfologías cuya configuración y desarrollo territorial las hace equiparables a “regiones naturales”, “regiones fisiográficas” o “megaformas”. Son unidades de primera magnitud (o relieves iniciales según Johnson, 1919) y pueden estructurarse según sus contrastes geométricos en jerarquías de **formas** y categorías de **procesos**. Lo anterior conlleva a diferenciar dos tipos de enfoques en la identificación y reconocimiento de las formas: uno geométrico o morfológico (disposición estructural) y uno genético (dinámico/climático o relación roca-clima). Cuando se combinan ambos enfoques, el criterio de identificación se llama morfogenético.

Los tipos de relieve presentan singularidad espacial, ligados a un contexto geográfico (dependen de la historia evolutiva del área). Para clasificar un tipo de relieve se recurre al factor o factores dominantes que suelen agruparse en una Geomorfología Climática, Estructural y Litológica (De Pedraza, 2003) o una Geomorfología Estructural, Dinámica y Climática (Muñoz Jiménez, 1995).

⁴⁹ Strahler y Strahler, 2000 (cap. 4: 53-78); Martín Vide, 2003 (pp. 27-38). Para una revisión ampliada del tema se recomienda el manual de Climatología de los autores Cuadrat y Pita (1997: 41-73).

Una **Zona Morfoclimática** (término propuesto por Sauer, 1925), es una zona o región con clima homogéneo que ha desarrollado un paisaje característico, anulando los rasgos primarios o geológicos impuestos por la litología y su estructura tectónica (De Pedraza, 2003). En general, las diferentes perspectivas para clasificar el relieve terrestre apuntan a establecer las relaciones dinámicas entre formas y procesos sobre un enfoque integrado u holístico, a partir de los principios de que la litósfera es móvil y que todos los procesos naturales se realizan a partir de transferencias de masa y energía mediante relaciones causales jerarquizadas según orden y magnitud (Teoría General de Sistemas).

IV. La evolución del relieve

Para entender la evolución del relieve son fundamentales los siguientes conceptos⁵⁰:

- a) Geomorfología
- b) **Denudación**
- c) meteorización (física, química y biológica)
- d) erosión
- e) termoclastia
- f) crioclastia
- g) diagénesis
- h) mitificación
- i) alteración
- j) sedimentación
- k) deflación
- l) transporte sedimentario
- m) ciclo geográfico (ciclo davisiano de erosión)
- n) ciclo de las rocas
- o) ciclo de Wilson
- p) tipo de relieve
- q) morfogénesis

La evolución de todo relieve en la superficie terrestre es resultado de la interacción entre litósfera, hidrósfera y atmósfera, en la cual se pueden reconocer tres etapas sucesivas:

r) Masa impuesta o Tiempo inicial (T=0)

el roquedo se impone mediante cualquier tipo de diastrofismo o fuerza endógena que permita que el magma se enfríe y cristalice con un determinado tipo litológico. Este roquedo inicial lleva implícito una forma de emplazamiento llamado estructura geológica (maciza o sedimentaria) que puede ser analizada en función de los esfuerzos actuantes (pliegue, fractura o falla) y según la naturaleza de las rocas.

⁵⁰ Se recomienda para su discusión, el uso del diccionario de Geografía Física de Whittow (1988) y de los siguientes textos: Strahler (1992); Strahler y Strahler (2000); Tarbuck y Lutgens (1999); Derruau (1983); Holmes y Holmes y Holmes (1987); López Bermúdez (1992); Muñoz Jiménez (1995); Coque (1987); Sandoval (1991); Christofoletti (1980) y De Pedraza (2003).

En síntesis, las fuerzas endógenas imponen una estructura geológica en función de la actividad tectónica del lugar (localización dentro del mosaico de placas del planeta) formando un relieve inicial el cual se modificará en función de las fuerzas externas derivadas del clima.

s) Interacción Tipo de Relieve y Clima (T=1)

Una vez impuesta la masa o roquedo, esta será afectada por unas condiciones ambientales de orden climático. Según la localización geográfica, la intensidad de las fuerzas externas se modifica de acuerdo a la distribución zonal del clima y de los patrones climáticos regionales o locales (microclimas), de acuerdo a la escala de análisis. Con esta interacción se inicia el modelamiento o cincelado del relieve.

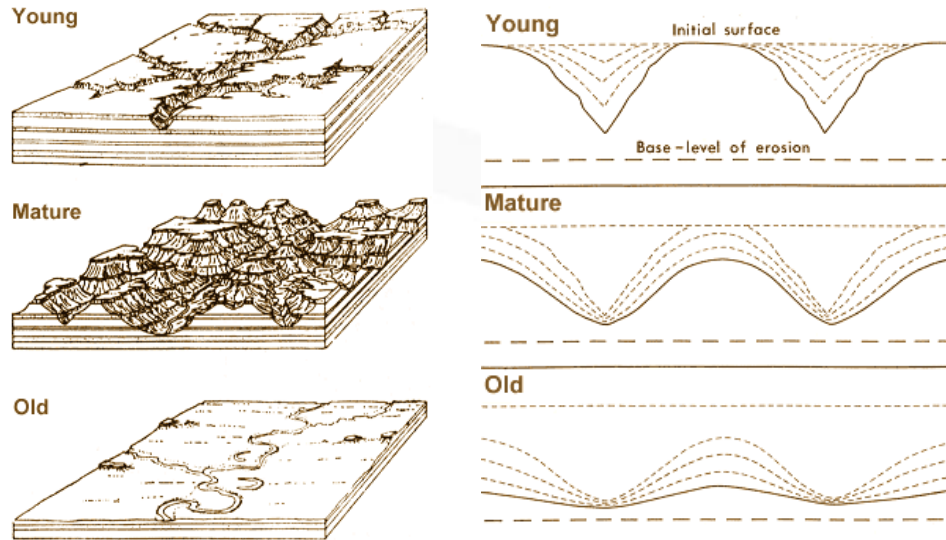
t) Relieve evolucionado con formas representativas del agente morfogenético

Cuando se incorpora el factor tiempo a la interacción entre tipo de relieve y tipo de clima sobre una localización geográfica, se configura la dimensión evolutiva del relieve. Este solo puede explicarse mediante la adopción de escalas espaciales y temporales preestablecidas. Generalmente las escalas espaciales se describen como macro (planetarias), meso (regionales) y micro escalas (locales), mientras que las escalas temporales se describen como seculares (millones de años), de largo (centurias), mediano (años a décadas) y corto término (días, meses).

Cuando el relieve experimenta evolución, imprime sobre su masa todos los efectos de los agentes externos del modelado y configura las formas típicas del agente morfogenético que lo esculpió. De este modo, la zona fría (climas de latitudes altas o de altura) impondrá al hielo como principal agente morfogenético, configurando el relieve glaciar; mientras que la zona templada (climas templados con variabilidad estacional) impondrá como principal agente externo del modelado, a los cursos fluviales como respuesta a la escorrentía superficial, configurando un relieve fluvial.

Sin embargo, el proceso evolutivo del relieve no siempre queda guardado en su masa debido a la movilidad planetaria (diastrofismo, isostasia y cambios climáticos globales). De ahí que los modelos propuestos para explicar la evolución del relieve difieren de acuerdo al enfoque de cada disciplina científica. Para la Geomorfología, uno de los modelos más importantes para entender la evolución del relieve es el llamado **Ciclo Geográfico** o ciclo davisiano de erosión, propuesto por W. M. Davis en 1889 (Figura 74).

Figura 74. Ciclo davisiano de erosión



V. Clasificaciones morfogenéticas y morfoclimáticas

A partir de Davis (1899), toda forma del terreno comenzó a ser analizada con el método geomorfológico, es decir su geometría o forma; sus factores condicionantes sobre las acciones modeladoras (estructura, litología, tectónica); sus procesos dinámicos y su factor evolutivo o escala temporal. Si embargo, fuertes críticas surgieron al modelo davisiano que obligaron a establecer nuevos criterios en la clasificación de las formas del relieve, principalmente porque naturalistas germanos comenzaron a divulgar la diversidad de paisajes en el mundo y la influencia que el clima puede tener en un relieve al borrar sus rasgos iniciales. La **zonalidad climática** de Köeppen (1901) y la **zonalidad edafológica** de Dokuchaev (1883) se contrastaron con el modelo de Davis. De ahí surgen dos tendencias precursoras al concepto de morfogénesis y zona morfoclimática (De Pedraza, 2003):

- las formas se clasifican según su génesis
- cada proceso genético se clasifica según un agente (agua, hielo, viento) o un contexto climático.

De ahí que el estudio de procesos morfogenéticos demuestra la importancia que el factor climático asume en el modelado de las formas del relieve. Dos conceptos básicos están estrechamente relacionados (Christofolletti, 1980):

- Procesos morfogenéticos diferentes producen formas de relieve diferentes.

- Las características del modelado deben reflejar hasta cierto punto las condiciones climáticas sobre las cuales se desarrolla la topografía. Por lo tanto, las oscilaciones climáticas pueden ser reconocidas a través de elementos específicos de la topografía.

Desde entonces, se asume que los procesos morfogenéticos poseen una dinámica propia y son los elementos componentes de un conjunto mayor, que refleja la influencia del clima regional. Ese conjunto se denomina **sistema morfogenético**, formando una estructura perfectamente caracterizada porque:

- La estructura no se reduce a la suma de sus partes. Cada proceso se puede integrar y ser encontrado en diversos sistemas morfogenéticos, pero su papel se modificará en función de las condiciones generales y de los demás procesos a los cuales está asociado.
- La estructura es un sistema de relaciones, los procesos se interrelacionan a través de un verdadero conjunto.
- La estructura es ordenada y jerarquizada. Los procesos pueden ser comunes pero no todos tienen la misma importancia, presentándose cierta jerarquía entre ellos.

De acuerdo con Büdel (1944), sobre un conjunto determinado de condiciones climáticas, predominarán procesos geomórficos particulares, que a su vez, imprimirán al paisaje de la región, características que serán distintas a otras áreas desarrolladas sobre condiciones climáticas diferentes (Figura 75). Las Tablas 4 y 5 presentan los esquemas de clasificación climatogenética de Peltier (1950) y de Wilson (1968). **Por lo tanto, la región morfogenética no es más que la expresión areal y morfológica del sistema morfoclimático.**

Para que se forme un relieve influido o modelado por el clima, se requieren una serie de condicionantes no fácilmente concurrentes: permanencia, estabilidad, uniformidad y preponderancia en una zona de un clima, presencia de procesos ambientales definidos. De ahí que las zonas de clima frío (glaciares y periglaciares) son más cercanas a este contexto (De Pedraza, 2003).

Teniendo en cuenta la influencia del clima en la morfogénesis podemos establecer 8 grandes dominios morfoclimáticos, donde cada uno de ellos traduce un sistema morfogenético, que es responsable de las formas del paisaje natural (Tablas 3 y 4).

1. en la **zona fría** el dominio glaciario y el periglaciario
2. en la **zona xérica** el dominio árido y el semiárido
3. en la **zona templada** el dominio templado húmedo y el continental seco
4. en la **zona tropical húmeda** el dominio de la selva y el de la sabana.

Actividad: Se recomienda desarrollar la siguiente Tabla para ordenar cada zona con sus dominios y paisajes (formas y biomas) característicos:

Zona climática O dominio morfoclim	Causas	Localización geográfica	dominio	Clima (temper. y pp.)	Formas Procesos dominantes	Bioma asociado
ZONA FRIA	Altitud Latitud	Polos Altas cumbres	Glaciario	-18°C/-7°C 0-114 cm	Glaciares, morrenas, kames, nivación, soliflucción	Tundra Forestal y supraforestal
ZONA ARIDA						

Figura 75. Zonas climatogenéticas de Büdel (1944 en Gregory, 1973)

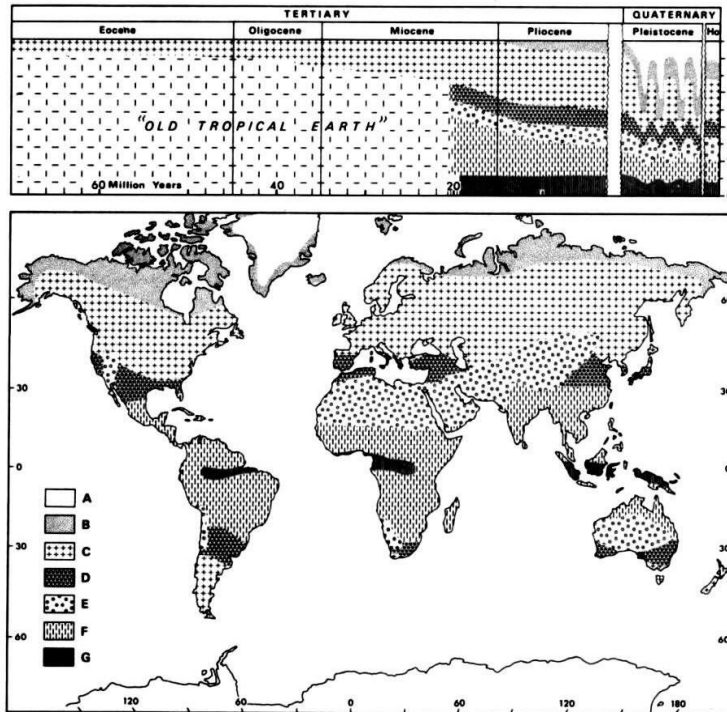


Figure Climato-genetic zones
Based upon Büdel (1963, 1969). A = Glaciated areas, B = Zone of pronounced valley formation, C = Extra-tropical zone of valley formation, D = Subtropical zone, E = Arid zone, F = Circum-tropical zone of excessive plain formation, G = Intertropical zone of partial plain formation. The upper diagram indicates the way in which the pattern of zones may have changed over time. Three horizontal scales are used to represent the duration of the Holocene (Ho), the Pleistocene and the Tertiary respectively.

Tabla 3. Clasificación climatogenética (Peltier, 1950 en De Pedraza, 2003: 307)

Región morfogénica	Tº media anual (°C)	Precipitación anual (mm)	Características morfológicas
Glaciar	-18 / -7	0 / 114	Erosión glaciar, nivación, acción del viento
Periglaciar	-15 / -1	13 / 140	Movimientos en masa, acción moderada del viento, efecto desigual de las aguas líquidas
Boreal	-9 / 3	25 / 152	Heladas y aguas líquidas, acciones moderadas del viento
Marítimo	2 / 21	127 / 190	Movimientos en masa frecuentes, acción moderada de aguas superficiales
Selva	16 / 29	140 / 229	Movimientos en masa frecuentes, lavado de vertientes. Sin acción del viento.
Moderado	3 / 29	89 / 152	Efecto máximo de las aguas de circulación superficial. Efecto moderado de movimientos en masa y las heladas (en zonas frías); sin acción del viento salvo en costas
Sabana	-12 / 29	64 / 127	Acción fuerte a media de las aguas superficiales, acción moderada del viento
Semiárido	2 / 29	25 / 64	Acción fuerte del viento, acción moderada de las aguas superficiales
Árido	13 / 29	0 / 38	Acción fuerte del viento, débil acción de las aguas superficiales y los movimientos en masa

Tabla 4. Clasificación climatogenética (Wilson, 1968 en De Pedraza, 2003: 307)

Nombres	Clima (Köppen)	Proceso dominante	Formas del paisaje características
Glaciar	EF, casquetes de hielo	Glaciación, nivación Acción del viento Hielo-deshielo	Erosión glaciar Topografía alpina Morrenas, kames, eskers, otros
Periglaciar	ET de tundra EM Dc húmedo Microtermal	Acción del hielo Soliflucción Corrientes fluviales	Suelos estructurados Pendientes de soliflucción con lóbulos y terrazas. Llanuras aluviales proglaciares
Árido	BW desértico	Deseccación Acción del viento Corrientes fluviales	Dunas, fondos salinos, cubetas de deflación, pendientes angulosas
Semiárido (subhúmedo)	BS estepa Cwa sabana tropical	Corrientes fluviales Meteorización movimientos en masa rápidos	Pediments, conos aluviales, cárcavas, badlands, pendientes angulosas con derrubios gruesos
Templado húmedo	Cf húmedo mesotermal Da	Corrientes fluviales Alteración química Reptación y otros Movimientos en masa	Pendientes suaves, suelos cubiertos. Aristas y valles, depósitos fluviales
Tropical húmedo	Af tropical Am monzón	Alteración química Movimientos en masa Corrientes fluviales	Pendientes fuertes, crestas y laderas escarpadas, suelos profundos con alteritas. Arrecifes

VI. Dominios Morfogénéticos

A) Morfogénesis Glacial⁵¹

La Glaciología es una disciplina científica inserta en la Geofísica, que se preocupa de los fenómenos de extensión, distribución, génesis y procesos de los cuerpos de hielo que se encuentran en la superficie terrestre (Rivera, 1990).

Al igual que las aguas de escorrentía, el hielo es un agente importante del modelado terrestre y que en una gran parte del planeta ha definido su configuración actual. Los glaciares en la actualidad ocupan unos 15 millones de kilómetros cuadrados, superficie muy inferior a la ocupada durante el Cuaternario. La mayor parte de esta superficie la componen los dos *inlandsis* que aún perduran: Antártica y Groenlandia. El resto comprende glaciares de montaña, de valle y lóbulos colgados de *piedmont*, los cuales representan cerca del 3% de la superficie total helada (Derruau, 1983).

Desde el punto de vista morfoclimático, se debe diferenciar entre el dominio GLACIAL y el dominio PERIGLACIAL. El primero ocupa actualmente cerca del 10% del total de las tierras emergidas y coincide con el área en que la combinación de una pluviosidad casi exclusivamente en forma de nieve y un nivel térmico persistente bajo, posibilitan la permanencia y la acumulación de nieve sobre el suelo; mientras que el dominio periglacial comprende todas las áreas de clima frío en las que el régimen térmico se caracteriza por ocurrencias reiteradas de la temperatura crítica en torno a los 0° donde se produce congelación del agua o la fusión del hielo y el régimen pluviométrico asegura reservas hídricas suficientes para que éstos cambios de estado puedan realizarse (Muñoz Jiménez, 1995).

Además, también se han definido algunos otros dominios transicionales entre los ambientes antes mencionados. De ellos, el más importante corresponde al PARAGLACIAL (Benn y Evans, 1998), que corresponde a la zona de predominio de los procesos no glaciares que están condicionados por la existencia de una glaciación, muy característicos de lugares recientemente deglaciados, donde se produce una alta tasa de liberación de sedimentos desde las vertientes dentro de sistemas fluviales y eólicos, detonado por la inestabilidad de los sedimentos glaciogénicos, mayormente no consolidados, y la sobreprofundización de las vertientes rocosas, una vez que su apoyo glacial ha desaparecido (Ryder, 1971).

Las variaciones climáticas tienen un impacto sustancial sobre la criósfera, la cual puede ser definida como el conjunto de las superficies de hielo en el planeta. El hielo marino es un elemento interactivo crítico del sistema climático, recibiendo influencia y respondiendo a sus variaciones. El aumento de gases con efecto invernadero induce el calentamiento de las capas superficiales del océano, retrasando la formación de hielo y reduciendo su extensión debido a la

⁵¹ Son fundamentales para comprender este dominio las siguientes lecturas: Tarbuck (1999: 267-294, cap. 12); Holmes y Holmes (1987: 447-519, cap. 20 y 21); Strahler (1992: 466-497, cap. 18).

disminución del albedo bajo el comportamiento de retroalimentación negativa. El hielo marino por lo tanto, puede ser considerado como un indicador de los cambios climáticos. Modelamientos de las variaciones de extensión del hielo marino en la Antártica, como una función de la temperatura, sugieren un cambio en la extensión del hielo de 1.4° lat / temperatura del aire Kelvin (Hempel, 1994). Mientras la mayoría de las plataformas de hielo están asentadas sobre roca, en algunas áreas costeras existen extensas plataformas de hielo flotantes, localizadas principalmente en la península Antártica, las cuales han sido afectadas por las variaciones de temperatura experimentadas principalmente durante los últimos 50 años.

Se estima que los procesos de cambio climático detectados, están generando en la península Antártica el derretimiento de grandes plataformas de hielo. Aproximadamente 13.000 km^2 de hielo que conformaban plataformas marinas se han desprendido debido al incremento de $2,5^{\circ}$ C de temperatura, ocurrido en los últimos 50 años. El British Antarctic Survey (BAS), ha registrado en la estación Faraday, un aumento de $2,5^{\circ}$ C de la temperatura promedio a partir de 1947 previendo el colapso de la plataforma de hielo de Larsen B (Morrison, 1990). Más al sur, la plataforma llamada de Wordie se desintegró a fines de los '80. En 1995 le siguieron Larsen A y la relativamente pequeña Prince Gustav (Doake y Vaugham, 1991) (Figura 34). En efecto, el reciente análisis de datos de radar y altimetría láser, revelaron que el glaciar Fleming, sustentado por la plataforma Wordie, aumentó su flujo a un 50% más que antes de la ruptura, planteando que este aumento se debería a la desaparición de la plataforma (Rignot *et al.*, 2005).

Una importante línea de investigación ha sido desarrollada por el grupo de glaciología y cambio climático de la Universidad de Chile y el Centro de Estudios Científicos de Valdivia (CEC), en relación con inventarios y balance de masa, lo cual ha sido fundamental para el conocimiento de la glaciología y su relación con los cambios climáticos en Chile⁵².

En Chile, donde más del 40% del territorio está ocupado por la cordillera de los Andes, espacio casi deshabitado y de gran potencial económico y turístico, el estudio de alta montaña ha estado desplazado por otras prioridades de investigación, lo que se explica por la falta de especialistas, proyectos específicos, financiamiento o simplemente porque no se ha previsto la importancia del estudio de este amplio territorio (Rivera, 1990). Meier (1984), refiriéndose a la superficie de pequeños glaciares (es decir, excluyendo Antártica y Groenlandia) estimó que la superficie de glaciares en los Andes alcanzaría a 31.000 Km^2 , equivalente al 5,7% del total mundial (Rivera *et al.*, 2000).

Mediciones frontales históricas realizadas en 100 glaciares de Chile (5,6% del total de glaciares inventariados hasta el momento en el país) indican que de ellos, el 6% ha presentado un estado neto de avance en los períodos estudiados; un 7% no ha experimentado un cambio significativo, mientras que un 87% ha experimentado retroceso con tasas variables pero significativas, lo cual debería

⁵² Los trabajos realizados por el investigador Andrés Rivera (CEC) pueden ser bajados directamente desde www.glaciologia.cl

ser explicado por el factor climático, proceso de deglaciación que estaría afectando desde los glaciares tropicales del norte hasta la península Antártica por el sur (Rivera *et al.*, 2000). En efecto, recientes trabajos, han mostrado que existe un aumento de la ablación de glaciares de valle y montaña en Patagonia Norte (Fernández, 2006; Fernández *et al.*, 2005 y 2006) y un aporte desproporcionadamente alto de los glaciares efluentes de los Campos de Hielo Patagónico al cambio eustático (Rignot *et al.*, 2003) aunque con una alta incertidumbre de los cambios en las zonas de acumulación.

Este proceso de deglaciación (retroceso, adelgazamiento y pérdida de superficie en los glaciares), ha tenido efectos negativos en términos de volúmenes de reservas sólidas de agua en la cordillera andina, ya que en Chile central se ha detectado pérdidas de hasta un 50% de la masa de algunos glaciares en los últimos 50 años, lo cual repercute en los caudales de estiaje de las cuencas hidrográficas con régimen glacial (Rivera *et al.*, 2001).

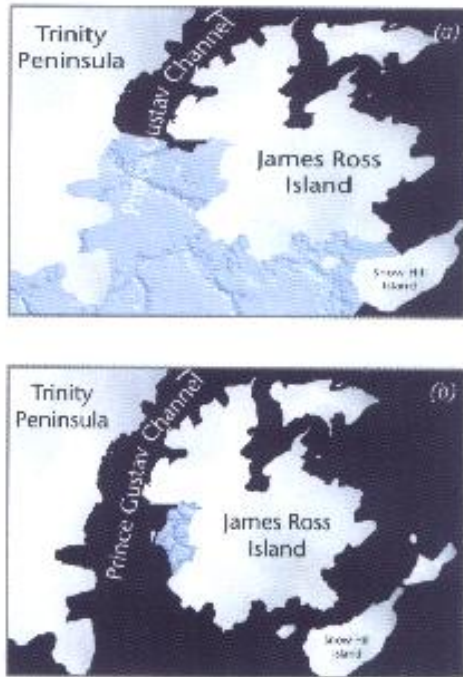


Figura 76. Extensión de la plataforma de hielo Prince Gustav en 1843 (a) y 1995 (b) (British Antarctic Survey, Cambridge, United Kingdom).

A mediados de octubre de 1998, las agencias cablegráficas informaron sobre un iceberg de 150 Km de ancho que se desprendió del glaciar Ronne, en el mar de Weddell. Una característica común de los retrocesos de las plataformas de hielo es la marcada aceleración de este proceso en las últimas fases de sus colapsos. Uno de los casos más dramáticos fue la fase final del colapso de Larsen A, una pérdida de 1.300 Km² en 50 días en donde la plataforma fue convertida en pequeños icebergs produciendo una pluma de 200 Km en el Mar de Weddell (King, 1994).

El calentamiento ha llevado a una contracción del límite climático de las plataformas de hielo alrededor de la península Antártica, de hecho cinco han sido desintegradas durante los últimos 100 años.

1. Características de un glaciar

Según Flint (1947) se puede definir un glaciar como una masa de hielo formada principalmente por compactación y recristalización de la nieve que yace sobre tierra enteramente o en su mayor parte y que fluye en la actualidad o ha fluido en algún tiempo. Según Muñoz Jiménez (1995), en las regiones de alta latitud o elevada altura, donde existe déficit de radiación que permita la fusión completa de los aportes pluviométricos recibidos en forma de nieve, la evacuación de los excedentes hídricos y de las partículas sólidas producidas y movilizadas por los procesos del modelado corre a cargo de corrientes de hielo más o menos canalizadas llamadas GLACIARES, que están dotados de una capacidad morfogenética importante y difícil de evaluar. De acuerdo con el autor, la existencia de glaciares precisa unas condiciones térmicas caracterizadas por la intensidad y duración del frío, una alimentación nival suficiente y una topografía favorable a la acumulación de la nieve y su posterior transformación en hielo.

De acuerdo con Lliboutry (1956:115) un glaciar es toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualquiera sean sus dimensiones y formas. Este fluye lentamente por reptación debido a su propio peso hacia alturas inferiores. Esta definición se complica porque (Post, en Maragunic, 1979 en Rivera, 1990):

- incluso la nieve invernal o estacional muestra propiedades de flujo.
- pueden existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes pero que no evidencian propiedades de flujo.
- glaciares anteriormente activos pueden estancarse y cesan de mostrar evidencias de flujo.
- acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares activos colgantes, frecuentemente muestran poco movimiento.

Se concluye por lo tanto, que lo importante es discriminar los glaciares de acuerdo a su composición y evidencias de flujo en superficie (Rivera, 1990).

Desde el punto de vista de la morfogénesis asociada al movimiento de estos cuerpos, los conceptos presentados por Lliboutry (1956) y las consecuentes observaciones realizadas a éste por Marangunic (1979) y Rivera (1989), en cuanto a considerar las propiedades de flujo, corresponden una definición física que no localiza el rol de un glaciar dentro del sistema natural y, específicamente, dentro del ciclo hidrológico.

Sin embargo, si se entiende un glaciar como un sistema, este puede describirse según balances de masa y energía, de cuyos flujos se desprenden los rasgos morfológicos que estos cuerpos imprimen en el terreno.

a) Balance de masa

La idea de balance en un glaciar se entiende como la diferencia entre ganancias y pérdidas de masa (expresada en mm equivalentes en agua) medido en un período de tiempo específico, generalmente un año calendario (Paterson, 1994; Benn y Evans, 1998). En general, asumiendo un glaciar que no presenta pérdida de masa por Calving, o desprendimiento de bloques de hielo al mar (Tidewater) o a lagunas proglaciales (Freshwater), el balance de masa para un período anual se define en base a la siguiente expresión (Paterson, 1994):

$$Bm = Ac + Ab$$

Donde,

Bm = Balance de masa en el período de un año (mm equivalentes en agua).

Ac = Acumulación de masa en el período de un año (mm equivalentes en agua).

Ab = Ablación de masa en el período de un año (mm equivalentes en agua).

La acumulación de masa en un glaciar, que preferentemente se produce en la porción del cuerpo localizada sobre la línea de *firn* o la línea de Equilibrio (Post y LaChapelle, 2000), se conforma como un input del sistema, que ingresa principalmente en forma de precipitación sólida (Benn y Evans, 1998), aunque transferencias de nieve debido a la acción del viento y a las avalanchas, son muy comunes (Benn y Lehmkuhl, 2000).

La ablación es el output, en que la masa sale en forma de vapor de agua, agua y hielo, como consecuencia de la interacción con otros componentes del sistema natural como la atmósfera, los océanos, ríos y paisaje (Benn y Evans, 1998).

Como ya probablemente se ha podido inferir de los párrafos anteriores, el concepto de línea de equilibrio en un glaciar, equivale a la línea en la cual la ablación es igual a la acumulación (Kuhn, 1989). La altura de esta línea se conoce como ELA (Paterson, 1994), que corresponde a la sigla en inglés de *equilibrium line altitude*. Sin embargo, es importante destacar que la ELA corresponde a un valor de altitud media de la condición de balance 0, ya que una aproximación más realista da cuenta de una cierta dispersión de este balance.

b) Balance de Energía

El balance de energía de un glaciar (medido generalmente en joules por gramo de hielo o $J g^{-1}$) es la relación entre la energía saliente y la entrante en un período de tiempo (Benn y Evans, 1998). El déficit, la suficiencia y el superávit de energía en la superficie de un glaciar es un importante factor que determina las tasas de ablación. En su expresión más simple, y específicamente para glaciares de latitudes medias, tal como los localizados en Chile central, centro sur y Patagonia,

que teóricamente corresponden a glaciares temperados, la expresión comúnmente usada para definir el balance de energía considera la relación entre los siguientes componentes individuales, a saber (Paterson, 1994; Benn y Evans, 1998):

$$Be = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_s + Q_l$$

donde,

Be = Balance de energía en un período de tiempo ($J g^{-1}$).

Q_{sw} = Flujo de radiación de onda corta en un período de tiempo ($J g^{-1}$).

Q_{lw} = Flujo de radiación de onda larga en un período de tiempo ($J g^{-1}$).

Q_s = Transferencia de calor sensible en un período de tiempo ($J g^{-1}$).

Q_l = Transferencia de calor latente en un período de tiempo ($J g^{-1}$).

La radiación solar es el principal proveedor de energía en el sistema climático, donde la gran mayoría que ingresa a la baja atmósfera se localiza en el espectro de la onda corta, en el rango 0.2 a 0.4 μm (Barry y Chorley, 1992). Aunque parte de esta energía se refleja en la superficie, en la relación que se conoce como albedo, otra parte provee de energía para calor, fusión, evaporación y sublimación (Paterson, 1994). La recepción de onda corta es particularmente alta en zonas de baja latitud y de altas altitudes, como en los Andes centrales y los Himalayas (Benn y Evans, 1998).

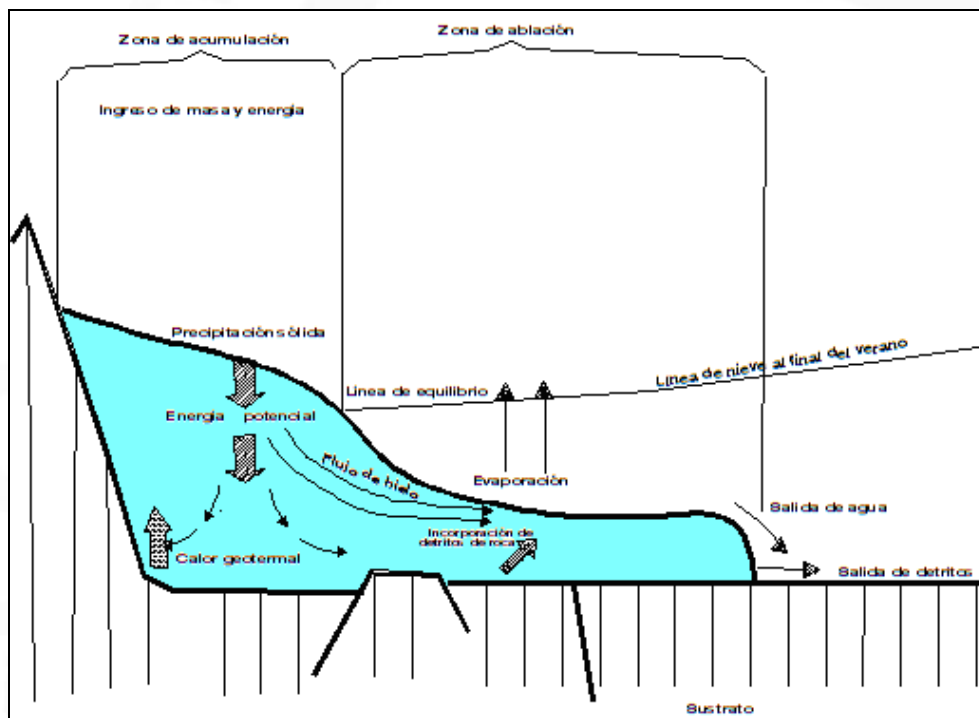
La radiación de onda larga que entra a un glaciar, proviene de la atmósfera, rocas u otras superficies previamente radiadas comúnmente por las emisiones de onda corta (Barry y Chorley, 1992). Este tipo de radiación puede ser mayor en lugares de condiciones húmedas y adyacentes a superficies rocosas y flancos de valle (Benn y Evans, 1998).

El calor sensible, que es la variación de energía manifestada en las variaciones de temperatura (Alonso y Fin, 2000), se intercambia en la interfase entre la atmósfera y la superficie de un glaciar, transportada por masas de aire caliente (Benn y Evans, 1998). Esta circulación de aire se puede asociar con la presencia de vientos de valle, y es mayormente eficiente cuando la atmósfera presenta una temperatura más alta que la superficie del hielo (Barry y Chorley, 1992; Paterson, 1994; Benn y Evans, 1998).

La energía liberada por los cambios de estado del agua entre hielo, agua y vapor, constituyen el calor latente de un glaciar (Barry y Chorley, 1992). Los procesos que involucran la generación de calor latente en los cambios de estado se conocen como cambios de fase y son: la fusión (transformación de sólido a líquido por absorción de calor), congelación o solidificación (transformación de líquido a sólido por liberación de calor), evaporación (transformación lenta, sin turbulencias, de estado líquido a gaseoso por absorción de calor) y sublimación o punto triple (transformación de sólido a vapor por combinaciones de temperatura y presión) (Balocchi *et al.*, 1998; Alonso y Fin, 2000).

En la Figura 76 se muestran, de manera conceptual, algunas características del balance de masa y energía de un glaciar de valle. Se observa como la precipitación sólida se constituye en una de los principales aportes de masa en el glaciar, concentrándose en la zona de acumulación. La incorporación de detritos de roca desde el sustrato se debe principalmente a la erosión basal y lateral del glaciar, el cual incorpora gran parte de los materiales arrancados, lo cuales en ocasiones, ascienden a la superficie como consecuencia de movimientos internos del hielo (Benn y Evans, 1998).

Figura 76. Principales características de un glaciar como sistema (modificado de Benn y Evans, 1998).



2. Componentes físicos de los glaciares

a) Hielo

El hielo se define por una densidad superior a 0,8 gr/cc lo cual puede variar por las impurezas existentes, la característica de la diagénesis sufrida y el tiempo transcurrido desde la depositación. La densidad del hielo puro es de 0,9 gr/cc lo que implica el bloque de hielo sin impurezas, azul cristalino. Todo hielo, independiente de su origen y su aspecto físico, tiene la misma estructura cristalográfica, es decir la misma configuración geométrica de los átomos de oxígeno y de hidrógeno que los forman. Lo que varía es el tamaño del cristal que

puede ir de microscópico a métrico en el hielo puro (Lliboutry, 1956 en Rivera, 1990). Se han observado nueve clases de hielo, algunos de características amorfas y otros cristalinos o de comportamiento cristalino. El hielo amorfo sólo se produce en laboratorio, al condensar vapor de agua a una temperatura de -120°C . Por otra parte, de las clases de hielo cristalino, sólo dos polimorfos se observan en la superficie de la tierra (Martini et al. 2001):

- Polimorfo de alta temperatura: existe entre 0 y -70°C .
- Polimorfo de baja temperatura: existe a temperaturas por debajo de -70°C , en condiciones cercanas al vacío.

El hielo común es un mineral, por lo cual mantiene una estructura estable en ciertas condiciones de temperatura y presión.

b) Nieve

Forma de precipitación sólida formada por copos de nieve y diminutas espículas de hielo. Está formada por un conjunto de cristales de hielo visibles en el microscopio con diámetros superiores a 5 mm , normalmente tienen apariencia de estrellas hexagonales en forma de copo, descienden pausadamente y están originadas por similar tipo de nubes que las lluvias (nubes medias situadas entre los 2000 y 6000 m de altura como nimbostratos y altostratos). Para que se produzcan, es preciso que la temperatura de la nube y de la zona recorrida por los copos antes de tocar el suelo sea inferior a 0°C ; si fuera superior los copos de nieve se fundirían y se convertirían en lluvia normal. Sin embargo, también puede nevar con temperatura sobre 0°C cuando estas capas son de escaso espesor y la nieve no tiene tiempo de fundirse. Por lo tanto, la nieve se forma cuando la temperatura es tan baja que el agua pasa al estado sólido. Al igual que la lluvia, la nieve también se puede formar por coalescencia, es decir cuando los cristales que caen van chocando con otros cristales o gotas que encuentran por el camino, uniéndose y aumentando de tamaño (Pejenaute, 1997).

c) Nevé, neviza o firn

Nevé o neviza es el nombre que los glaciólogos designan a la nieve cuyos cristales han perdido su forma y diferenciación originales y que tiene ya una porosidad apreciablemente reducida (Muñoz Jiménez, 1995). Se caracteriza por un estado superior en la transformación de la nieve a hielo. Se constituye por los granos agrupados con densidad cercana a $0,6\text{ gr/cc}$, de textura granular, aún con burbujas de aire y color más traslúcido que la nieve. La neviza se diferencia del hielo cuando el paso del aire entre los granos queda completamente interrumpido, así en el hielo glacial, el aire se presenta a modo de vesículas y todo incremento en la densidad resulta de la compresión de éstas (Rivera, 1990).

d) Diagénesis

Es el proceso de transformación de la nieve depositada e implica los cambios producidos por apisonamiento de la misma, por sucesivos estratos de acumulación, que por mayor peso, favorecen las modificaciones físicas de los cristales de nieve, agrupándolos, aumentando la densidad de los granos constituyentes y traspasando de una textura suave, esponjosa, propia de la nieve fresca, a una granular y cada vez más dura. Este apisonamiento importa por la pérdida de burbujas de aire insertas en la nieve, lo que favorece su compactación y transformación en neviza (Baulig, 1956, en Rivera, 1990).

e) Recongelación

Este proceso acelera el proceso de diagénesis. Se define como la nieve o hielo que funde durante el día percolando en los estratos subyacentes, infiltrándose en los poros, expulsando el aire intercalado y volviendo a congelar por descenso de la temperatura en la noche. Esta recongelación forma lentes de hielo intercalados en la neviza de las temporadas anteriores, favoreciendo y acelerando el proceso de transformación de la nieve en hielo. Para que la recongelación pueda actuar, el glaciar debe ser temperado es decir, que su temperatura debe estar a punto de fusión en toda su masa, según la presión a que esté sometido (Rivera, 1990).

f) Transformación de la nieve en hielo

Solo si de forma permanente el balance de innivación y fusión es favorable a la primera puede desarrollarse el proceso de diagénesis que convierte la masa nival, ligera y porosa en hielo compacto y pesado susceptible de fluir bajo la acción de la gravedad. Este proceso tiene dos fases (Muñoz Jiménez, 1995):

- La primera consiste en la soldadura de los cristales de nieve y el cierre progresivo de los huecos existentes entre ellos, es decir la conversión bajo su propio peso del excedente nival en nevé o neviza.
- La segunda fase consiste en la compactación de la neviza bajo el peso de nuevas capas nivales hasta alcanzar la contextura de una masa de hielo.

Cuando esta diagénesis se ha desarrollado hasta el final sobre un caudal suficientemente voluminoso de agua en estado sólido comienza a pesar de su básica rigidez, la lenta escorrentía del hielo, cuyo mantenimiento depende de la persistencia del balance nival excedente, ya sea en la totalidad de su recorrido o en una parte de él capaz de captar una alimentación suficiente (Muñoz Jiménez, 1995). De este modo, el balance favorable para la actividad glacial puede resultar de las siguientes combinaciones que originan dos tipos de glaciares según su génesis:

- régimen térmico muy frío e innivación reducida en donde dicha actividad resulta más de la ausencia de pérdidas por fusión que de la importancia de las entradas nivométricas (glaciarismo de origen térmico), común en las áreas continentales de

alta latitud de ambos hemisferios. Este tipo de glaciario caracteriza los **glaciares regionales o inlandsis**.

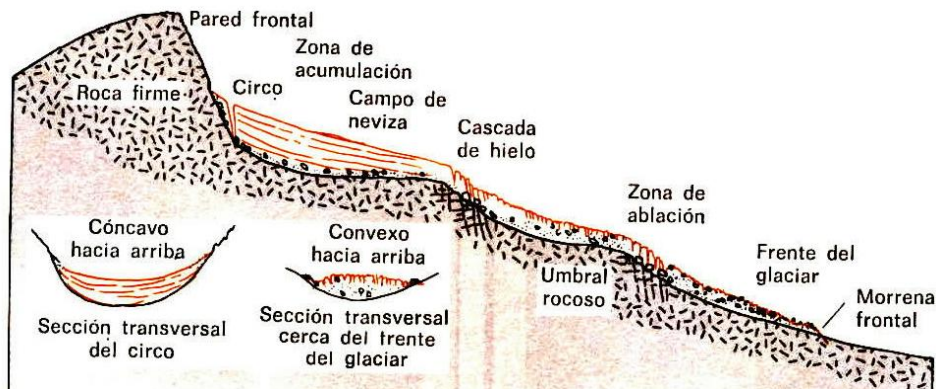
- Termometría no demasiado baja (incluso estacionalmente templada) y una voluminosa innivación en donde el glaciario deriva ante todo de la abundancia de la alimentación capaz de sobrepasar las pérdidas también abundantes producidas por la fusión (glaciario de origen nivométrico), característico de las regiones de alta montaña y que tipifica los **glaciares locales o de montaña**.

3. Morfología de un glaciar

a) Zonas en un glaciar

Todos los fenómenos de transformación de la nieve a hielo, tiene velocidades diferenciales y comportamientos característicos, según su posición dentro del glaciar y su tipo. La zona del glaciar debajo de la línea de equilibrio, en donde el balance de masa es mayormente negativo, se llama **zona de ablación**. La antítesis, la zona donde fundamentalmente se produce balance de masa positivo se llama **zona de acumulación o alimentación** (Figura 77).

Figura 77. Zonas de un glaciar (Strahler, 1992)



Las zonas o facies de un glaciar dentro de la zona de acumulación, son las siguientes (Paterson, 1983 en Rivera, 1990):

- **Zona de nieve seca:** en la cual no hay fusión ni siquiera en verano. El límite entre esta zona y la siguiente se denomina LÍNEA DE NIEVE SECA. Esta es muy difícil de encontrar en los glaciares de Chile Centro Sur, no así en los del Norte de Chile.

- **Zona de percolación:** en ella ocurre cierta fusión de superficie. El agua puede percolar en la nieve hasta alguna profundidad a temperaturas bajo 0°C antes de recongelan. Si el agua encuentra una capa relativamente impermeable, puede esparcirse lateralmente en alguna distancia. Al recongelan se forma una capa de hielo o una lente de hielo. Los conductos verticales de agua también recongelan cuando el suministro de agua es cortado, formándose estructuras tabulares llamadas glándulas de hielo.
- **Zona de nieve húmeda:** en esta zona, hacia fines del verano, toda la nieve depositada desde el término del verano anterior ha sido llevada a 0°C. Algo de agua de fusión percola también en las capas más profundas depositadas en años anteriores, aunque no necesariamente en cantidad tal como para elevar la temperatura de esas capas a 0°C.
- **Zona de hielo sobreimpuesto:** en las zonas de percolación y de nieve húmeda el material consiste en capas de hielo, lentes y glándulas, separadas por capas y masas de nieve y nevé. A menores altitudes, sin embargo, se produce tal cantidad de agua de fusión que las capas de hielo se unen en una masa de hielo continua. Este es el hielo sobreimpuesto. El término “zona de hielos sobreimpuesto” se restringe a la región donde hay un incremento anual de hielo sobreimpuesto aflorando en la superficie. Hielo sobreimpuesto se forma asimismo en la parte baja de la zona humedecida; aunque ahí se halla sepultado bajo el nevé. El límite entre la zona de nieve húmeda y de hielo sobreimpuesto se denomina *línea de nieve*. Su ubicación se determina fácilmente: es límite entre el nevé y hielo en la superficie del glaciar a fines de la estación de fusión. El límite inferior de la zona de hielo sobreimpuesto se define como *línea de equilibrio*. Es importante esta línea en el estudio del balance glaciar. Sobre ella, el glaciar mantiene una neta ganancia de masa durante el año. Bajo ella hay una clara pérdida. Bajo esta línea se encuentra la zona de ablación que da inicio al proceso generalizado de fusión, constituyendo las lenguas glaciares, con grietas y otras manifestaciones típicas fácilmente distinguibles.

b) Rasgos superficiales

Las **grietas**, son fracturas tensionales en el hielo. Estas siempre comienzan por una pequeña fisura, que crece en largo y profundidad, al par que se ensancha con el movimiento del glaciar. Se distinguen:

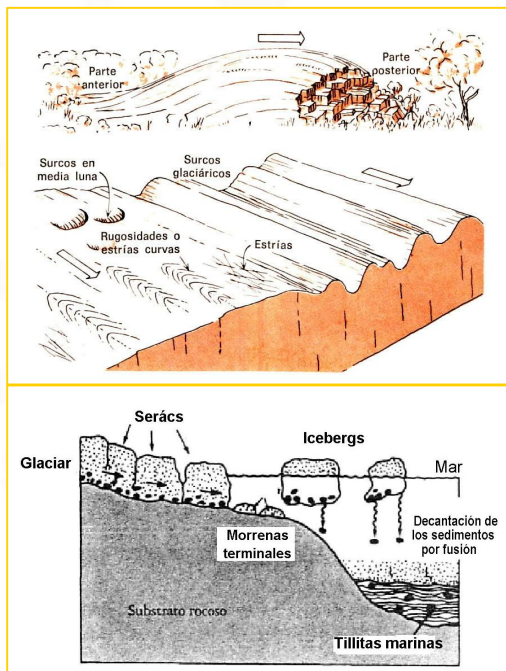
Grietas transversales; se dan en las zonas de acumulación o en las regiones donde el lecho es convexo. La presencia de las márgenes curva estas grietas, dándoles una concavidad hacia abajo. En la zona de alimentación, cóncava, las grietas suelen dibujar más o menos curvas de nivel. En los glaciares de valles rápidos, el movimiento del glaciar consigue luego enderezarlas y hasta darles una concavidad hacia arriba (Lliboutry, 1965).

Grietas Longitudinales. Se observan en el centro del glaciar. Se producen por la llegada del glaciar a un terreno más plano o convexo en el sentido transversal, generándose tensiones superficiales por retención de las márgenes (Lliboutry, 1956:161).

Grietas marginales y radiales. Cuando el movimiento es compresivo en el centro, la resistencia de las márgenes puede producir un estado de tracción en los lados del glaciar. Se producen grietas marginales, que parten de las márgenes y se internan hacia el centro y hacia arriba, con un ángulo de menos de 45° con las márgenes. Cuando el frente se establece en un lugar plano y ancho, suelen existir a la vez grietas marginales y longitudinales. Las grietas irradian del centro del frente en todas las direcciones (grietas radiales).

Formas típicas y mecanismos de transporte, pueden observarse en la Figura 78. Nótese que se diferencian procesos glaciares en ambientes endoglaciales, supraglaciales y subglaciales (De Pedraza, 2003).

Figura 78. Grietas y morfologías creadas por el hielo



Rimaya. Se localiza en la cabecera del glaciar, en el contacto de este con el filo rocoso con pendiente muy fuerte, dejando libre un espacio a veces de varios metros de ancho. Esta separación se explica también por el fuerte caudal y apreciable velocidad, debido a la fuerte alimentación en este sector, tanto por las continuas avalanchas como por la gran precipitación nivosa. La Rimaya puede tener hasta 50 metros de profundidad y es visible en casi todos los glaciares, especialmente en verano cuando la cornisa de nieve que la puede cubrir desaparece (Lliboutry, 1956).

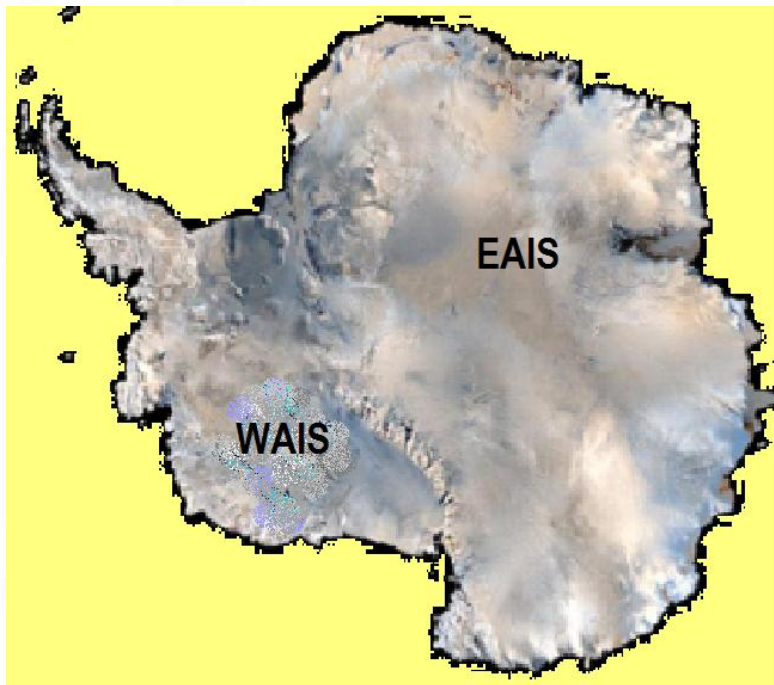
Seracs. Son un conjunto de numerosas y complejas grietas, de diversos tamaños y formas, producidas por abruptos cambios de pendiente, formas muy irregulares del fondo, movimiento acelerado del glaciar o frente del mismo, con rompientes y fuerte ablación.

4. Tipos de glaciares

Los glaciares se clasifican según criterios físicos, dinámicos y geomorfológicos; de su combinación resultan los principales tipos (López Bermúdez, 1992; Holmes y Holmes, 1987):

- **Casquetes Glaciares, Mantos de Hielo o Inlandsis (Glaciares Continentales):** ocupan áreas de al menos 50.000 Km² y son el más importante tipo del sistema glacial. Estas masas de hielo deslizan su masa hacia las márgenes en forma muy lenta entre 20 y 100 m/año (Antártica y Groenlandia) (Figura 79).

Figura 79. Inlandsis de Antártica, los Ice Sheets del Oeste (WAIS) y del Este (EAIS)



- **Glaciares de Valle o de Montaña:** ocupan depresiones cóncavas o valles en tierras altas. Están influenciados por el relieve; están confinados en largos y estrechos valles como ríos de hielo originados en los campos de hielo de alta montaña. Una variante de este tipo es el GLACIAR DE CIRCO formado en las depresiones topográficas o circos localizados en la cabecera de los valles. En este tipo la forma de retroceso es neta por una alimentación nival débil que produce una reducción de la masa y lengua glaciares. Más allá del circo sigue un valle que presenta la morfología de

las glaciaciones cuaternarias y con frecuencia se les llama glaciares TIPO PIRENAICO o GLACIARES COLGADOS. Donde un glaciar pasa de un cauce estrecho a una tierra baja más abierta se dice que tiene su pie ensanchado y donde varios glaciares vecinos emergen de este modo, resulta un GLACIAR DE PIEDEMONTE.

Según el estado físico del glaciar (temperatura, cristalización), se distinguen tres tipos, siendo esencial la temperatura de la masa que contribuye a controlar la evolución cristalográfica de la nieve en nevé y en hielo de glaciar (Rivera, 1990):

- **Glaciares fríos (polares):** que poseen una temperatura inferior a 0°C en la zona de alimentación. La ablación es extremadamente escasa y sólo por sublimación. Al no existir fusión superficial, la diagénesis es lenta. Por lo general una ola fría congela el total de la masa durante invierno, impidiendo el aumento de temperatura en el verano por sobre 0°C. En un glaciar polar no hay fusión superficial, debido a que toda su masa está afectada por una ola fría que mantiene su temperatura muy por debajo de 0°C (Paterson, 1994).
- **Glaciares temperados:** la temperatura promedio de la masa se corresponde con el punto de fusión, 0°C en superficie y fluctuante en profundidad, según la presión a que esté sometida el hielo, como producto de su propio peso. Un glaciar temperado está en todos sus puntos a la temperatura de fusión según la presión del punto. La presión varía en forma directa con el aumento del espesor de hielo. Así en superficie, el hielo puede estar sometido sólo a una presión de 1 atmósfera (presión ejercida sobre 1 cm² por una columna de 760 mm Hg, a 0°C y aceleración de gravedad de 980,006 cm³/seg²; la aceleración de gravedad aumenta del Ecuador a Los Polos y se reduce por la altura).
- **Glaciares politermales (intermedios):** tienen temperaturas bajas en profundidad, pero el calor estival permite sólo la fusión parcial del hielo, pues no logra subir la temperatura hasta 0°C, desarticulando los efectos de la onda fría que afecta al glaciar en invierno.

De acuerdo con su dinámica, los glaciares se pueden clasificar en (Rivera, 1990):

- **Glaciares activos:** con movimiento rápido, asegurándose la evacuación de rocas, la alimentación es buena y se da en una fase de progresión. Su balance de masa es positivo.
- **Glaciares pasivos:** son aquellos que escurren lentamente. La evacuación de rocas y generación de morrenas es dificultosa. Por lo general están en retrocesos y tienen importancia morfológica, por formas de recesión y la construcción de formas donde el agua de fusión es el principal reordenador.

- **Glaciares muertos:** Son los que no tiene alimentación y sólo persisten por la lenta fusión del hielo. Son relictos y no tienen movimiento.

De acuerdo con su morfología, los glaciares se clasifican en:

- **Islandis:** es una gran masa de hielo que cubre un continente, como Antártida, o grandes extensiones como Groenlandia e Islandia. Este tipo se caracteriza por ser activo en sus bordes pero pasivo en el centro. Son glaciares fríos y con escasa alimentación. En términos genéticos obedecen al fenómeno de *autocatálisis*, que implica la generación de condiciones climáticas, centro de altas presiones y bajísimas temperaturas, que permitió su formación y actual mantención.
- **Glaciares de Piedmont:** nombre que se da a la unión de varios glaciares de valle en la base de una cordillera montañosa (Whittow, 1984). Se distinguen tres partes:
 - Superior constituida por un laberinto de canales y valles, a veces anastomosados que desembocan en una cuenca o circo.
 - Lengua encauzada en un valle.
 - Lóbulo (pie expandido) que es su elemento característico, el cual sale de la montaña y forma un semi circo a manera de un gran cono de deyección (Lliboutry, 1956).
- **Glaciares de valle:** típicos de las regiones templadas del globo con importantes masas montañosas por encima del nivel de las nieves. Estos glaciares se originan en circos montañosos (Bueno *et al.*, 1983). Se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle preglaciar, más largo que ancho el cual desagua el caudal. No posee lóbulo de derrame, su frente queda circunscrito al valle. La alimentación es más reducida que en el caso anterior. A mayor alimentación mayor complejidad de su forma. Recibe el nombre de glaciar Alpino, por ser la forma típica de Los Alpes a partir de los cuales se conceptualizó. En Chile, un caso típico es el glaciar Juncal (Norte y Sur) (Lliboutry, 1956).
- **Glaciares en calota:** ocupan la cúspide de un centro montañoso. Estos glaciares tienen un abombamiento en la parte central, fruto de la acumulación y topografía subyacente. La ablación se produce por los bordes, ya sea por el contorno en su conjunto o por medio de lenguas que penetran en valles. En este último caso se habla de glaciares compuestos. Estas lenguas divergentes por lo general obedecen a un flujo radial con eje en la cúspide de la topografía dominante. En Chile, los más característicos son los del volcán Osorno, cresta del Puntitragudo, volcán Lanín, volcán Callaqui y Nevados de Sollipulli.

- **Glaciares de entorno convergente:** son aquellos que ocupan una depresión topográfica, rodeada de un cordón montañoso, que impide la evacuación superficial del hielo acumulado, el cual fluye hacia el centro de la depresión y pierde masa, en el caso de los glaciares detectados, por medio de calor interno de los conos que lo contienen. En Chile, caso típicos son los glaciares de cráter del volcán Lonquimay y Puyehue.
- **Glaciares de montaña:** definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, asimilables en la mayoría de los casos a Glaciares de circo: pequeño glaciar que ocupa una depresión de erosión glacial de forma de butacón o circo (Whittow, 1984). Originalmente eran glaciares alpinos, pero al subir las temperaturas medias debido a cambios climáticos, quedaron reducidos únicamente al circo glaciar, es decir, a la zona de acumulación de las nieves, faltándoles, por tanto, la lengua glaciar (Bueno *et al.*, 1983).

5. Movimiento de un glaciar

Clásicamente, se han definido dos tipos de componentes del movimiento de un glaciar, relacionado con el propio peso que ejerce sobre sí mismo y sobre el sustrato que los soporta.

- **Deformación plástica:** La hipótesis del flujo plástico, asume que el hielo se deforma como resultado de la tensión que produce por su propio peso. Se considera que, tal como otros cuerpos sólidos policristalinos, se deforma de manera diferente a un fluido (Paterson, 1994), por lo tanto alejándose de la idea de flujo semejante a un río congelado.

De esta forma, el cuerpo de hielo se deforma plásticamente por deslizamiento de un cristal sobre otro, en forma paralela al plano basal (Paterson, 1994). Consecuentemente, si el plano basal tiene cierta pendiente, el cuerpo tiende a mostrar un flujo descendente por ésta, para lo cual necesita un cierto espesor para alcanzar y no sobrepasar el límite plástico (1 a 1.5 kg/cm²) al punto de fusión a un nivel de presión dado (Martini *et al.*, 2001). En general, de la manera más simple, se asume un flujo en cizalla paralelo a la base, con una plasticidad perfecta, con lo cual es posible realizar una primera aproximación al espesor del hielo (Paterson, 1994):

$$h = t_0 / \rho g \operatorname{sen} e$$

Donde,

h = Espesor.

t_0 = Tensión de cizalla.

ρ = Densidad del hielo.

g = Aceleración de gravedad.

e = Pendiente superficial.

Básicamente, esta relación significa que un glaciar será relativamente delgado donde la pendiente superficial se presente abrupta, y grueso en la situación inversa.

El diferencial de velocidad de flujo por deformación se produce por la búsqueda del equilibrio plástico, lo que implica que será más veloz en zonas de pendientes más abruptas, creando tensión en las zonas adyacentes más altas y planas, de más lento flujo, así como compresión en zonas más bajas y planas de flujo más lento (Martini *et al.*, 2001), que corresponde al mecanismo fundamental en la generación de grietas y ojivas.

- **Deslizamiento basal:** Corresponde a la suposición de que la existencia de agua en el dominio subglacial, actuaría como un lubricante del movimiento hacia abajo del cuerpo. En el caso del hielo temperado, puede ser la causa más importante del movimiento, ya que usualmente se presenta una sección a lo menos capilar de agua en la interfase sustrato-hielo (Paterson, 1994). En efecto, una explicación plausible del movimiento relativamente más rápido en la estación cálida, estaría explicado por un aumento del agua que escurre basalmente. Sin embargo, y reconociendo la existencia estocástica de obstáculos en el sustrato, se han propuesto dos formas, que combinadas, explicarían el movimiento del glaciar por deslizamiento basal: (a) el ejercicio de mayor presión aguas arriba del obstáculo, produce que el hielo que lo alcanza sea llevado a la presión que supere el punto de fusión, por lo tanto liberando agua, la cual fluiría rodeando al obstáculo, recongelándose aguas abajo de éste debido al descenso de la presión, lo que permite una reducción de la fricción sobre la base; (b) un aumento de la deformación plástica, ya que cerca del obstáculo la tensión, y por lo tanto la deformación, estarán por sobre el promedio (Paterson, 1994). Se considera que (a) es explicativo ante la presencia de obstáculos de reducidas dimensiones, mientras que el protagonismo de (b) sería cuasi-directamente proporcional a obstáculos más grandes.

6. Formas derivadas de la acción glacial

El establecimiento de masas de hielo relativamente perennes se debe a dos factores principales: la latitud y la altura. La mayoría de los glaciares del mundo se localizan en las zonas polares y en las grandes cadenas montañosas. Sin embargo, se sabe de otras partes de las tierras emergidas estuvieron cubiertas por el hielo durante el Cuaternario y que durante los interglaciales, se borró parte importante de las huellas de las glaciares precedentes, en especial pleistocénicas.

Debido a la importancia del hielo como agente morfogenético, es que se reconoce que las áreas afectadas por las glaciaciones durante los últimos dos millones de años, tiene un origen Cuaternario. Dado que existe una retroalimentación entre clima y relieve, es que además, las glaciaciones afectaron la masa planetaria

generando ajustes isostáticos y glacioeustáticos. De ahí que todas las costas en el mundo tengan un origen Cuaternario.

Las glaciaciones pleistocénicas afectaron de manera desigual el planeta, de ahí que la reconstrucción de su desarrollo ha sido muy discutida, elaborándose varios modelos de glaciaciones: el modelo de Europa del Norte (Keilhach, 1926); el modelo alpino (Penck, 1885) y el modelo norteamericano (Chamberlin, 1884-95; Leverett, 1896-99 y Shimek, 1909).

Con el avance de las modernas técnicas de datación, se han efectuado importantes modificaciones a éstos modelos, sin embargo representan el marco fundamental a partir del cual se ha incrementado el conocimiento sobre las glaciaciones pleistocénicas en el mundo⁵³. Sin embargo, la cronología más precisa sólo ha podido determinar el retroceso y pulsos menores desde el evento denominado Último Máximo Glacial (UMG o LGM), derivado de los pioneros trabajos de correlación de cronologías de Varves realizada por De Geer (1884, en Caldenius, 1932), quien pudo aplicar la escala geocronológica sueca, previamente validada con otras observaciones, a los depósitos de Noruega y Finlandia.

En América del Sur, dos importantes centros de investigación han sido instalados en Patagonia argentina y chilena para el estudio del Cuaternario: el Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-Ushuaia⁵⁴) y el Centro de Estudios del Cuaternario, Fuego, Patagonia y Antártica (CEQUA-Punta Arenas).

En el caso de Chile, las evidencias de las glaciaciones de grandes dimensiones han sido identificadas desde la latitud de los 40°S hasta Tierra del Fuego, aproximadamente; y fueron estudiadas por primera vez por Caldenius (1932)⁵⁵, Brüggén (1950) y de manera más moderna por Harrison (2004)⁵⁶.

Los efectos del avance del hielo se observan en la morfología de canales y fiordos del sur de Chile (Figura 39) y en el relieve de Patagonia Argentina y chilena, en donde es posible encontrar depósitos morrénicos, terrazas de kame, drumlins y paisajes de turberas ombrotroficas y mineratroficas. En el siguiente acápite, se trata en mayor profundidad las formas deposicionales y erosionales derivadas de la morfogénesis glacial y su importancia en la interpretación paleogeográfica.

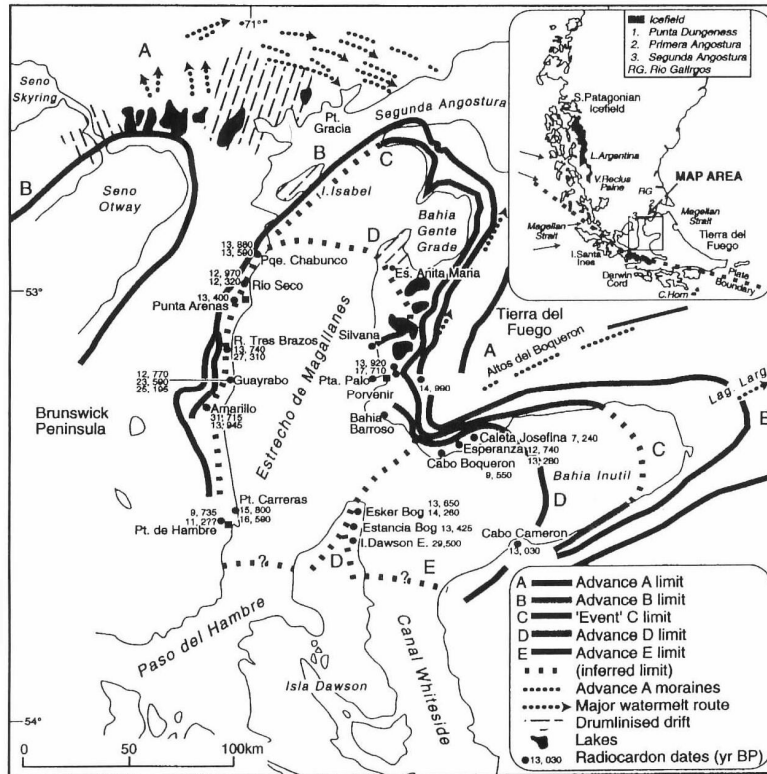
⁵³ Una interesante discusión y revisión bibliográfica sobre el Cuaternario y sus modelos, ha sido realizada por Vivas, L. 1984. El Cuaternario. Ed. La Imprenta, Mérida.

⁵⁴ Web: www.cadicush.org.ar y www.cequa.cl

⁵⁵ Revisar: Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Geografiska Annaler, 14: 1-164. Stockolm.

⁵⁶ Harrison, S. 2004. The Pleistocene glaciations of Chile. Quaternary Glaciations-Extend and Chronology, Part III. Ed. J. Ehlers and P. Gibbard. 89- 103 pp.

Figura 80. Costa lobulada del sur de Chile debido al avance glacial (Harrison, 2004)



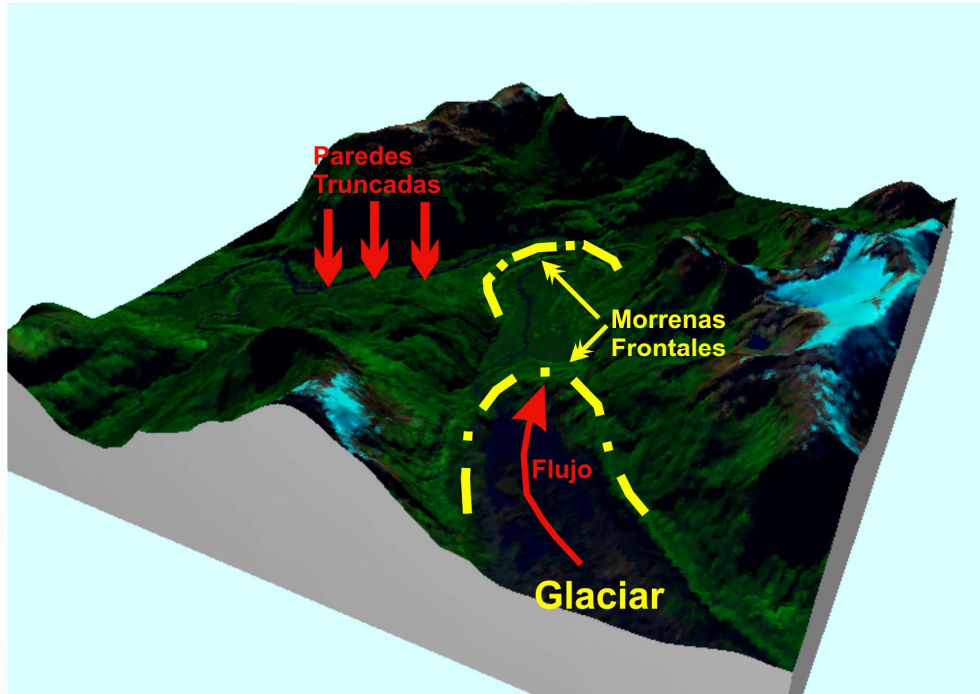
a) Formas deposicionales

Las formas derivadas del depósito de los glaciares han sido intensivamente estudiadas como indicadores de dinámicas asociadas a fluctuaciones del clima (Paterson, 1994). Para la clasificación de estos rasgos de la acción morfogenética, se sigue la línea de separación por ambientes de sedimentación (Benn y Evans, 1998).

- **Formas subglaciales:** Corresponden a formas desarrolladas bajo la capa de hielo activo, tanto en orientación paralela como transversal al flujo de hielo principal. Las formas longitudinales se pueden dividir en drumlins, aflautamientos (flutings) y megaflautamientos (megaflutings), mientras que la más importante de las transversales se le denomina morrenas Rogen.
- **Formas morrénicas del margen de hielo:** Los actuales y anteriores márgenes de los glaciares son demarcados por una amplia gama de rasgos deposicionales producidos por complejas interacciones de numerosos procesos glaciogénicos y paraglaciales. Se clasifican en cuatro categorías: formas glaciotectónicas, morrenas de empuje y presión

(squeeze), morrenas de descarga (dump), y rampas y abanicos (conos) laterofrontales. Estas formas se derivan de la deposición en el borde de las lenguas glaciares o por tensiones influenciadas glacialmente (Figura 81).

Figura 81. Las morrenas de empuje son el resultado de la mayor frecuencia de balances de masa positivos en un glaciar.



- **Formas supraglaciales:** Involucran las formas depositadas por acción englaciar y supraglaciar. Muchas de estas resultan de procesos de inversión topográfica o desarrollo de paisajes kársticos de glaciares recubiertos por detritos (*debris covered glaciers*) y se pueden designar nominalmente como TOPOGRAFÍA DE HIELO EN FASE ESTANCADA. Las formas derivadas de estos procesos corresponden a morrenas mediales, morrenas de amontonamiento (hummocky), topografía de kames y depresiones asociadas, planicies derivadas de lagos delimitados por hielo, terrazas de kame y depresiones de planicies de lavado.
- **Formas proglaciales:** Se componen de las asociaciones derivadas de la acción de deposición en ambientes terrestres delante del frente del hielo, y que están mayormente determinados por los procesos glaciofluviales y coluviales. Entre estas formas se encuentran los Sandar y asociaciones paraglaciales.

- **Formas glaciolacustres y glaciomarinas:** Corresponden a formas derivadas de la interacción entre ambientes lacustres y marinos, con la modificación producida por el ingreso de hielo glacial y agua de fusión (Martini *et al.*, 2001). Dentro de estas formas, se cuentan los conos de línea de flotación, morrenas subacuosas, deltas y lenguas de Till⁵⁷

b) Formas erosionales

Aunque con un potencial significativo para el estudio de regímenes glaciales pasados, las formas que indican erosión glacial, han sido menos estudiadas que sus pares deposicionales (Glasser y Bennett, 2004). De esta forma, la terminología de clasificación es, en algunos casos, no definitiva.

Comúnmente, la erosión glacial en sustratos rocosos, se produce por dos procesos: arranque y abrasión (Strahler, 1992, Benn y Evans, 1998), aunque recientemente se ha reconocido al movimiento de agua de fusión como un tercer proceso (Glasser y Benner, 2004).

El arranque glacial involucra el ejercicio de grandes fuerzas compresivas sobre las protuberancias del fondo, generando fracturamiento de la roca subyacente y evacuación de los fragmentos. Este tipo de erosión se produce fundamentalmente por la existencia de diaclasas (Martini *et al.*, 2001).

La abrasión glacial se produce por el efecto de cuerpos de sedimento subglacial deslizándose sobre la roca basal o clastos individuales alojados dentro del glaciar (Glasser y Bennett, 2004). A excepción de la existencia de sustrato compuesto de rocas con abundancia de minerales de talco y yeso, las capas basales del hielo que contienen detritos, son las que desgastan los materiales del fondo. Una abrasión efectiva requiere que los detritos sean más duros que el sustrato (Martini *et al.*, 2001).

La implicancia estimada para el movimiento de agua de fusión, corresponde a su efecto mecánico y químico (Glasser y Bennett, 2004), ya que en glaciares temperados se produce una importante liberación de agua en la sección basal (Martini *et al.*, 2001). Esta agua puede fluir a través de fracturas, erosionando por carga y disolución de minerales (Martini *et al.*, 2001).

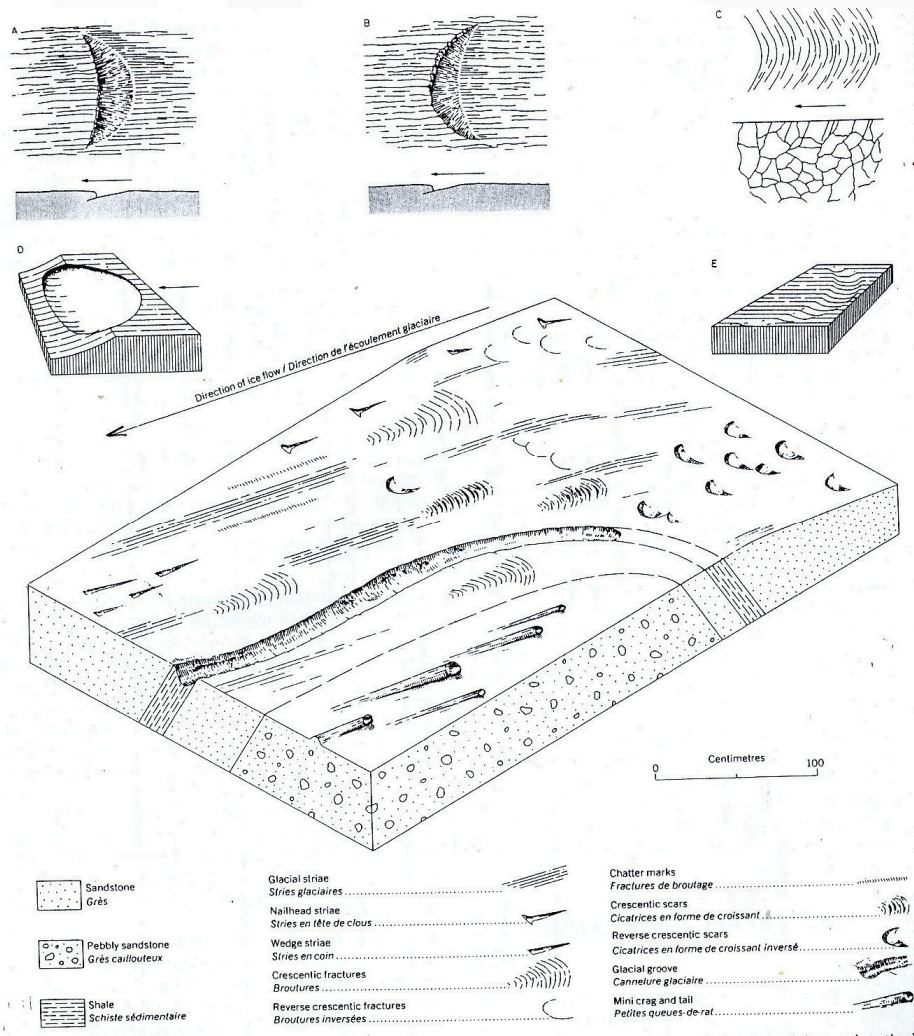
Como puede deducirse de los párrafos previos, la existencia de formas erosionales, irrespectivo de su origen, están mucho más asociados a glaciares temperados, ya que un glaciar frío tiende a proteger el sustrato. Sin embargo, variaciones locales en el régimen basal (presión y/o temperatura), pueden permitir el desarrollo de algunas de estas formas (Benn y Evans, 1998).

⁵⁷ En general, el término Till, se utiliza para definir cualquier sedimento no consolidado derivado de la acción glacial.

Las formas erosionales se pueden clasificar de acuerdo a sus tamaños en: de microescala, mesoescala y macroescala (Glasser y Bennett, 2004).

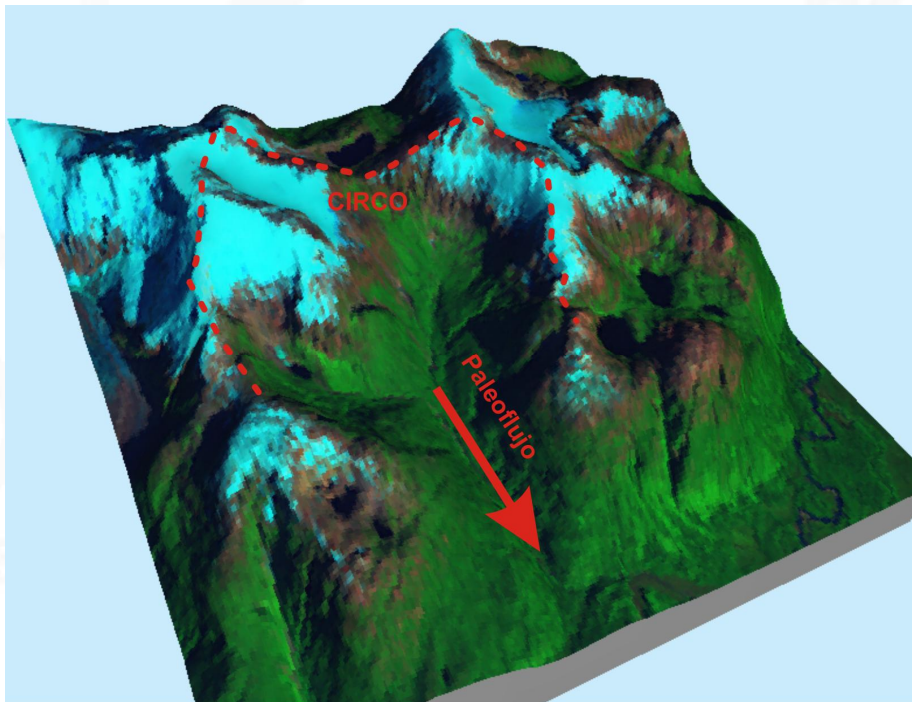
- **Formas de microescala:** Las formas de microescala son aquellas que presentan un tamaño inferior a 1 m, siendo de amplitud de bajo relieve y a menudo sobrepuestas a formas de más grandes. Estas formas se clasifican en: estrías, microacantilados y colas, acalanaduras y grietas de la roca, formas p y redes de microcanales (Figura 82).

Figura 82: formas erosionales de microescala.



- **Formas de mesoescala:** Estas formas corresponden a las que muestran un tamaño superior a 1 m e inferior a 1 km. Están asociadas al alineamiento de la superficie a la dirección del flujo general. Entre estas formas están las espaldas de ballena (*whalebacks*), rocas aborregadas, surcos en la roca y canales de agua de fusión.
- **Formas de macroescala:** De dimensiones superiores al kilómetro, son significativos componentes de estos paisajes, ya que sobre estas formas se localizan las de los párrafos anteriores. Estas grandes superficies corresponden a zonas de pulido (*areal scouring*), depresiones glaciales (valles en U), circos, rocas aborregadas gigantes y paredes truncadas (Figura 83).

Figura 83: los circos corresponden a las evidencias de erosión glacial más características.

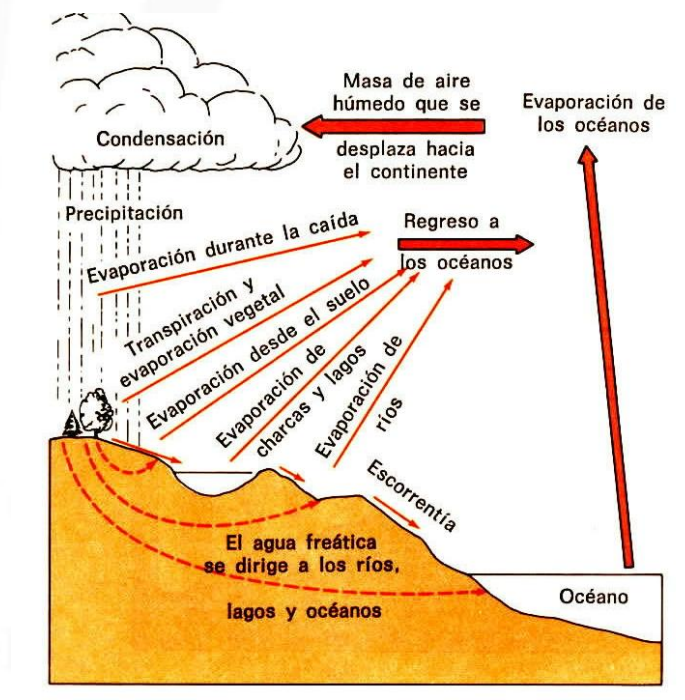


B) Morfogénesis Fluvial⁵⁸

Los ríos funcionan como canales de escurrimiento y el escurrimiento fluvial es parte integrante del ciclo hidrológico ya que su alimentación se realiza mediante las aguas superficiales y subterráneas, que dependen directamente de un balance hídrico. El escurrimiento fluvial comprende por lo tanto, la cantidad total de agua que alcanzan los cursos de agua, incluyendo el escurrimiento pluvial (directo) y el proceso de infiltración (que es lento e indirecto). De acuerdo con esta distribución (Figura 84), Christofolletti (1980) propuso la siguiente ecuación:

$$\text{Precipitación} = \text{Eskurrimiento} + \text{Evapotranspiración}$$

Figura 84. Ciclo hidrológico según A. Strahler (1989)



a) Tipos de agua continentales

De acuerdo con Holmes y Holmes (1987), las aguas continentales se pueden dividir en los siguientes tipos (Tabla 5):

⁵⁸ Son textos básicos para comprender este sistema morfogénico: Strahler (1992: 394- 442, cap. 15 y 16); Tarbuck y Lutgens (1999: 213-262, cap. 10 y 11); Derruau (1983).

Tabla 5. Tipos de agua que intervienen en el escurrimiento

TIPO	CARACTERÍSTICAS
Aguas de Escorrentía o Agua de Arroyada	O flujo superficial terrestre que corre por gravedad en dirección de la pendiente. Corresponde a la Zona del Agua de Infiltración.
Aguas de Saturación o Agua del Acuífero	Parte del flujo subsuperficial que satura la porosidad de la roca o del suelo. Corresponde a la Zona Intermedia.
Aguas Subterráneas	Agua que circula en forma subterránea y que procede de la infiltración de los estratos superiores. La superficie superior de ésta agua es el NIVEL FREÁTICO. Corresponde al Agua de Saturación.

Las aguas de escorrentía⁵⁹ son un sistema de desagüe definido como un mecanismo de convergencia en el que se van adicionando las formas de escorrentía más débiles y difusas originándose cursos progresivamente más profundos y de actividad más intensa. En general, se reconocen los siguientes tipos de aguas de escorrentía:

Las aguas de arroyada o de vertientes son Aguas de escorrentía que corren por las vertientes como delgados hilos de agua. Las formas que adquiere son:

- **arroyada en manto:** fina película de agua que se forma cuando el suelo o roca son en extremo lisos.
- **arroyada en riachuelos:** cuando el suelo es áspero o con desniveles, el agua adquiere diferentes direcciones interconectándose.
- **arroyada en surcos:** cuando el agua erosiona las superficies formando surcos o excavación de un sistema de canales paralelos.

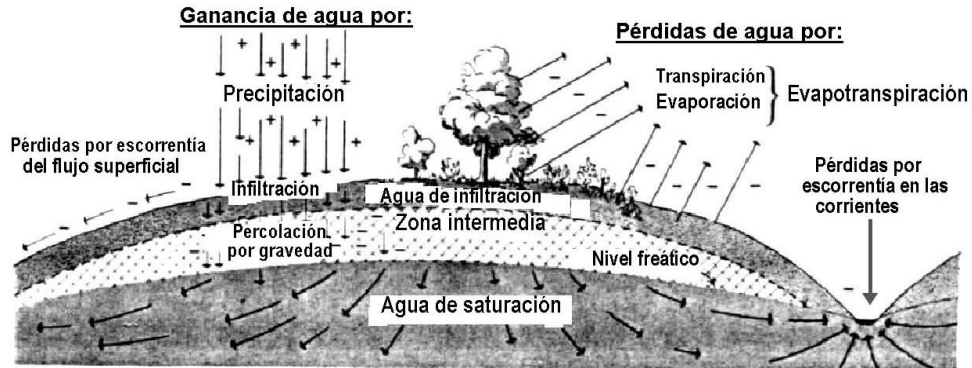
Las aguas encauzadas por un curso principal corresponden al agua de escorrentía que discurre por canales delimitados por márgenes laterales.

Los procesos que intervienen en la formación de aguas de arroyada son la **Interceptación** (en forma de gotas por efecto de la vegetación); la **Infiltración** (hasta el punto de saturación del suelo) y la **Retención superficial** (detención del agua debido a obstáculos naturales). El proceso de infiltración se puede representar de acuerdo a la Figura 85.

Cantidad de agua de arroyada = cantidad de pp - cantidad de infiltración por unidad de área

⁵⁹ Revisar: Holmes y Holmes (1987), pág. 360 a 444 (cap. 18 y 19).

Figura 85. El proceso de infiltración en la formación del agua del acuífero (según Strahler y Strahler, 2000)



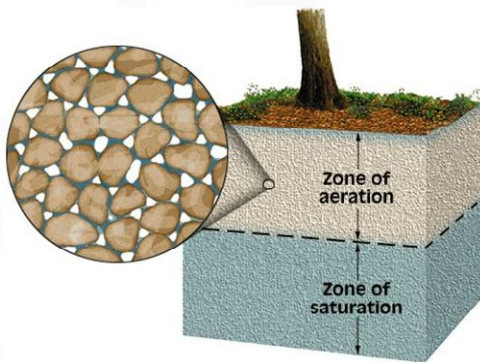
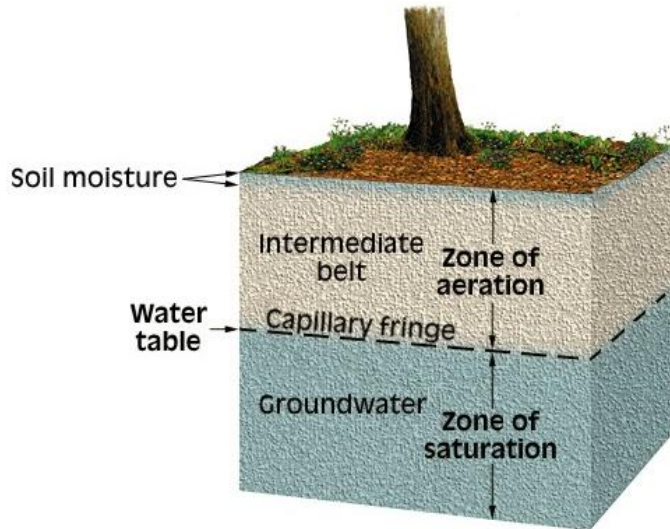
Dos factores son fundamentales en el proceso de infiltración: la **porosidad** y la **permeabilidad**. Ambas definen la profundidad del nivel freático y las zonas por donde el agua circula hasta la zona de saturación.

La porosidad es una propiedad física de las rocas determinada por la existencia de intersticios entre sus granos, a través de los cuales se filtra el agua. Las rocas porosas pueden ser permeables o impermeables. Cuantitativamente es el porcentaje de espacio en el volumen total de una roca, es decir, el espacio **no ocupado** por material mineral sólido. Los suelos muy secos tienen la mayor parte del espacio de poros llenos de aire. El tamaño eficaz de un poro desde el punto de vista de retención de humedad puede determinarse por la fuerza necesaria para extraer el agua del poro. La porosidad es una propiedad que influye en la delimitación de las zonas de aireación y de saturación en el suelo (Figura 86).

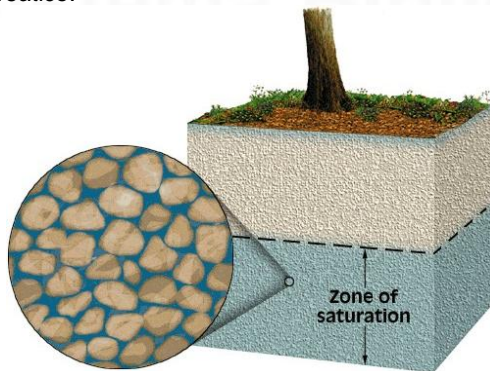
La **permeabilidad**, está relacionada con la capacidad del suelo para transmitir agua o aire. Se mide en unidades de masa por unidad de tiempo. Su determinación es importante para predecir el comportamiento del suelo ante actividades que impliquen transporte de agua y de sustancias disueltas. La existencia de altas permeabilidades aumenta la vulnerabilidad de los acuíferos pero a la vez puede facilitar su explotación.

La permeabilidad está directamente asociada con la porosidad. No solo los valores absolutos de porosidad bastan para estimar la permeabilidad del suelo sino algunos otros factores como la geometría del sistema poroso. Así una estructura hojosa deja una gran porosidad pero dificulta notablemente la circulación del agua, al igual que sucede cuando no existe una buena interconexión entre los componentes de la macroporosidad. Sobre la permeabilidad influyen tres factores primordiales del suelo: la textura, la estructura y el contenido en materia orgánica.

Figura 86. Zonas de aireación y de saturación en el suelo



A) Poros con agua ligada, sobre el nivel freático.



B) poros totalmente saturados de agua

Durante el proceso de infiltración, el agua circula a través de las rocas del suelo siguiendo la ley de Darcy. Las propiedades físicas de las rocas y del suelo definirán la velocidad de infiltración de los niveles de retención de humedad. Se reconocen en este proceso, dos zonas separadas por un plano intermedio llamado nivel freático:

1. **La zona de aireación:** o zona superior del nivel freático donde los poros no están saturados de agua, permitiendo la circulación del aire, que será importante para la respiración de las plantas. Contiene la franja capilar del suelo encargada de la retención de humedad a través de los microporos.

2. **Zona de saturación:** zona localizada bajo el nivel freático, que ha sido generada debido al traspado de agua de gravedad a través de los macroporos del suelo. Los poros aquí se encuentran completamente saturados de agua y no hay aire circulando.

El **nivel freático** es el límite superior de la zona de saturación y es un nivel de referencia para la explotación de los acuíferos.

En la circulación del agua en el suelo y el agua aprovechable por los vegetales, la gravedad se hace insignificante debido a las fuerzas electrostáticas que ejercen las partículas pequeñas del suelo (arcillas y limos) sobre las películas de agua o estados de vapor del agua con suficiente tensión. Debido esencialmente a los procesos de superficie (adsorción y desorción), las moléculas de agua quedan retenidas en las superficies sólidas del suelo generando la franja capilar y el agua higroscópica. Este mecanismo es relevante para la formación de complejos coloidales en el suelo y el proceso de meteorización biológica (humificación) que induce al desarrollo del perfil del suelo (horizonación).

En general, una vez traspasada la zona de aireación, el agua de gravedad circula hacia la zona de saturación siguiendo líneas serpenteantes, desde las zonas de altas a las bajas presiones (Ley de Darcy), es decir, desde las zonas más elevadas a las más bajas, hasta alcanzar un nivel de base local (un río, lago o el mar), de acuerdo a como se presenta en las Figura 87 y 88.

Figura 87. Circulación del agua en la zona de saturación

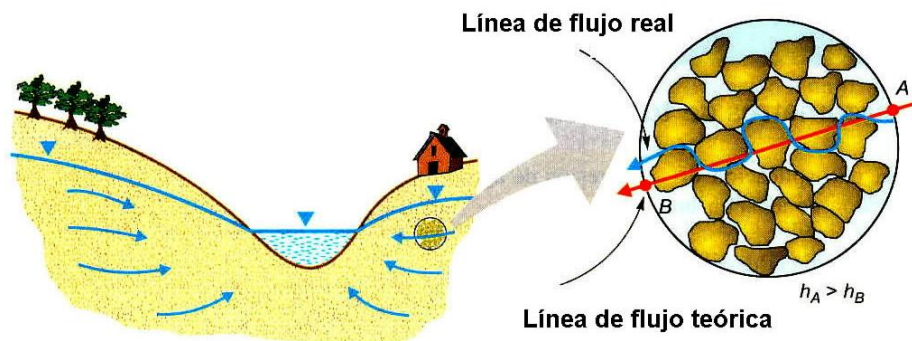
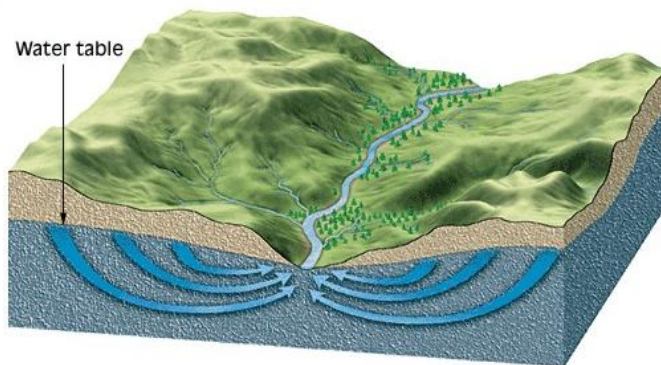


Figura 88. Movimiento del agua a través de un material uniformemente permeable (según Tarbuck y Lutgens, 1999)

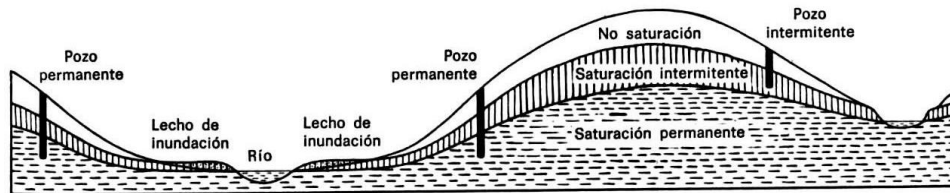


Las zonas de aireación y de saturación, son también llamadas zona no saturada y zona de saturación permanente respectivamente (Holmes y Holmes, 1987), mientras que el nivel freático es asociado también a la Zona de saturación intermitente (Tabla 6 y Figura 89):

Tabla 6. Zonificación del proceso de infiltración (Holmes y Holmes, 1987)

TIPO	CARACTERÍSTICAS
Zona no saturada	Nunca está completamente empapada de agua pero a través de ésta zona se produce la infiltración hacia las zonas más bajas. Cierta cantidad es retenida por el suelo que la cede a las raíces de las plantas.
Zona de saturación intermitente	Se extiende desde el nivel más elevado que alcanza el agua subterránea luego de un largo período húmedo hasta el nivel más bajo del nivel freático después de una sequía.
Zona de saturación permanente	El límite inferior es el nivel debajo del cual no hay agua subterránea. Generalmente el límite se localiza entre los 600 y 900 m. Cuando éste nivel sube por encima del nivel del terreno, se presentan ciénagas, lagos o ríos.

Figura 89. Relación entre nivel freático con la superficie y la variación de su altura en la zona de saturación intermitente, luego de períodos prolongados de humedad o sequía (según Holmes y Holmes, 1987)



Un concepto importante asociado a la cantidad de agua disponible en un lugar determinado es el llamado **Balance Hídrico**, que expresa las relaciones entre el agua evaporada y la retenida a través del proceso de infiltración. En general, expresa la situación de humedad implicada en los diferentes estados del agua, que a su vez dependen del ciclo hidrológico. Se expresa como⁶⁰:

$$P = E + G + R \quad \text{donde:}$$

P: precipitación
 E: evaporación
 G: ganancia neta o pérdida de agua, almacenamiento
 R: escorrentía (positivo cuando sale de los continentes y negativo cuando se queda retenido en ellos)

⁶⁰ Strahler y Strahler (2000: 171), Cáp. 10

b) Aguas subterráneas

Agua subterránea es aquella que llena las cavidades e intersticios de las rocas situadas bajo la superficie. Ésta empapa las rocas porosas o se filtra entre las grietas de las rocas permeables. Se reconocen tres tipos (Holmes y Holmes, 1987):

Tabla 7. Tipos de Aguas subterráneas (según Holmes y Holmes, 1987)

Meteóricas	Es el agua proporcionada por la lluvia, nieve o infiltración desde ríos o lagos.
de Sedimentación o Congénitas	Es el agua atrapada al formarse inicialmente las rocas sedimentarias, cuando son calentadas durante el metamorfismo y la actividad ígnea contribuye a las soluciones hidrotermales que forman vetas minerales y fuentes termales.
Juveniles	Es el agua procedente del magma. Único tipo de agua subterránea que no procede desde el mar o de la atmósfera.

Se reconocen los siguientes tipos de aguas subterráneas⁶¹:

Acuíferos: formado en la zona de saturación, donde el agua circula libremente bajo las capas de roca saturadas de agua. Cuando se apoya sobre estratos impermeables, se llama Acuícluido o acuífero confinado.

Manantiales: se forman cuando el nivel freático intercepta la superficie terrestre y el agua subterránea asciende a la superficie. Los estratos permeables favorecen la aparición de manantiales.

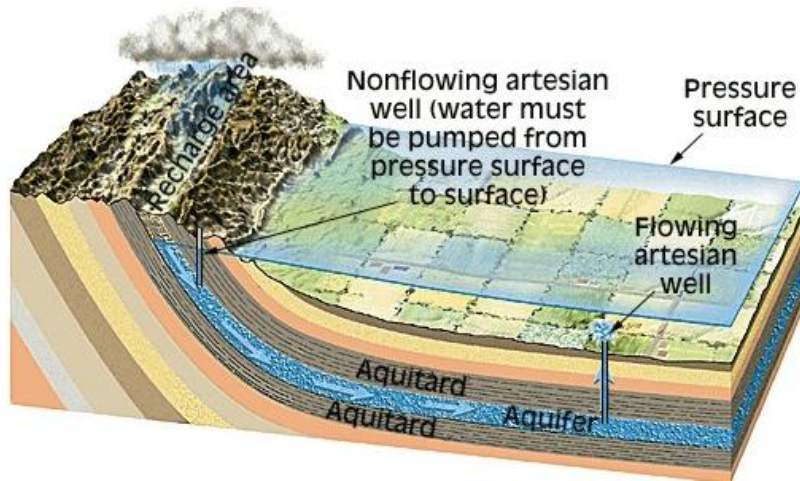
Fuentes termales: son aguas subterráneas calientes cuyas temperaturas se encuentran entre 6° y 9° C

Géiseres: son fuentes termales intermitentes donde se expulsa el agua a diferentes intervalos de tiempo.

Pozos artesianos: se forman cuando se perfora hasta el nivel freático generando el ascenso del agua subterránea que está bajo presión. Generalmente requieren dos condiciones: agua confinada en un acuífero inclinado y presencia de dos acuícluidos limitando el acuífero (Figura 90).

⁶¹ Tarbuck y Lutgens (1999: 249-253)

Figura 90. Formación de un acuífero



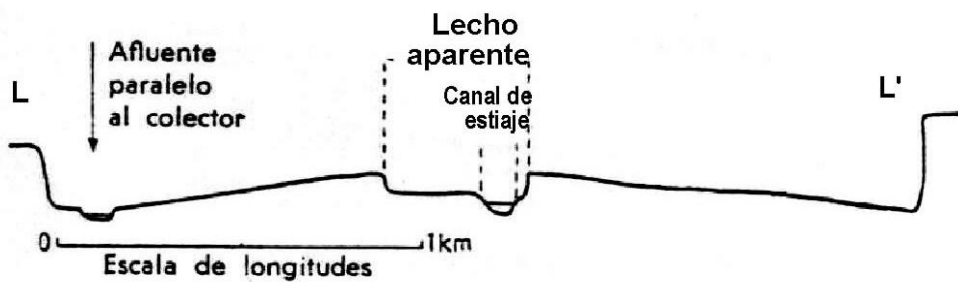
c) Morfología fluvial

En geomorfología fluvial, son importantes los siguientes conceptos:

1. Lecho fluvial

Es el espacio que es ocupado por el escurrimiento de las aguas del río (Figura 91). Según el perfil transversal se distinguen los siguientes tipos: canal de estiaje; lecho mayor o lecho de inundación y lecho ordinario o aparente.

Figura 91. Perfil del lecho mayor (LL') según Derruau (1983)

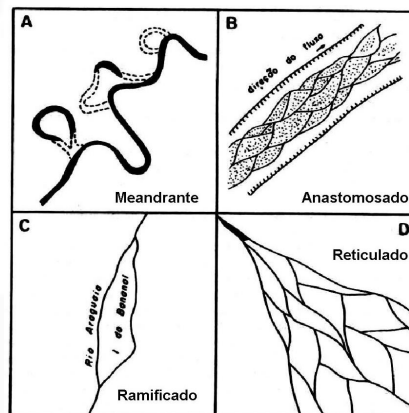


2. Canales fluviales

Los canales fluviales corresponden a la forma de jerarquizar el arreglo espacial que presenta el lecho del río. Christofolletti (1980) clasifica los canales fluviales en los siguientes tipos (Figura 92):

- meandrante
- anastomosado
- recto
- deltaico
- ramificado
- reticulado
- irregular

Figura 92. Tipos de canales (Christofolletti, 1980)



Leopold y Wolman (1957 en Arche, 1992), reconoce tres tipos de canales: rectos, *braided* y meandriforme. Rust (1978) propone una clasificación en función de la sinuosidad y del número de canales. La sinuosidad (S) es la relación entre longitud del canal y distancia del valle (Figura 93). El carácter braided de un río se ha aplicado para diferentes clasificaciones e indica el número de islas o barras dentro de los canales en una longitud de onda media de un meandro (Figura 94). Arche (1992) utiliza el parámetro braided y el criterio de sinuosidad para establecer los tipos de canales de la Figura 95.

Figura 93. Criterio de sinuosidad en un río (Arche, 1992)

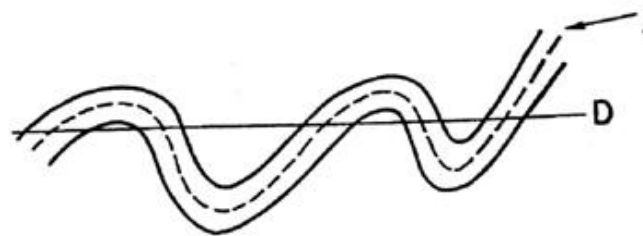


Figura 94. Tipos de canales según el parámetro *braided* (Rust, 1978)

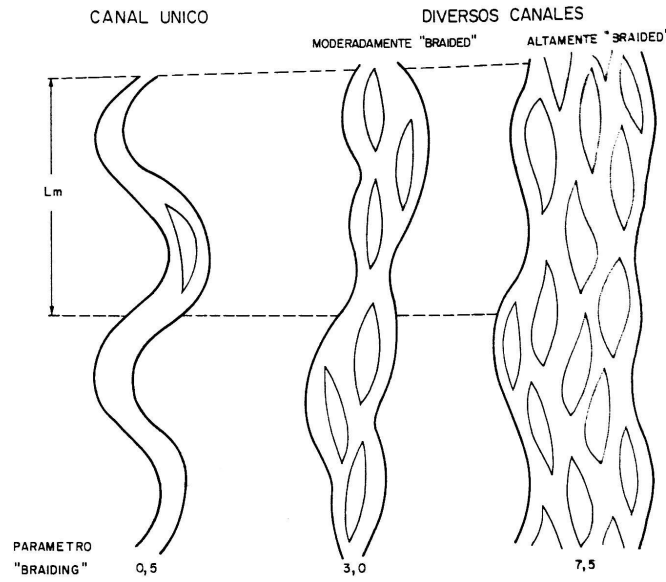
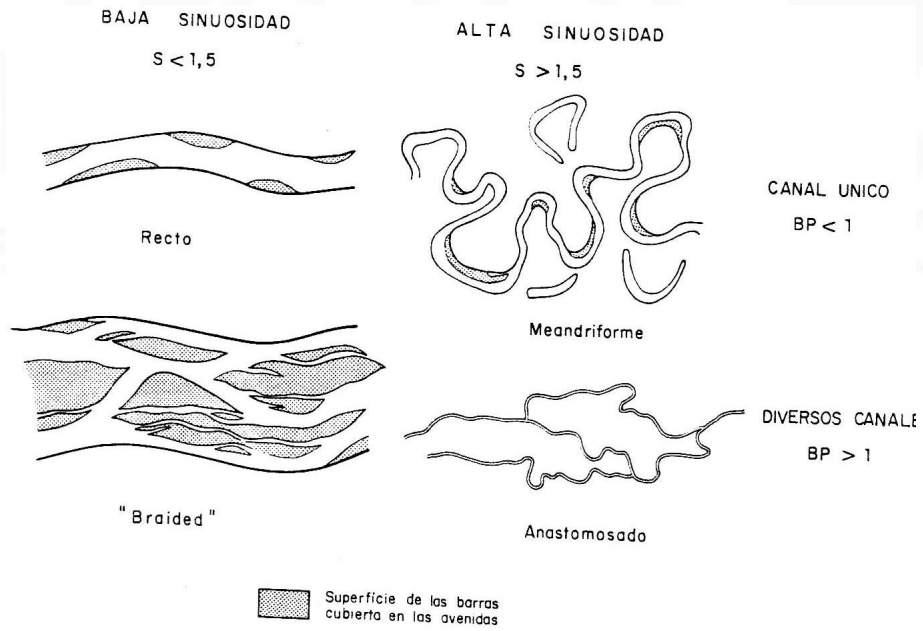


Figura 95. Tipos de ríos según el criterio *braided* y sinuosidad (Arche, 1992)



3. Meandros

Un meandro es un trazado que se aparta sin motivo aparente de su dirección de escorrentía, para volver a ella después de describir una pronunciada curva (Derruau, 1980). Generalmente, un río que carga sedimentos en suspensión forma meandros (Figura 96) y cuando éste lleva carga de fondo tiende a formar canales anastomosados. Los meandros suelen clasificarse en dos tipos:

- **de valle (o encajados):** cuando las curvas descritas por el valle coinciden en tamaño con las dibujadas por los meandros (Figura 96, inferior).
- **de llanura aluvial:** cuando las sinuosidades del río son independientes o a menor escala que las del trazado del valle.

La formación de meandros depende del equilibrio entre la potencia neta y la resistencia de la roca encajante; la geología, la geomorfología estructural y el clima; la morfología fluvial y las confluencias.

Figura 96. Formación de un meandro (Derruau, 1980)

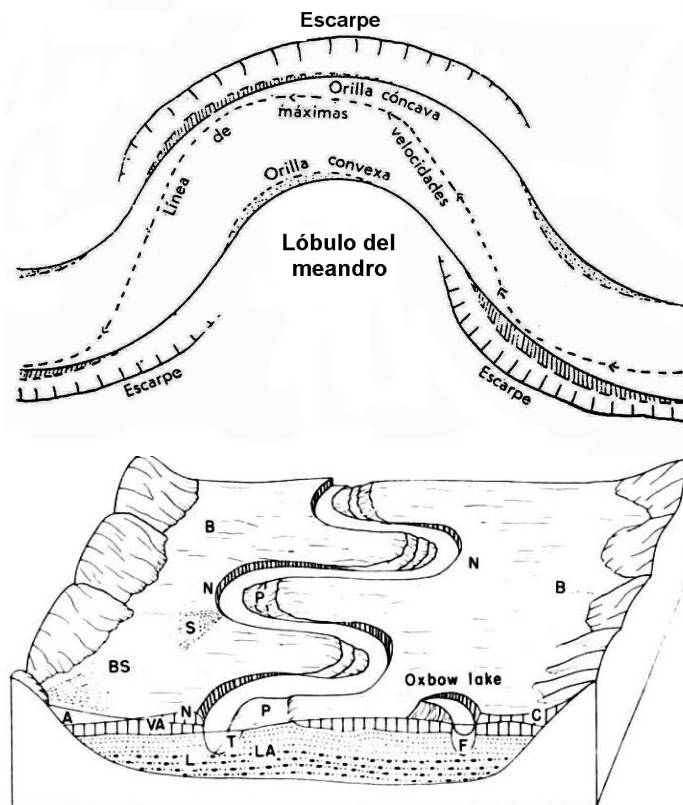


Figure Valley-fill sediments. VA, vertical accretion; N, natural levee; B, backland; BS, backswamp; LA, lateral accretion; P, point bar; S, splay; A, alluvial fan; T, transitory bar; L, lag deposit; F, channel fill; C, colluvium (From S. C. Happ, 1971, Genetic classification of valley sediment deposits: A.S.C.E. J. Hydraul. Div., v. 97, pp. 43-53.)

4. Terrazas fluviales

Las terrazas fluviales son uno de los principales rasgos morfológicos que se derivan de la erosión fluvial. Según Christofletti (1980) las terrazas fluviales representan **antiguas planicies de inundación que fueron abandonadas**. Morfológicamente surgen como superficies aplanadas, de largo variable, limitadas por un escarpen dirección del curso de agua.

De acuerdo con Holmes y Holmes (1987), cuando se rejuvenece un río que ya ha establecido su lecho de inundación, excava sus propios depósitos y las rocas subyacentes. Con el tiempo, el nuevo valle se ensancha y se forma un nuevo lecho de inundación encajado en el primero del cual sobreviven retazos locales. Del levantamiento y rejuvenecimiento subsiguientes pueden resultar un segundo parte de terrazas en las laderas del valle.

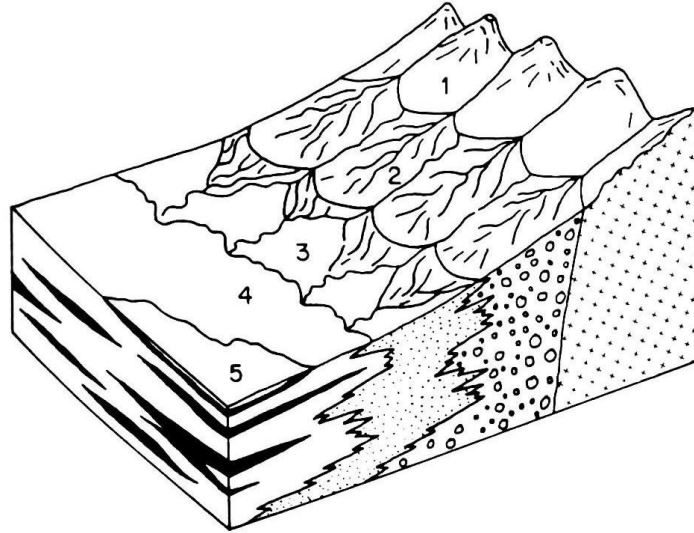
Una terraza típica es una plataforma de roca viva revestida por un manto de grava y arena que en su parte superior se convierte en aluvión fino (Holmes y Holmes, 1987). Estas terrazas tienen una pendiente suave hacia el mar proporcionando un medio de reconstrucción de los perfiles anteriores y de estimación de la posición del nivel del mar respecto al cual habían construido su perfil. Por lo tanto, los cambios eustáticos y los movimientos distróficos pueden cambiar el nivel de base de los ríos, alterando el ciclo de denudación.

5. Abanicos aluviales

Son cuerpos sedimentarios de acumulación de materiales de dimensiones que varían entre m a Km. cuyo principal rasgo es su morfología tipo cono. Se forman en áreas donde existe una ruptura de pendiente importante durante su período sedimentario (Arche, 1992).

Su formación depende de la geología local, la tectónica, la topografía y las condiciones climáticas. De ahí que su morfología varíe de acuerdo a las condiciones ambientales, reconociéndose en general dos tipos extremos, entre los cuales existe una importante variedad: los de medios áridos y los de medios húmedos. Aquellos de medios áridos presentan tamaños más pequeños, morfologías radiales perfectas y formadas por el depósito de coladas de fango y de detritos. Aquellos de medios húmedos se asocian con corrientes acuosas, tractivas, son de tamaño mayor.

Los abanicos aluviales se asemejan a los deltas en su forma. Suelen presentarse en sectores piemontanos, donde los materiales transportados por la pendiente encuentran un valle o una planicie. Los materiales presentan estructuras granocrecientes desde el vértice hacia el exterior del cono (Figura 97).

Figura 97. Morfología un abanico aluvial**d) Transporte sedimentario**

La capacidad de transporte sedimentario de una corriente fluvial se mide a través de los conceptos de capacidad y competencia de dicha corriente⁶². Para las aguas superficiales, se reconocen dos tipos de flujos:

- **Flujo laminar:** cuando el agua escurre por una canal recto y suave, con bajas velocidades. La velocidad es mayor en las capas profundas.
- **Flujo turbulento:** formado por una variedad de movimientos caóticos, heterogéneos, con muchas corrientes secundarias. Los factores que definen la turbulencia del flujo son la **viscosidad y la densidad del fluido, la profundidad y la rugosidad del fondo.**

El transporte de sedimentos por las aguas de escorrentía puede adquirir las siguientes formas (Figura 98):

- **Solución**

Carga disuelta de detritos intemperizados producto de la solución química de las rocas. La cantidad de materia en solución depende principalmente de la contribución de las aguas subterráneas y de las aguas superficiales.

⁶² Tarbuck y Lutgens (1992: 224 y 225)

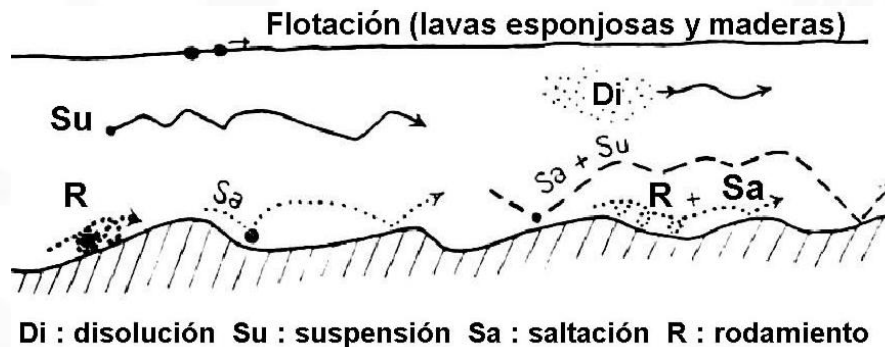
- **Suspensión**

Compuesta por partículas de granulometría más pequeña como arcillas y limos que por sus tamaños se mantienen en suspensión a través del fluido. Generalmente corresponde al 90% de la carga total del río y forma la carga de lavado, la cual depende de las condiciones hidráulicas de la corriente. Importancia de la turbidez.

- **Tracción**

Compuesta por diámetros de partículas mayores como arenas y gránulos que son rodadas, deslizadas y saltadas a lo largo del río, las cuales forman la carga del lecho del río. Generalmente corresponde al 10% de la carga total del río y forma la carga de fondo, que no depende de las condiciones hidráulicas sino de las condiciones de la cuenca de aporte.

Figura 98. Formas de transporte de la carga (Derruau, 1983)



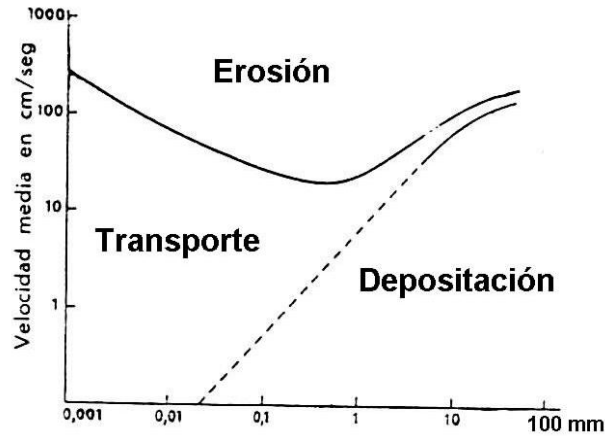
La capacidad de transporte sedimentario de un río y de cualquier fluido se realiza en función del tamaño de grano o rango textural que es capaz de romper el estado de reposo de una partícula sedimentaria e iniciar el movimiento. Para ello se ha establecido escalas de referencia para medir el tamaño de grano de una partícula. La más aceptada es la escala Wentworth (1922), la cual ha permitido asociar el rango textural (Figura 99) con los mecanismos de transporte sedimentario, mediante las curvas de Hjulström (Figura 100).

Figura 99. Escala de rangos texturales de Wentworth (1922)

Cuadro Escala de Wentworth de grados de los tamaños*

Nombre del grado	mm	Micras	
Grava	Muy grandes	4096	
	Cantos (grandes) (boulders)	Grandes	2048
		Medianos	1024
		Pequeños	512
	Cantos (medianos) (cobbles)	Grandes	256
		Pequeños	128
		Muy gruesos	64
	Cantos (pequeños) (pebbles)	Gruesos	32
		Medianos	16
		Finos	8
Muy finos		4	
Arena	Muy Gruesa	2	
	Gruesa	1 ————— 1000	
	Mediana	0,5 — ½ — 500	
	Fina	0,25 — ¼ — 250	
	Muy fina	0,125 — ⅛ — 125	
Limo	Grueso	0,0625 — 1/16 — 62	
	Mediano	0,0312 — 1/32 — 31	
	Fino	0,016 — 1/64 — 16	
	Muy fino	0,008 — 1/128 — 8	
Arcilla	Muy fino	0,004 — 1/256 — 4	
	Gruesa	0,002 ————— 2	
	Mediana	0,001 ————— 1	
	Fina	0,0005 ————— 0,5	
	Muy fina	0,00024 ————— 0,24	
	(Coloides hasta 0,001 micras)		

Figura 100. Curvas de Hjulström



e) La cuenca hidrográfica

La cuenca hidrográfica es un modelo teórico formulado para analizar un sistema fluvial y a su vez gestionar su uso. Ha sido uno de las herramientas teóricas y metodológicas que mas repercusiones ha tenido en las Ciencias de la Tierra debido a su carácter integrador, de tal manera que es posible incluir dentro de una misma unidad espacial, diferentes atributos físicos y humanos con el propósito de elaborar planes de manejo para el uso de recursos naturales, proponer planes de desarrollo sustentable y orientar los usos de suelo urbanos de aquellas cuencas intervenidas con usos antrópicos.

Existen varias definiciones de cuenca hidrográfica, entre las que destacan:

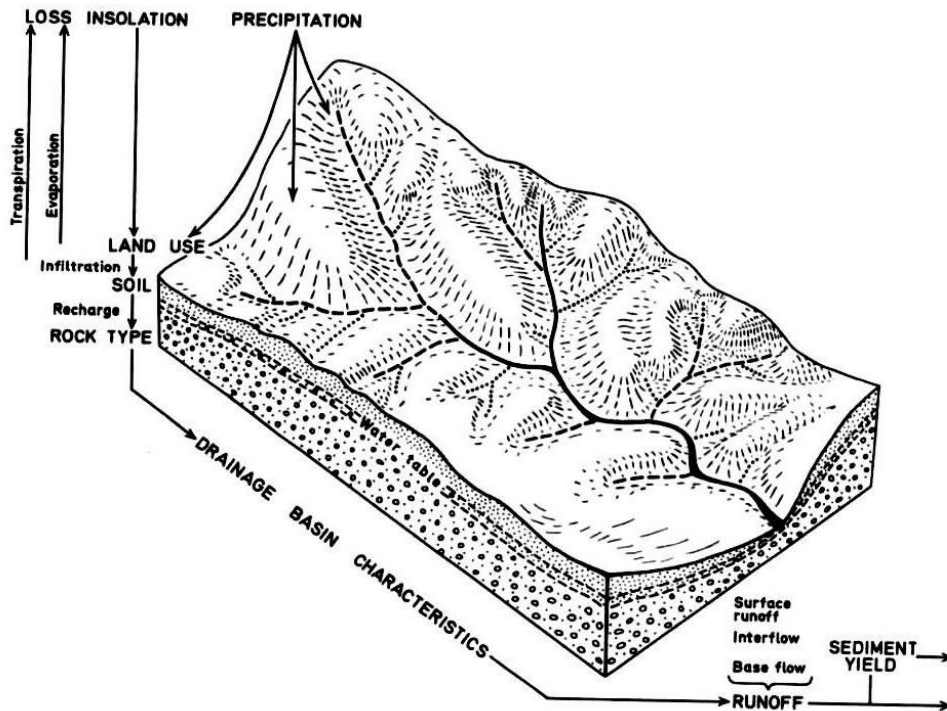
- Unidad del territorio que capta la precipitación, transita el escurrimiento y la escorrentía hasta un punto de salida en el cauce principal. Es un área delimitada por una divisoria topográfica que drena a un drenaje común (Brooks, 1985) (Figura 101).
- Volumen terrestre que en su dimensión vertical está delimitado por la zona hasta donde el hombre tiene influencias en sus actividades y limitado en su superficie por la divisoria de aguas que se cierra en un punto de interés en el cauce. En ésta unidad funciona un sistema formado por un conjunto de factores físicos, sociales y económicos muy dinámicos e interrelacionados entre sí (López *et al.* 1972).
- Área drenada por un determinado río o por un sistema fluvial. La cantidad de agua que alcanza los cursos fluviales depende del tamaño del área ocupada por la cuenca, la precipitación total y su régimen, y de las pérdidas debidas a evaporación e infiltración (Christofolletti, 1980).
- Un sistema de drenaje se considera un sistema abierto (Chorley, 1962; Coelho Netto, 1995), donde ocurre entrada y salida de energía. Las cuencas de drenaje

reciben energía proporcionada por la acción del clima y tectónica locales, eliminando flujos energéticos a través de la salida de agua, sedimentos y solubles. En forma interna, se verifican constantes ajustes en los elementos de las formas y de los procesos asociados, en función de las mudanzas de entrada y salida de energía (Figura 102).

- Por el carácter integrador de la dinámica al interior de estas unidades, las cuencas hidrográficas son excelentes áreas de estudio para el ordenamiento territorial.

- La cuenca hidrográfica cumple un papel fundamental en la evolución del relieve una vez que los cursos de agua se constituyen en importantes modeladores del paisaje.

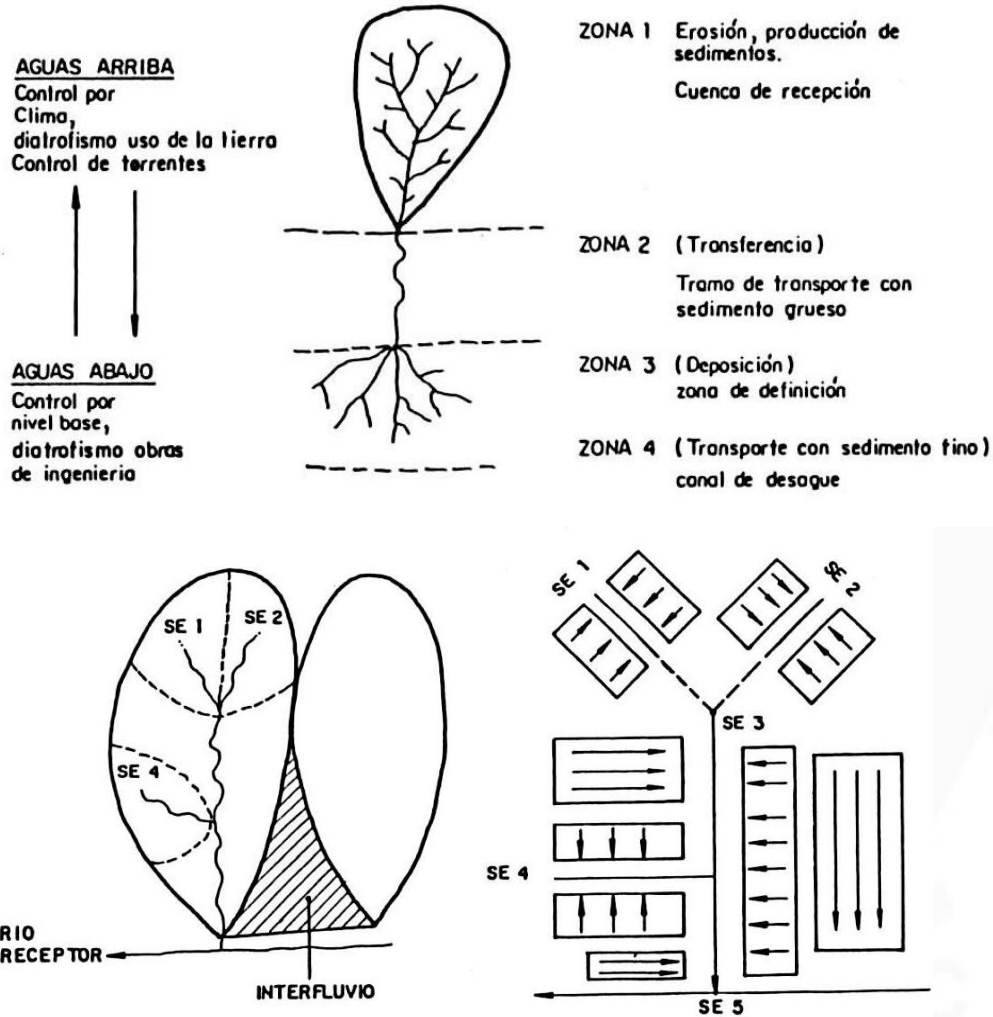
Figura 101. Modelo de cuenca hidrográfica (según Gregory y Walling, 1973)



Las cuencas hidrográficas se clasifican de acuerdo al escurrimiento global en según Christofolletti (1980):

1. Exorreicas : escurrimiento continuo hacia el mar
2. Endorreicas : el drenaje es interno y no escurre al mar.
3. Arreicas : no hay estructuración de cuenca hidrográfica.
4. Criptorreicas : cuando las cuencas son subterráneas.

Figura 102. La cuenca hidrográfica como sistema abierto (Shumm, 1977)



Desde un punto de vista sistémico, una cuenca hidrográfica puede descomponerse en sus partes constituyentes (Figura 103). Los elementos morfológicos que se reconocen en cualquier cuenca hidrográfica son:

a) Divisoria topográfica (divisoria de aguas; parte aguas o línea de cuchilla):

Es una línea que circunscribe la cuenca hidrográfica a partir de un punto determinado en el cauce. Se divide en dos tipos:

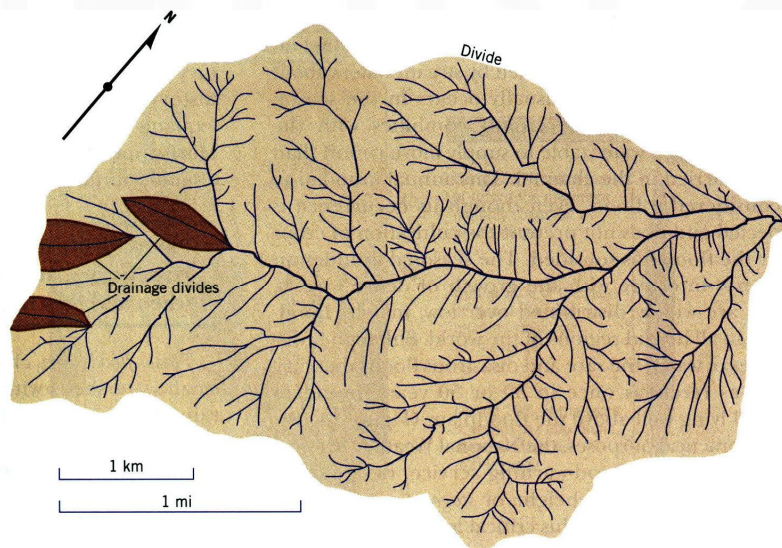
- **Divisoria de aguas superficiales:** se corresponde con la divisoria topográfica.
- **Divisoria de aguas sub-superficiales:** cuando la inclinación, longitud e impermeabilidad de los estratos geológicos produce un control en el movimiento del agua, captando la infiltrada en la vertiente adyacente.

b) Red de cauces

Cauce o curso de una corriente se considera como un largo y estrecho canal tallado por la fuerza del agua.

Red de cauces es el conjunto de depresiones y vaguadas bien definidas y continuas linealmente por donde se mueve la escorrentía en su búsqueda de salida hacia el nivel base o hacia el mar. Geométricamente es la sucesión de puntos de cota más baja en secciones transversales adyacentes. La configuración de la red depende de: el tiempo, el relieve o la pendiente inicial, la geología y el clima, siendo los dos últimos los que definen la sustentación de la cobertura vegetal (Schumm, 1977). La pendiente del cauce es el ángulo que forma la superficie del agua con el plano horizontal. Indica la diferencia altitudinal que hay entre dos puntos de un río.

Figura 103. Cuenca hidrográfica



c) Un sistema de Vertientes

Representa el área comprendida entre la divisoria topográfica y el cauce. La capa más superficial de las vertientes posee actividad microbiana que puede ser fácilmente alterada por el uso irracional. Entre las causas más comunes destacan erosión, acidificación, acumulación de metales pesados, reducción de nutrientes y de materia orgánica. Las lluvias concentradas en costas desprovistas de vegetación, contacto abrupto suelo-roca, discontinuidades litológicas y pedológicas en laderas escarpadas, son algunos factores que pueden acelerar los procesos de degradación en las cuencas. Las tasas de erosión son controladas por factores como: erosividad de las lluvias, erodabilidad de los suelos, naturaleza de la cobertura vegetal y características de las laderas.

El sistema de vertientes hace evolucionar la cuenca hidrográfica hacia estados de madurez de acuerdo al modelo davisiano (penillanura, *etchplain*). La comparación entre divisorias en distintas escalas temporales (décadas por ejemplo), permite establecer la intensidad de los procesos erosivos que hacen que la cuenca evolucione (Figuras 104 y 105). Además, su análisis permite inferir sobre la dinámica de vertientes asociada, los movimientos de remoción en masa que conducen a balances de masa negativos en las vertientes, pérdidas de suelo por erosión hídrica y en especial, permite elaborar zonificaciones sobre el estado de equilibrio de las vertientes (planos de riesgo ante remociones en masa o planos amenaza o de susceptibilidad) de amplio uso en el ordenamiento territorial.

Figura 104. Modelo de evolución de vertientes (Davis, 1899)

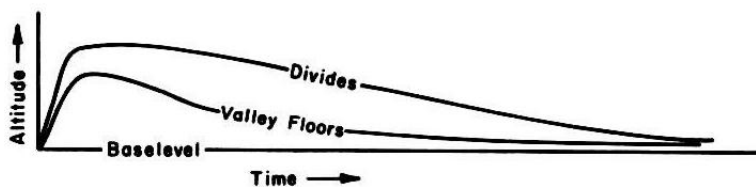


Figure The David model of the geomorphic cycle as usually presented.

d) Valle

El valle fluvial es una depresión alargada (longitudinal) formada por uno o más *talwegs* y de vertientes con sistema de declive convergente. Representa el área más o menos plana que existe entre la finalización de la vertiente empinada y el cauce. El perfil longitudinal del valle difiere del perfil del río porque el primero depende del gradiente de la planicie. Las formas del valle, con secciones transversales en U o en V, resultan de la interacción del clima, el relieve, el tipo de roca y de la estructura geológica. Tiene forma de V en la parte más alta de la cuenca y forma de U donde el valle es más extenso.

El río, con su *talweg*, controla los procesos del valle aunque su influencia directa se restringe al canal de la planicie de inundación. Cuando el lecho rodea las paredes del valle, erosionando la base de las laderas, los ríos reactivan los procesos de laderas tales como: escurrimiento laminar (*sheet wash*); reptación (*creep*) y solifluxión (*solifluction*). Entre las remociones en masa activadas se encuentran: movimientos rápidos de bloques rocosos (*rockfalls*); deslizamiento de tierras (*landslides*) y flujos de barro (*mudflows*).

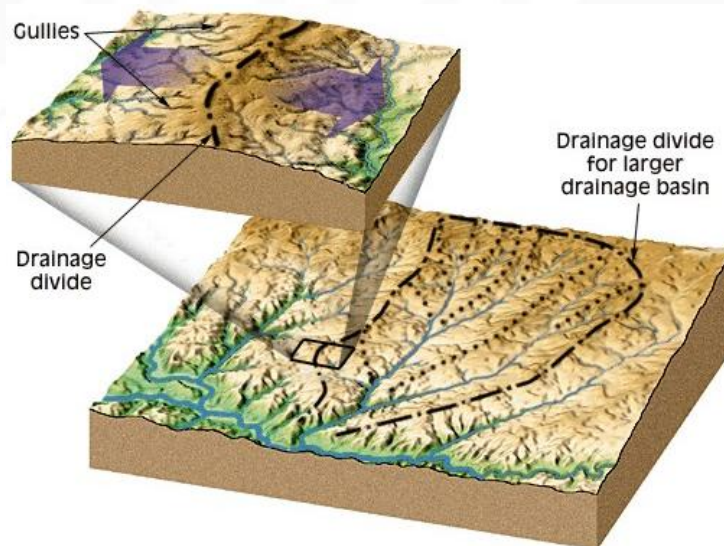
En síntesis, el valle resulta de la acción conjunta de: la **incisión fluvial (I)** y de la **denudación de la ladera (D)**. Por lo tanto, la forma del perfil transversal depende principalmente de la razón: **I/D**

Función hidrológica del valle: provoca la infiltración, capta flujos sub-superficiales y crea almacenamiento de agua que amortigua las crecidas y aumenta los niveles de estiaje. El fondo de valle puede ser entendido desde el punto de vista de dos tipos de lecho: del canal y de la red de drenaje. Cada una de esas formas posee una dinámica propia de aguas corrientes, asociada a una geometría hidráulica específica, generada por los procesos de erosión, transporte y depositación de sedimentos fluviales.

e) Interfluvios

Sectores del terreno de forma triangular, localizados entre dos cuencas vecinas que drenan directamente al río receptor. El comportamiento de los interfluvios se refleja en la cantidad, calidad y régimen hidrológico del río receptor.

Figura 105. Divisoria de aguas e interfluvios en una cuenca hidrográfica



f) Los patrones de drenaje

El drenaje se lee y analiza en las cartas topográficas bajo dos aspectos: como líneas elementales que indican un *talweg* con longitud y orientación determinadas, o como diseño o trama. En el primer caso, uno o dos *talweg* aislados dentro de un conjunto de drenes permite informar la efectiva intensidad de los procesos de agradación y de degradación.

Una disposición de las curvas de nivel orientadas hacia la parte alta indica un *talweg* muy profundizado, predominando la erosión sobre la acumulación. Si las curvas de nivel se orientan hacia la parte baja y no hay flexión hacia la parte alta en forma pronunciada, existe predominio de agradación con activo relleno de los *talweg* locales.

Los principales patrones de drenaje son (Figura 106):

- Dendrítico: presenta forma de árbol por el aspecto arborescente.
- Paralelo: llamado así por el paralelismo de sus drenes.
- Rectangular: tipificado por la geometría angular de sus drenes.
- Trelis: se caracteriza por un drenaje subsecuente con tributarios a ambos lados en sentido opuesto y más o menos del mismo tamaño.
- Radial: caracterizado por la geometría circular.
- Quebrado: caracterizado por la forma contorcida o quebrada.

Algunos criterios para reconocer un patrón de drenaje son:

- Observar la forma general de la cuenca.
- Observar el grado de multiplicación de los *talweg* elementales.
- Observar el ángulo de inclinación con la cual llega el afluente al río principal.
- Observar la longitud de los afluentes.

Ejemplo:

Tipo drenaje	Multiplicación <i>talweg</i>	Ángulo inclinación	Long. <i>talweg</i>
Trelis	Regular	90°	Menor
Rectangular	Alta	+ 45°	Intermedia
Paralelo	Baja	- 45°	Mayor

Los elementos morfológicos de una cuenca hidrográfica se analizan individualmente pero también son integrados para identificar relaciones causales entre aquellos elementos que dirigen o controlan procesos naturales (variables emergentes del sistema).

La morfometría de cuencas⁶³ es un conjunto de procedimientos destinados a encontrar relaciones dinámicas entre los elementos de una cuenca para establecer procesos tales como: la densidad de drenaje, el tipo de escorrentía concentrada o difusa; niveles de erosión; capacidad de transporte, entre otros (Figura 107).

Figura 106. Tipos de patrones de drenaje

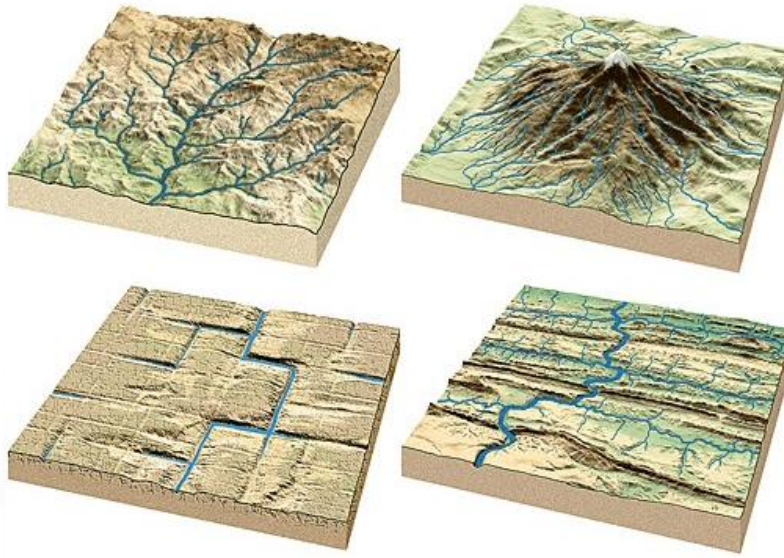


Figura 107. Principales métodos para el análisis de una cuenca hidrográfica

Table Some methods of expressing drainage basin shape		
Method	Derived by	Source
Form Factor (F)	$F = \frac{A}{L^2}$ where A = drainage area L = basin length	Horton (1932)
Basin circularity (C)	$R_c = \frac{\text{Area of basin}}{\text{Area of circle with same perimeter}}$ $= \frac{4\pi A}{p^2}$ where p = basin perimeter	Miller (1953)
Basin elongation	$E = \frac{\text{Diameter of circle with same area as basin}}{\text{basin length}}$ $= \frac{2\sqrt{A/\pi}}{L}$	Schumm (1956)
Lemniscate (K)	Based upon comparison of basin with lemniscate curve $K = \frac{L^2}{4A}$	Chorley, Malm and Pogorzelski (1957)

⁶³ Ver: Schumm (1977); Gregory y Walling (1973) y Strahler (1984: 521-538, Cáp. 28)

C) Morfogénesis Marina⁶⁴

El contorno de casi todas las costas se ha iniciado por movimientos relativos entre tierra y mar (Holmes y Holmes, 1987). Esta interacción es provocada por procesos distróficos, eustáticos y glacioeustáticos, los cuales generan los distintos tipos de costas reconocidas en el mundo. Sin embargo, debido a que cada área del planeta está influenciada por procesos de meso escala, los tipos reconocidos obedecen a clasificaciones basadas en consideraciones genéticas o evolutivas que dificultan su grado de generalización.

El término Costa es usado con referencia a zonas geográficas sustancialmente más anchas que el término Litoral. La *costa* está referida a escalas espaciales desde cientos de Km y escalas temporales desde centenares de años a milenios, mientras que el *litoral* es la zona de contacto entre el mar y la superficie emergida del continente, siendo más variable que la zona costera ya que está influenciada por el régimen de marea y el clima de ola. La *línea de costa* o *línea litoral* corresponde a la ribera u orilla en contacto con la plataforma continental o zona de contacto entre el mar y el continente.

a) Tipos de Costas

La primera clasificación estructural de costas fue elaborada por Suess (1888-1900) quien diferenció en costas de *tipo atlántico o transversal* y de *tipo pacífico o longitudinal*, atendiendo a la relación con la dirección de las cordilleras continentales. La costa atlántica es festoneada debido a que los pliegues de las cordilleras son perpendiculares al litoral, mientras que la costa pacífica es rectilínea, con islas largas separadas por canales estrechos debido a que las montañas corren paralelas al litoral.

La clasificación de costas más generalizada desde el punto de vista genético, fue propuesta por Johnson (1919) que considera las variaciones eustáticas registradas a lo largo del tiempo geológico. Anteriormente Davis (1898 y 1912) había propuesto una idea similar clasificando las costas en costas solevantadas y costas de hundimiento:

- **Costas de Emersión o de Emergencia:**

Se forman cuando existe un descenso del nivel del mar o por un levantamiento de la corteza terrestre, provocando que la línea de costa avance hacia la plataforma continental interior. El principal testimonio de estas variaciones del nivel del mar queda registrado a través de niveles aterrizados o terrazas marinas. Las costas son bajas con pendientes suaves, con abundantes playas, deltas y dunas. Este tipo de costas caracteriza América desde Oregon a Chile central. Generalmente se

⁶⁴ son textos básicos para comprender este sistema morfogenético: Strahler (2000: 330-347, Cáp. 19); Tarbuck y Lutgens, (1999: 313- 333, Cáp. 14); Holmes y Holmes (1987: 552-594, Cáp.23); A. Guilcher (1957) y F. Ottmann (1962).

reconocen dos situaciones: Si la emersión se produce en un área montañosa se forma una costa irregular o festoneada. Si la emersión se produce en una llanura se forman costas rectas con escasas bahías. Esto puede dar origen a costas de islas- barrera o a costas de volcanes cuando existe una emersión de volcanes submarinos (Figura 108C).

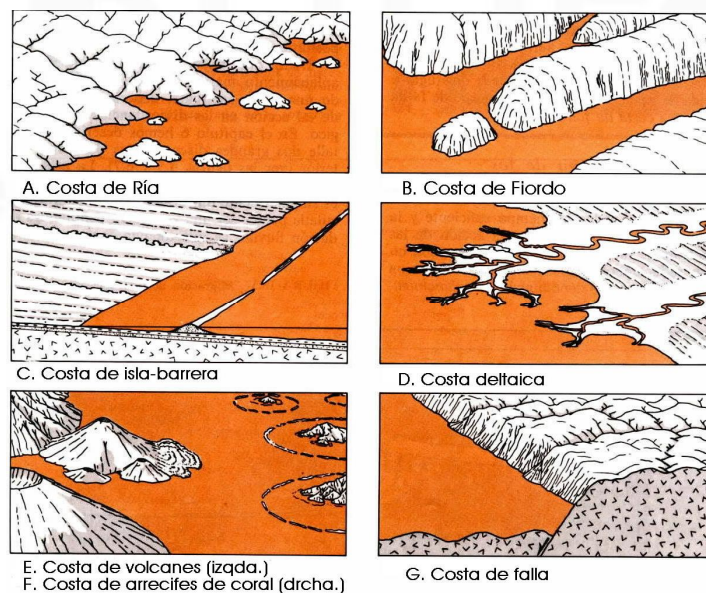
- **Costas de Sumersión o de Inmersión:**

Se forman cuando el nivel del mar asciende o la corteza terrestre se hunde debido a procesos tectónicos o glacioeustáticos, provocando que el mar avance o transgreda el relieve previamente modelado por agentes externos. Generalmente ocupan llanuras costeras transformándose en lugares favorables a la ocupación humana y representan el tipo de costa más común debido a la última glaciación. Este tipo de costa se encuentra en Inglaterra y Cuba.

Algunos tipos de costas de sumersión son las costas de rías (formadas cuando hay descenso de un área montañosa y el mar inunda el relieve sumergido) y las costas de fiordos (formadas cuando el mar inunda los valles excavados por glaciares) (Figura 108 y B). Cuando algunos tipos de costas no tienen una génesis asociada a cambios del nivel del mar o de las tierras, tales como las costas deltaicas, las formadas por lavas volcánicas, las formaciones coralinas o las originadas por fallas, suelen denominarse COSTAS NEUTRAS.

Posteriormente Shepard (1948) clasifica las costas en primarias o no influidas por el mar y secundarias (modificadas por el mar). Strahler (1992) propone la siguiente clasificación (Figura 108):

Figura 108. Tipos de costas según Strahler (1992)



b) Formas del Litoral

1. Playas.

La intensa variabilidad experimentada por el litoral arenoso hace que no exista una terminología completamente generalizada respecto a las unidades morfológicas que componen una playa, sin embargo las aproximaciones son importantes y ha través de las investigaciones realizadas en el litoral cercano se ha formado una base teórica conceptual que en la actualidad sustenta la llamada morfodinámica de playas.

Definición: *Playa – plage (fr) - beach (ingl) – strand (alem)*

Según Guilcher (1957) playa corresponde a una acumulación en la orilla del mar, de materiales más gruesos que los principales constituyentes del limo.

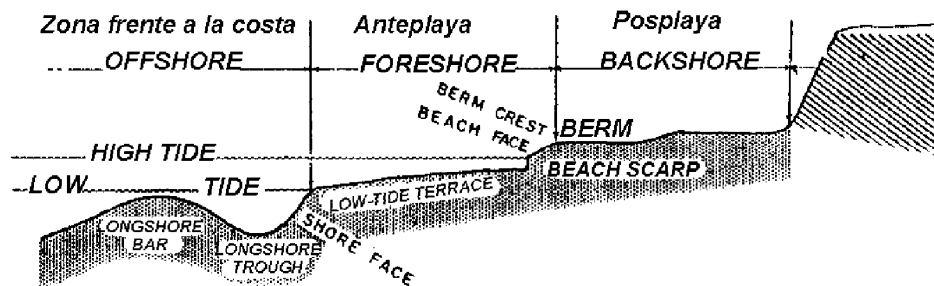
Komar (1998) indica que una playa es generalmente definida como una acumulación de sedimentos no consolidados que se extienden desde la línea media de más baja marea hasta algún cambio fisiográfico tal como un acantilado o campo de dunas o un punto donde la vegetación puede ser fijada. Sin embargo, reconoce que esta definición es imprecisa debido a que no se considera la porción permanentemente sumergida de la playa.

Actualmente Short (1999) considera que una playa se forma cuando existen dos condiciones básicas: olas y sedimento. De ahí que en la playa se reconocen las siguientes zonas dinámicas:

- la zona del *nearshore*, dominio de la onda *shoaling* entre la onda base modal y la zona de rompiente,
- la zona de *surf* entre el punto de quiebre de la onda y la línea de costa,
- la zona *swash* entre la costa y el límite de la onda *swash*,
- conjuntamente se incluyen todas las ondas anteriores, marea y las morfologías superficiales y subsuperficiales producidos por la interacción de esos procesos con el sedimento.

De acuerdo con Shepard (1967), en una playa se reconocen las siguientes unidades morfológicas representadas en la Figura 109:

Figura 109. Morfología costera según Shepard (1967)

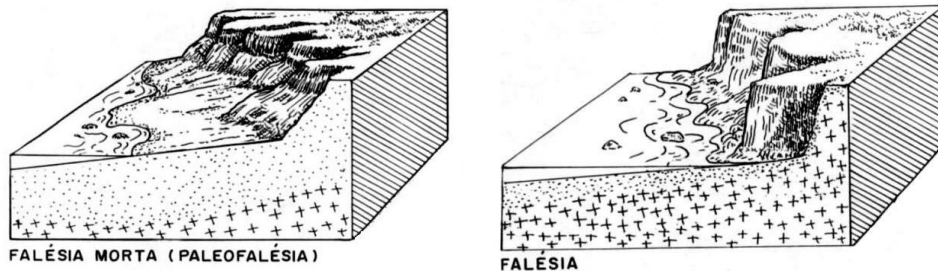


- Posplaya o berma (Backshore): la parte interna de la playa sea horizontal o inclinada. Está por encima de la línea de más alta marea y puede incluir varias bermas.
- Anteplaya (Foreshore) : la parte de la playa que se inclina hacia el mar. Se extiende hasta el nivel de marea baja.
- Zona frente a la costa (Offshore) : es la zona siempre sumergida y suele contener barras o depresiones submarinas.

2. Acantilados

Las costas con acantilados están formadas por elevaciones continentales que terminan en cortes de casi 90° sobre la ribera donde está asentada la vegetación (Figura 110). La acción abrasiva del mar suele modelar los acantilados festoneando la costa o haciéndola más rectilínea de acuerdo a sus características litológicas y estructurales. Las variaciones del nivel del mar y los procesos tectónicos pueden generar el retroceso de la línea de costa generando acantilados muertos. Los acantilados vivos, que se encuentran permanentemente en contacto con el oleaje, son una de las principales fuentes de abastecimiento sedimentario de acuerdo al modelo de célula litoral.

Figura 110. Acantilado muerto (izquierda) y vivo (derecha)

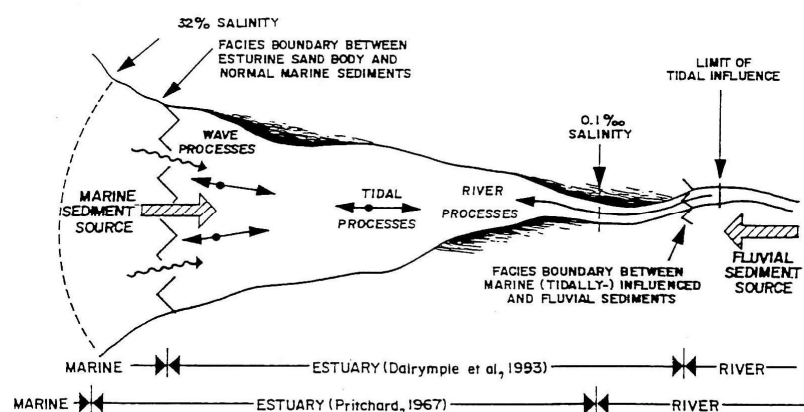


3. Estuarios

Las definiciones más generales y básicas de un estuario indican que este corresponde a la boca de un río o un brazo de mar que se introduce en el continente. Otras definiciones consideran que un estuario se extiende hasta la plataforma continental (Ketchum, 1951). En general, estas y otras definiciones básicas pueden ser agrupadas dentro de disciplinas específicas. Sin embargo, los estuarios no pueden ser considerados como asociados a disciplinas individuales ya que su estudio implica la necesidad de una aproximación interdisciplinaria. Consecuentemente, toda definición debe necesariamente incluir tanto los aspectos físicos y geomorfológicos como los componentes químicos y biológicos.

Los estuarios son sistemas costeros únicos donde los ambientes marino y fluvial interactúan significativamente. Como tales, son sensibles a los cambios que ocurren en el medio natural pero especialmente por los efectos de la actividad humana que en ellos incide (Piccolo y Perillo, 1997). La interacción entre agua dulce y salina genera una circulación característica, producto de sus densidades diferentes y de los procesos de mezcla turbulenta originados por las mareas y vientos (Figura 111). El gran rango de salinidad y la pequeña amplitud térmica les otorga a estos sistemas un rasgo característico (Dyer, 1973).

Figura 111. Zonas características de un estuario



En Chile, los estuarios han sido poco estudiados y constituyen áreas muy vulnerables a la degradación ambiental, ya que al igual que el litoral arenoso, se encuentran con alta demanda turística e inmobiliaria. En la costa de Chile central, se encuentran los principales conglomerados urbanos del país. En el conocimiento de los ambientes costeros en Chile son relevantes los trabajos del profesor José Araya Vergara (Universidad de Chile); Consuelo Castro Avaria (P. Universidad Católica de Chile) y Mario Pino Quivira (Universidad Austral de Chile). Los trabajos de Roland Paskoff han sido muy importantes en el conocimiento y sistemática de las costas en el país⁶⁵.

⁶⁵ La mayoría de estos trabajos se encuentran publicados en las Revistas de Geografía nacionales: Terra Australis (IGM); Norte Grande (PUC); Geográfica de Valparaíso (PUCV) e Informaciones Geográficas (U. Chile).

D) Morfogénesis Eólica⁶⁶

El viento es un importante agente morfogénético. Su acción depende de una importante variedad de factores que dependen de la interacción océano-atmósfera y que pueden sintetizarse a través del modelo de circulación general de la atmósfera.

El principal efecto morfológico del viento sobre el relieve es la formación de dunas, mientras que el principal mecanismo de modelamiento es la deflación. En un sentido amplio, las dunas costeras corresponden a acumulaciones eólicas que describen diferentes tipos de ondulaciones que responden a mecanismos de transporte sedimentario eólico de carácter constructivo, sin embargo también pueden tener el doble carácter constructivo y destructivo cuando la deflación introduce cambios en la masa dunar ya establecida.

Las dunas se desarrollan en el estrán (Gilcher, 1957) o detrás de la zona denominada *backshore* de acuerdo con Komar (1998) y Hesp (1999). De acuerdo con Guilcher (1957), la frecuencia de dunas está relacionada con circunstancias como el suministro de arena de las playas, la ausencia de obstáculos en el mar que permite la eficacia del viento y la presencia o ausencia de vegetación en el estrán, éstos tres factores (viento, arena y vegetación) han sido también rescatados por Paskoff y Manríquez (2004) y, Hesp (1999):

1. la dirección e intensidad del viento es particularmente importante en el proceso de deflación. Solo a partir de 16 Km/hr empiezan a moverse granos de arena finos y secos que se desplazan por rodamiento o saltación. La capacidad de transporte por el viento varía como el cubo de la diferencia entre la velocidad del viento y la velocidad que corresponde al umbral de funcionamiento de la deflación. La humedad aumenta la cohesión de los granos y con ello la velocidad crítica de su puesta en movimiento.
2. la vegetación tiende a frenar el viento y estabiliza la arena en movimiento. Se trata de plantas psamófitas que se adaptan a medios inhóspitos con sustrato móvil, ausencia de suelo, humedecimiento por salpicaduras saladas y bombardeo constante de granos de arena. Las dunas creadas a expensas de la vegetación (antedunas) aprovecha los restos de materia orgánica para fijar los granos de arena y formar montículos continuos y simétricos que desde el punto de vista evolutivo, pueden dar origen a tipos más complejos de dunas.

Las dunas son montículos arenosos con morfologías y estructuras sedimentarias características a partir de la alimentación de arenas que se producen debido al transporte eólico (Martínez, 1997).

⁶⁶ Son textos básicos para comprender la morfogénesis eólica: Strahler (2000: 348-356, Cáp. 20); Holmes y Holmes (1987: 521-535); A. Guilcher (1957).

El viento es responsable de reunir tres condiciones (Figura 112): dominancia; intensidad fuerte a media y sequedad. De acuerdo a la dinámica costera, al clima y a factores topográficos, las dunas se clasifican en (Figura 113):

1. dunas transversales
2. dunas barjan
3. dunas longitudinales
4. dunas parabólicas

Figura 112. Formación de dunas (Holmes y Holmes, 1987)

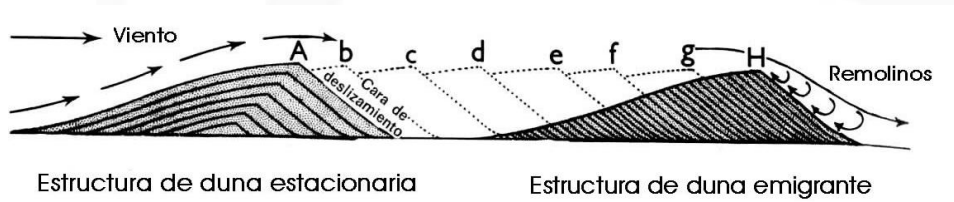


Figura 113. Formación de barjanes (Holmes y Holmes, 1987)



VII. SUELOS⁶⁷

El suelo es una interfase entre litósfera, atmósfera e hidrósfera, cuyo desarrollo ocurre sobre los primeros metros de la superficie terrestre. Es una interfase frágil que tiene asociado un carácter trifásico, es decir, contiene elementos que circulan a través de él en estado sólido, líquido y gaseoso. Bajo ciertas condiciones ambientales, se interrelacionan factores de formación que permiten la edafogénesis.

No está completamente definido el concepto suelo y su diferencia con *tierras*. Desde el punto de vista agronómico, se define como la porción superior de la corteza terrestre, que sufre procesos de edafogénesis y sobre la cual pueden crecer plantas; con un límite inferior máximo que llega hasta donde los materiales no consolidados (minerales u orgánicos) yacen en la zona de las raíces de las plantas nativas perennes o bien, hasta donde se hayan desarrollado horizontes impermeables a las raíces (Buol, Hole and McCracken, 1990).

Ambientalmente, el suelo se define bajo un enfoque más amplio como la porción superior de la corteza terrestre, que tiene la capacidad de sustentar actividades naturales: crecimiento y biomasa nativa; y humanas: vivienda, industria, agricultura, ganadería y actividad forestal. Los geólogos suelen considerar al suelo como la unidad epidérmica de un cuerpo geológico, por el cual deben pasar todos los materiales en el ciclo de erosión de la roca a los sedimentos arrojados a los océanos.

Una definición ampliamente aceptada considera al suelo *es el material mineral no consolidado sobre la superficie de la tierra que sirve como medio natural para el desarrollo de las plantas*. Este material mineral ha sido alterado e influenciado por los factores ambientales y genéticos tales como material parental, clima, organismos y topografía, a través del tiempo y cuyo producto final, el suelo, difiere del material que lo originó en sus características y/o propiedades físicas, químicas, biológicas y morfológicas (Vera, 1994).

Según Buol, Hole y McCracken (1990), un cuerpo de suelo puede estudiarse a través de las siguientes modalidades: como una especie anatómica; como transformador de energía y como sistema abierto (Figura 114). Según Luzio *et al.* (1994), el suelo puede estudiarse según las siguientes perspectivas: como sistema biológico; como producto del medio; como parte del paisaje; como sistema químico; como sistema físico; como sistema biológico.

Varios tipos de suelo pueden coexistir en una pequeña parcela de suelo. Durante mucho tiempo se dio importancia a los primeros centímetros de la capa arable del suelo lo cual condujo a usos inadecuados que han provocado degradación ambiental.

⁶⁷ Son textos básicos: Strahler (2000: 386-439, Cáp. 22 y 23); Buckman, H. (1993); Honorato, R. (1994); S. Buol; F. Hole and R. McCracken (1990).

Los suelos son cuerpos naturales que expresan características morfológicas tales como color, textura, estructura, entre otras, debido a la acción combinada de factores asociados a mecanismos y procesos de formación del suelo. Según Jenny (1941), el suelo es función de cinco variables independientes, denominadas factores de formación de suelo. Estos son:

- **Clima**

A través de los elementos meteorológicos tales como la temperatura, la precipitación y la humedad. Son los factores activos del suelo que influyen directamente en el intemperismo de las rocas produciendo el material de origen de los suelos e influyendo en la naturaleza de los horizontes. Influye además en la distribución y traslocación de materiales y en la intensidad en la cual se produce la edafogénesis.

- **Organismos**

La fracción orgánica del suelo está compuesta por los vegetales y animales. La acción de los microorganismos en la descomposición o transformación de los residuos orgánicos nutren al suelo de sales minerales y elaboran sustancias húmicas que generan propiedades químicas y físicas favorables para el desarrollo de las plantas. Además favorecen la producción de ácidos orgánicos y dióxido de carbono que son responsables en parte por la descomposición y lixiviación de varios de los constituyentes minerales del suelo.

- **Material parental**

Se refiere al material no consolidado a partir del cual se forma el suelo (regolito). Los materiales pueden ser autóctonos como resultado del intemperismo de la roca subyacente; alóctonos cuando no están relacionados con el basamento local y han sido transportados desde otras regiones; pseudo-alóctonos cuando resultan de la mezcla y retrabajamiento de productos locales. La naturaleza del material parental como textura, mineralogía y química influyen en las características del suelo.

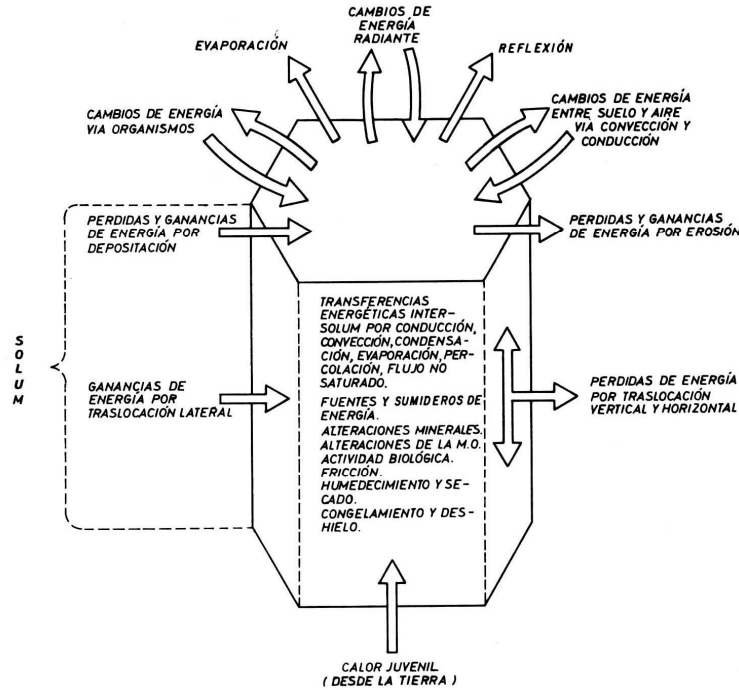
- **Relieve**

Se refiere a la configuración superficial de la corteza terrestre y afecta el desarrollo de suelos especialmente por la influencia sobre la dinámica del agua, erosión, microclimas y la temperatura del suelo.

- **Tiempo**

Se requiere un cierto período de tiempo para el desarrollo de los horizontes del suelo. La edad del suelo está avalada por un gran desarrollo de sus horizontes y la presencia de minerales resistentes al intemperismo.

Figura 114. Suelo como sistema abierto



Los principales procesos en el suelo se relacionan con adiciones, sustracciones, redistribuciones y transferencias. Si se considera al suelo como una especie anatómica, es posible identificar elementos morfológicos que facilitan la adopción de clasificaciones de suelos. La terminología edafológica considera los siguientes principales elementos:

1. Pedón

Es el volumen más pequeño que puede reconocerse como suelo individual. Es la expresión tridimensional del suelo, con dimensiones tales que permiten estudiar las formas y relaciones de los horizontes. Representa el cuerpo de menor tamaño de un mismo suelo, pero que es lo suficientemente grande como para mostrar la naturaleza, arreglo de los horizontes y su variabilidad.

Se describe de la siguiente forma: pedón es el volumen más pequeño que puede llamarse suelo. El pedón tiene tres dimensiones. Su límite inferior es el límite general entre lo que se considera el suelo y el no suelo. Las dimensiones laterales son lo suficientemente grandes como para permitir el estudio de la naturaleza de cualquier horizonte presente. Su área va de 1 a 10 m² lo que depende de la variabilidad de los horizontes.

2. *Polipedón*

Es un cuerpo de suelo que consta de más de un pedón. Su concepto proporciona el enlace esencial entre entidades básicas de suelos (pedones) y los suelos individuales que forman unidades en el sistema taxonómico. Se define como uno o más pedones contiguos que se encuentran dentro de la gama definida para una sola serie de suelos. Es un cuerpo de suelos real, físico, limitado por no suelo o por pedones de carácter diferente. Su tamaño mínimo es el mismo del pedón (1m^2), sin área máxima indicada.

3. *Perfil del suelo*

Es una sección vertical de suelo que incluye todos sus horizontes y se extiende hasta el material parental. Se considera como una exposición vertical de horizontes de suelo individual, el cual es un cuerpo de suelo que puede definirse en función de los rasgos del perfil, cuyas disposiciones y combinaciones son únicas en una zona geográfica. Un perfil de suelos completo es la exposición vertical de una porción superficial de la corteza terrestre que incluye todas las capas que han sido alteradas edafogenéticamente durante el período de formación del suelo y también, las capas más profundas que influyeron en la edafogénesis.

4. *Epipedón*

Horizontes más superficiales del suelo. No es sinónimo del horizonte A y puede ser más delgado que éste o puede incluir alguna parte del B.

5. *Solum*

Es un perfil incompleto de suelo que puede definirse como el suelo genético desarrollado por las fuerzas constructoras del suelo (*Soil Survey Staff*, 1962). Conjunto de horizontes relacionados a través del mismo ciclo de procesos pedogenéticos. Se consideran como parte del solum los horizontes A, B, E y sus horizontes transicionales y algunos horizontes orgánicos. Muestra el efecto de la acumulación de materia orgánica, meteorización de los materiales, eluviación e iluviación de arcilla, humus u otros componentes relativamente inmóviles. Corresponde al concepto de suelo genético, desarrollado por procesos de formación de suelos.

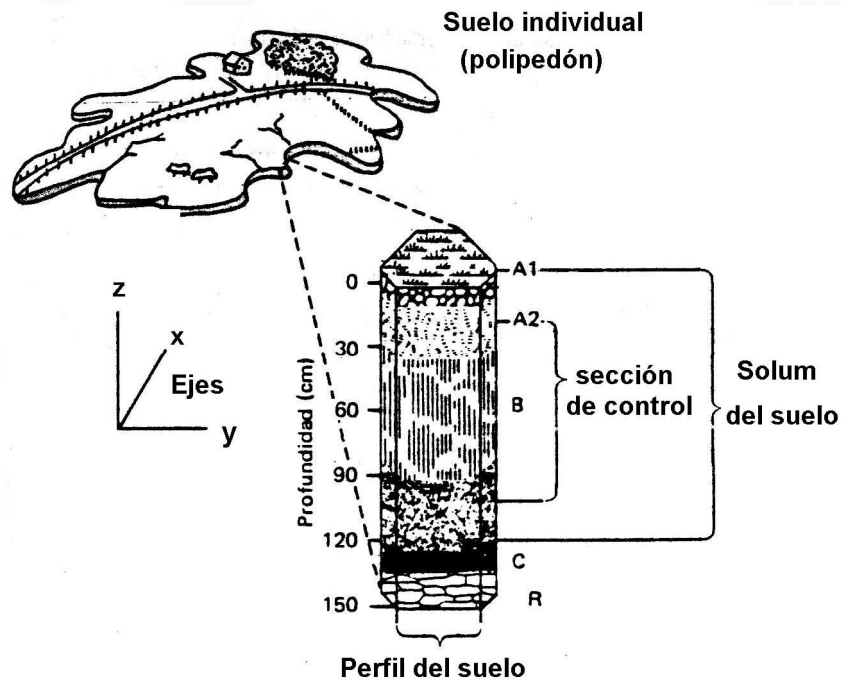
6. *Horizonte del suelo*

Es una capa de suelo, aproximadamente paralela a la superficie del terreno y diferente a la capa adyacente en sus características y propiedades físicas, químicas, biológicas y morfológicas. Los horizontes del suelo son cuerpos reales, subpartes del suelo individual, que se extienden lateralmente en las direcciones x, y, z, y verticalmente a lo largo del eje z (Figura 115). De acuerdo con el *Soil Survey Staff* de Estados Unidos (1962, 1975), los horizontes del suelo se dividen en horizontes maestros morfogenéticos orgánicos e inorgánicos; horizontes transicionales y horizontes diagnósticos.

La descripción de los horizontes maestros morfogenéticos se realiza con letras mayúsculas, letras minúsculas y números arábigos. Las letras mayúsculas designan los horizontes maestros; las letras minúsculas se usan como sufijos para indicar características específicas de los horizontes y los números arábigos se usan para indicar subdivisiones verticales (sufijos) y discontinuidades (prefijos) dentro de un horizonte.

Los horizontes transicionales identifican horizontes cuyas características están contenidas en dos horizontes adyacentes. En tal caso la descripción considera el que presenta las condiciones dominantes respecto al otro. Los horizontes diagnósticos constituyen rasgos definidos cuantitativamente y son usados para establecer diferencias entre las clasificaciones. Estos pueden comprender varios horizontes genéticos y los cambios que implican las denominaciones de horizontes genéticos pueden ser lo suficientemente pequeñas como para justificar el reconocimiento de criterios de diagnóstico diferentes (Vera, 1994⁶⁸).

Figura 115. El suelo como unidad física tridimensional

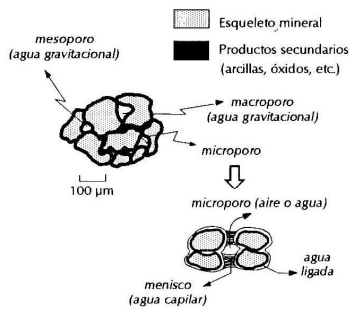


⁶⁸ En: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Depto. Ingeniería de Suelos. 1994. Suelos, una visión actualizada del recurso. Publicaciones Misceláneas Agrícolas N° 38, 2ª Edición (345 pág.).

El suelo puede ser descrito y mapeado de acuerdo a su morfología. Las principales variables macromorfológicas del suelo son: color, textura, estructura, porosidad, permeabilidad, pedregosidad, enraizamiento, consistencia, pH. El análisis de cada una de estas variables se realiza en una calicata y para cada horizonte de suelo. Las principales relaciones dinámicas entre estas variables se pueden sintetizar en la Figura 116.

Figura 116. Propiedades físicas del suelo (De Pedraza, 2003)

a) La **porosidad** según sean: macro/meso/microporos.



b) Las **tensiones** son:

$$F_t = F_R - F_E = \text{Fuerzas de retención} - \text{Fuerzas de extracción.}$$

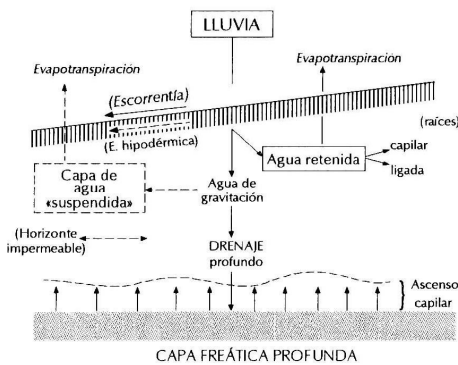
$$F_R = \text{adherencia (sólido - líquido)} + \text{adherencia (líquido - líquido)}$$

$$F_E = \text{gravedad} + \text{capilaridad} + \text{tensión vapor} + \text{tensión absorción plantas}$$

Dirección				
Tensión	1/3 Atm	≈10 Atm	30 Atm	15 Atm
Tipos	gravitacional suspendida	retenida disponible	retenida no disponible	retenida disponible útil o no

LA DISTRIBUCIÓN Y REPARTO

a) **Distribución** (según Duchaufour, 1987)



b) **Reparto** (modificado a partir de Fuentes, 1989, y Custodio y Llamas, 1983)

AGUA GRAVITACIONAL	Escorrentía rápida/muy rápida (agua hipodérmica)	No útil*
	Escorrentía rápida en macroporos; arrastre de coloides	Poco útil
AGUA SUSPENDIDA (semanas)	Escorrentía lenta en mesoporos, disuelve y arrastra iones y coloides (agua suspendida temporal)	Reserva útil momentánea
AGUA RETENIDA	Disponible (útil)	Capacidad de campo
	Agua capilar microporos	Punto de marchitamiento
	No disponible (no útil)	Suelo seco natural
Agua higroscópica ligada		Suelo seco artificial
Agua combinada químicamente		

* ÚTIL, NO ÚTIL: se clasifica según pueda o no ser usada por las plantas

Las clasificaciones o taxonomías de suelos incluyen variables morfológicas del suelo, climáticas y morfogenéticas. Las primeras propuestas de clasificación parten de los estudios de científicos rusos (Lomonosov y Dokuchaev), los cuales pasaron a investigadores norteamericanos (Marbut). Una de las clasificaciones generales más extendidas es la que considera la influencia del clima en el tipo de suelo:

- *Suelos Zonales*: suelos cuya evolución y tipo dependen esencialmente del clima y de la vegetación y no de la roca madre. Representan un estado importante de evolución.
- *Suelos Azonales*: suelo no evolucionados y que carecen de horizonte B. El Horizonte A se apoya directamente sobre la roca madre. Se dividen en litosuelos; regosuelos y aluviales.
- *Suelos Intrazonales*: suelos que presentan influencias de factores locales del material, más que del clima o la vegetación.

En toda clasificación genética de suelos, se utilizan caracteres diferenciadores que mejor reflejan la acción de los factores formadores sobre las características morfológicas del perfil. Actualmente se usan dos clasificaciones internacionales⁶⁹:

a) Soil Taxonomy (Soil Survey Staff-USDA)

Sistema de clasificación que incluye las categorías de: orden, suborden, gran grupo, subgrupo, familia y serie⁷⁰.

Los órdenes de cada grupo se asocian a factores formativos, se utilizan horizontes diagnósticos que se extraen desde el perfil y se analizan cuantitativamente en laboratorio. Los órdenes se denominan: entisol, inceptisol, aridisol, molisol, espodosol, alfisol, ultisol, oxisol, vertisol, histosol, andisol y gelisol.

b) FAO/UNESCO

Este sistema se orienta a la generación de mapas de suelos a nivel mundial. Utiliza dos instrumentos básicos: el *Legend of the Soil Map of the World* (1974, revisado en 1988) y el *World Referent Base for Soil Resources* (1988). Los criterios utilizados son los horizontes diagnósticos, las propiedades diagnósticas y los materiales diagnósticos, los grupos de suelos y las unidades de suelos.

En la actualidad, varios países tienen sus propios sistemas de clasificación de suelos. En Chile⁷¹ se utiliza la *Soil Taxonomy* con los doce órdenes de suelos (ver referencia N° 40).

⁶⁹ Se recomiendan las siguientes web:

<http://www.fao.org/docrep/W8594E/W8594E00.htm>

<http://edafologia.ugr.es>

<http://www.fortunecity.es/expertos/profesor/171/suelos.html>

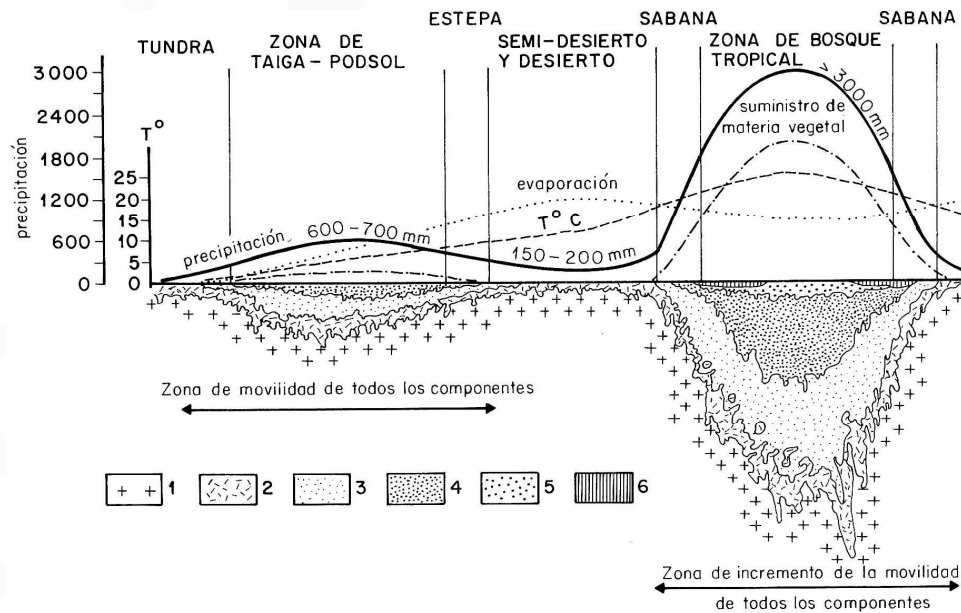
⁷⁰ revisar: Strahler (2000: 399- 410)

⁷¹ La clasificación de suelos en Chile ha sido publicada por A. Rovira (1984). Geografía de los suelos. Colección Geografía de Chile. Tomo V, Instituto Geográfico Militar. 245 p. Estudios detallados y cartografías de suelos pueden encontrarse en CIREN; la Dirección General de Aguas (DGA) del MOP y en el Instituto de Investigaciones Agropecuarias INIA)

VIII. BIOMAS Y PAISAJES BIOGEOGRÁFICOS⁷²

Cuando se relaciona un Tipo de Clima⁷³ (clasificación climática) y un Tipo de Relieve se condiciona la formación de un Tipo de Suelo capaz de sustentar un **bioma** o la interrelación entre vida vegetal y animal al interior de un ecosistema específico. En general, la distribución de los biomas está fuertemente condicionada por el clima, especialmente por las variables de temperatura y precipitación, debido a su influencia en el desarrollo del suelo (Figura 117).

Figura 117. Influencia de la precipitación en el desarrollo de suelos y vegetación



Los principales biomas clasificados según su balance hídrico y de calor son (Strahler, 2000):

- a) bosque
- b) sabana
- c) pradera
- d) desierto
- e) tundra

⁷² Se recomienda: Strahler (2000: 440-475, Cáp. 25 y 26); López Bermúdez (1992:481-540)

⁷³ Revisar: Cuadrat y Pita (1997: 349-374); Strahler (2000: 147-169, Cáp. 9)

Debido a que la masa de los biomas se compone en su mayoría por vegetación, la clasificación de éstos suele realizarse a partir de los tipos de formaciones vegetales o biocoras, definidas como una subdivisión natural de la vegetación (árboles, arbustos o hierbas). En función de éstas, se reconocen las siguientes (Errázuriz *et al.*, 1998):

- a) biocora de bosque
 - pluviisilva ecuatorial, tropical y monzónica
 - pluviisilva templada (laurisilva, bosque estivo-folio o caducifolio)
 - bosque aciculifolio
 - bosque perennifolio
- b) biocora de sabana
 - sabanas secas
 - sabanas húmedas
 - sabanas semidesierto
 - landas o brezales
- c) biocora de praderas
 - estepas
 - tundras herbáceas
- d) biocora de desierto

BIBLIOGRAFIA BASICA

Se recomienda el uso de los siguientes manuales de Geografía Física y Geomorfología General, para profundizar en los temas tratados en este Apunte:

Chorley, R. & B. Kennedy. 1971. *Physical Geography: A Systems Approach*. Prentice Hall, London.

Christofolletti, A. 1980. *Geomorfología*. Ed. Edgard Blucher Ltda. Segunda Edición, Sao Paulo, Brasil. 188 pp.

Coque, R. 1987. *Geomorfología*. Alianza Editorial, S.A., España. 475 pp.

Cuadrat, M. & M. Pita. 1997. *Climatología*. Ed. Cátedra, Madrid. 496 pp.

De Bolós, M. 1992. *Manual de Ciencia del Paisaje*. Colección de Geografía. Ed. Masson, Barcelona. 273 pp.

De Pedraza, J. 2003. *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda. España. 414 pp.

Derruau, M. 1983. *Geomorfología*. Editorial Ariel, Barcelona. 515 pp.

Errázuriz, A.; Cereceda, P.; González, J.; González, M.; Henríquez, M. & R. Rioseco. 1998. *Manual de Geografía de Chile*. Ed. Andrés Bello, Santiago, Chile. 443 pp.

Finch, V. & G. Trewartha. 1954. *Geografía Física*. Fondo de Cultura Económica. México. 647 pp.

Holmes, A. & D. Holmes. 1987. *Geología Física*. Ed. Omega, Barcelona, 812 pp.

López Bermúdez, F.; Rubio, J.M. & J.M. Cuadrat. 1992. *Geografía Física*. Ediciones Cátedra, España. 594 pp.

Muñoz Jiménez, J. 1995. *Geomorfología General*. Colección Espacios y Sociedades, Serie General, N° 4. Editorial Síntesis, Madrid. 351 pp.

Strahler, A & A. Strahler. 2000. *Geografía Física*. Ediciones Omega, Barcelona, España. 550 pp.

Strahler, A. 1992. *Geología Física*. Ediciones Omega, Barcelona, España. 629 pp.

Tarbutck, E. & F. Lutgens. 1999. *Ciencias de la Tierra. Una Introducción a la Geología Física*. Prentice Hall, Madrid. 616 pp.

Tarbutck, E. & F. Lutgens. 2005. *Ciencias de la Tierra. Una Introducción a la Geología Física*. Prentice Hall, Madrid. 686 pp.

Whittow, J. 1984. *Diccionario de Geografía Física*. Alianza Editorial.