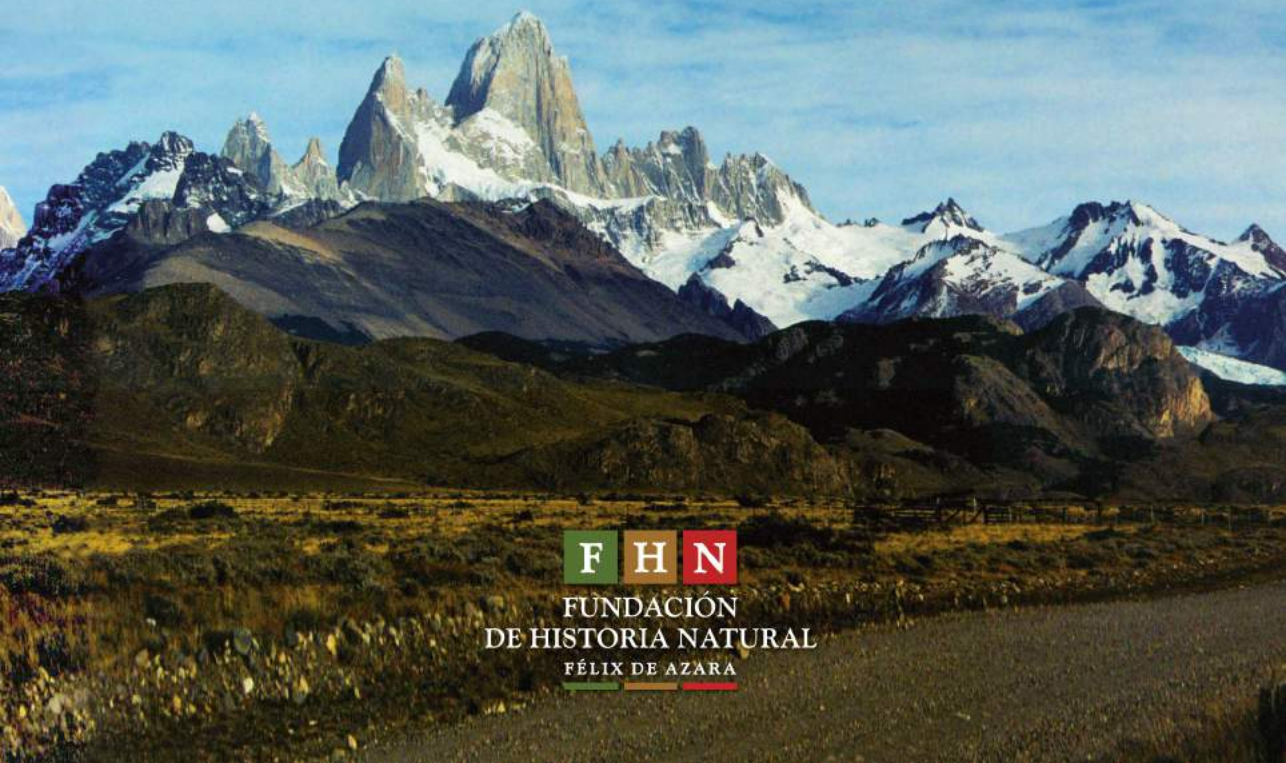


Juan Pedro Spikermann

Elementos de GEOLOGÍA GENERAL



F H N

FUNDACIÓN
DE HISTORIA NATURAL
FÉLIX DE AZARA



FUNDACIÓN
DE HISTORIA NATURAL
FÉLIX DE AZARA



Fundación de Historia Natural Félix de Azara

Departamento de Ciencias Naturales y Antropología

CEBBAD - Instituto Superior de Investigaciones - Universidad Maimónides

Hidalgo 775 P. 7° - Ciudad Autónoma de Buenos Aires

(54) 11-4905-1100 int. 1228 / www.fundacionazara.org.ar

Impreso en Argentina - 2010.

Se ha hecho el depósito que marca la ley 11.723. No se permite la reproducción parcial o total, el almacenamiento, el alquiler, la transmisión o la transformación de este libro, en cualquier forma o por cualquier medio, sea electrónico o mecánico, mediante fotocopias, digitalización u otros métodos, sin el permiso previo y escrito del editor. Su infracción está penada por las leyes 11.723 y 25.446.

Spikerman, Juan Pedro

Elementos de Geología General. 1a ed. - Buenos Aires : Fundación de Historia Natural Félix de Azara ; Universidad Maimónides, 2010.

471 p. : il. ; 29x21 cm.

ISBN 978-987-22121-6-2

1. Geología. I. Título
CDD 551

Fecha de catalogación: 26/07/2010

ELEMENTOS DE GEOLOGÍA GENERAL

ELEMENTOS DE GEOLOGÍA GENERAL

Por
Juan Pedro Spikermann

2010

A mi esposa, hijos y nietos

RECONOCIMIENTOS

Se agradece a los autores y editoriales cuyas citas bibliográficas han sido elegidas con el fin de enriquecer al lector brindándole un abanico de diferentes pensamientos sobre un determinado tema. Para ello se ha respetado el espíritu de la ley 11.723 (235) de Propiedad Intelectual en los artículos referidos a textos de carácter docente.

También se agradece en las personas de Adrián Giacchino y Claudia Di Leva a la Fundación de Historia Natural Félix de Azara por haberse interesado en la publicación de este libro.

Primera parte

Introducción
Micro y macrocosmos
Sistema Solar
Universo
Mineralogía

Este libro se divide en tres partes.

La primera se refiere a generalidades sobre lo que el hombre entiende qué es la materia, intentando hacer con ello una visita corta al microcosmos, de igual manera, “visitar” su concepción del macrocosmos, pasando por el Sistema Solar, para arribar a la Tierra, viendo sus características generales. Se trata de entender con qué herramientas podemos hacer este reconocimiento y cuáles son las conclusiones que nos permiten tener una visión lo más completa posible, en el aspecto geológico, del planeta. Esta primera parte finaliza con el tema de la mineralogía, entendiendo que los minerales representan los elementos fundamentales de la geología y son al geólogo como los átomos al físico o al químico.

La segunda parte se refiere a la petrografía y petrología, o sea estudia los tipos de agregados minerales que por diversos mecanismos produce la naturaleza. Estos materiales, las rocas, al igual que los minerales son fundamentales, son para el geólogo elementos básicos que distingue en el terreno y los ubica en un mapa (mapea); son los materiales que le indican las condiciones físico-química de su generación.

La tercer parte es integradora, en la que se trata la geología en distintos ítems: las deformaciones de las rocas (Geología Estructural); las geoformas características que se producen sobre la superficie terrestre por los efectos de distintos tipos de agentes (Geomorfología); se destaca la importancia del estudio de los fósiles (Paleontología) en su utilidad para determinar la edad de una unidad geológica y reconstruir el paleoambiente donde habitaba dicho organismo; la yacencia de minerales de interés económico para el hombre (Geología Económica); algunas de las distintas ideas sobre la génesis de las montañas y finalmente a modo de síntesis

general las ideas básicas sobre la tectónica de placas que intenta explicar parte de la geodinámica del planeta.

Estos apuntes, que corresponden básicamente a los temas que se trataban en el curso de Introducción a la Geología de la Universidad de Buenos Aires hasta el año 2004, están dirigidos a alumnos vinculados con el estudio de Ciencias de la Tierra y a toda persona que se interese en ellos.

El curso de Introducción a la Geología fue creado por el Dr. F. González Bonorino en el año 1959, por entonces Jefe de Departamento de Ciencias Geológicas, para dar cumplimiento al “nuevo” programa de estudios de la Carrera de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires quien encargó al Dr. B.J. Quartino que iniciara su dictado.

La diagramación y contenido temático de estos capítulos en gran parte son heredados de docentes que estuvieron a cargo o participaron de Introducción a la Geología desde 1959 y años sucesivos, tales como: B.J. Quartino, J.C.R. Fernández Lima, B. Baldis, C.A. Rinaldi, E. Olivero, R.A. Llorente, F. Medina, G.E. Turazzini, G.A. Chebli, P. Marshall, H. García, H. Vizán, A. Vrba, entre otros.

Es claro que la mejor comprensión de la naturaleza geológica se obtiene con el contacto de los objetos geológicos (minerales, rocas, fósiles, morfología, estructura, etc.) a través de viajes de campaña, imprescindibles, donde el alumno toma contacto con la naturaleza, en este caso la naturaleza geológica y observa en ésta los materiales vistos en el gabinete. Ello es una deuda básica que estos capítulos tienen con los lectores.

En la corrección del texto y sugerencias de ideas participaron: M.L. Spadoni, el Lic. R.A. Llorente, y los Dres. H.H. Camacho, C.A.

Cingolani, A. Massabie, S.Poma a quienes estoy muy agradecido, igualmente al Sr. S. Falsetti quién dibujó y digitalizó la mayor

parte de las figuras y al Lic. R.Carrillo quién colaboró en la digitalización de las mismas.

Es inherente a los seres humanos hacer-se preguntas, entre otras, tales como: ¿cómo estamos constituidos?, ¿de dónde venimos?, ¿dónde vamos?, ¿qué es el Universo y como se halla constituido? ¿El Universo es finito o infinito? ¿Si es finito, dentro de qué está? Los filósofos y científicos normalmente son los encargados de dar respuesta a estas y otras cuestiones y siempre no nos terminan de satisfacer, constantemente el hombre elabora nuevos pensamientos y teorías que creemos (¿o es una ilusión?) que cada vez las explican mejor o más acabadamente. A medida que el conocimiento avanza se plantean nuevas cuestiones y ello parecería ser un cuento de nunca acabar. Sin embargo tendemos a creer que cada vez conocemos más sobre el Universo y una serie de ejemplos (por ejemplo, los avances tecnológicos) nos hacen creer que es así. El avance del pensamiento, creemos, finalmente nos llevará al conocimiento total del Universo (¿o siempre habrá nuevos descubrimientos que vayan modificando nuestro conocimiento?).

Hacer ciencia, según Zichichi (1999), quiere decir aprender a leer en el libro de la naturaleza. La Ciencia nació con Galilei hace un poco menos de 400 años cuando comenzó a definir el método científico moderno con el enunciado de uno de los pilares de la ciencia que es "la reproducibilidad de un experimento y del rigor en la verificación de los resultados". Ninguno podrá mejorar La Piedad de Miguel Ángel ya que la obra es una realidad unida al autor, mientras que un descubrimiento científico es siempre mejorable, por ejemplo, a la relatividad de Galilei que fue el primer hombre que concibió la relatividad del movimiento diciendo que jamás un experimento de cualquier tipo pondría en evidencia efectos debido a la velocidad constante, le siguió aquella de Einstein a principio del siglo XX.

¿CÓMO ACTÚA EL CIENTÍFICO?

El científico es una persona **desapasionada** y **analítica**. Se supone que el método científico es **monolítico** y de **máxima eficacia** como si una sola fórmula pudiera descubrir todos los variadísimos secretos de la realidad empírica.

El **método científico** supone un conjunto de conceptos y procedimientos donde se incluyen la experimentación, cuantificación, repetición y simplificación de la complejidad considerando unas pocas variables que puedan ser controladas y manipuladas. Estos procedimientos son muy efectivos pero no engloban a toda la variedad de la naturaleza.

¿Cómo deben operar los científicos cuando intentan explicar los resultados de tipo históricos? resultados complejos que puede que no ocurran más que una sola vez en su máxima expresión.

Muchos dominios de la física (naturaleza) tales como cosmología, geología y evolución de la vida deben estudiarse con las herramientas de la historia, donde el método apropiado se basa en la narración y no en la experimentación, como generalmente se concibe.

O sea que el estereotipo del método científico no es apropiado para los hechos históricos. Las leyes de la naturaleza se definen por su invariancia en el espacio y en el tiempo. Las técnicas del experimento controlado y la reducción de la complejidad natural a un conjunto mínimo de causas generales, presupone que todas las épocas pueden tratarse del mismo modo y que pueden ser adecuadamente simuladas en el laboratorio, por ejemplo, el mineral cuarzo del Período Cámbrico es igual al cuarzo del Cenozoico, o sea si se determinan las características del cuarzo de las arenas de una playa

actual uno puede interpretar los sedimentos de playa de un afloramiento precámbrico.

Pero cuando uno quiere saber porque se extinguieron los dinosaurios, o exactamente como se forman las cordilleras, no se pueden usar analogías. Se pueden aplicar conocimientos actuales para poder entender esos fenómenos pero las técnicas propias del método científico no pueden ser aplicadas con precisión. De acuerdo con Gould, **la resolución histórica está relacionada con la reconstrucción de los mismos acontecimientos del pasado, basados en evidencias narrativas de fenómenos únicos que les son propios** (¿cuantas veces desaparecieron los dinosaurios?). **Ninguna ley garantiza la extinción de los dinosaurios pero seguro que algún complejo conjunto de acontecimientos conspiró para llegar a ese resultado que el método geológico puede llegar a explicar, por fortuna, estudiando el registro geológico, aunque lleno de *hiatus*, con sus suficientes pruebas.** Por ejemplo hasta hace unos 20 años no se supo que la extinción de los dinosaurios en el Cretácico superior correspondió con el impacto de uno o varios meteoritos, aunque las pruebas de esos rastros habían existido en las rocas adecuadas.

De acuerdo con Zichichi (p 86-87, 1999) los niveles de la seguridad científica son tres:

El **primero** pertenece a aquellos experimentos en los que el hombre posee un control completo y los puede repetir siempre. Por ejemplo, dice Zichichi, quién no crea en el hecho de que, un protón con energía de hasta 60 millones de eV (electrón volt) al chocar contra otro protón no se rompen, tendría que repetir toda la compleja serie de experimentos hechas por mí (Zichichi), junto a un grupo de mis colaboradores, usando el acelerador ISR del CERN en Ginebra. Ello se encuentra escrito con todos los detalles en nuestras publicaciones científicas.

El **segundo nivel** se tiene cuando no es posible intervenir directamente sobre un fenómeno, pero sí observarlo. Por ejemplo en el cielo. Los astrónomos y astrofísicos escrutan, observan y miden lo que ocurre en aquel gran laboratorio que es el Cosmos. En un ángulo del cielo explota una supernova. En otro, gira vertiginosamente una estrella de neutrones, y continúa así. Uniendo todas estas observaciones se puede reconstruir como se transforman ciertas estrellas.

Si estuviéramos limitados solo a estos experimentos de segundo nivel, jamás habríamos descubierto los neutrones y no podríamos imaginarnos la existencia de estrellas hechas con partículas tan peculiares como son los neutrones. No es todo. Cuando un ciclo de eventos se reproduce pocas veces, es mejor estar atentos. No teniendo los astrofísicos la posibilidad de tener una estrella en el laboratorio para repetir el experimento que están observando, el segundo nivel de seguridad científica es más creíble cuando más numerosos son los casos observados de fenómenos idénticos.

Un fenómeno que se observa una sola vez pertenece al **tercer nivel** de seguridad científica. El ejemplo más grande es el Universo. Los astrofísicos dicen que se formó con el *Big Bang* hace unos 15.000 millones de años. Y que llegó hasta nosotros después de una fantástica serie de fenómenos expansivos y enfriamiento. Hasta que este ciclo de eventos pueda repetirse sería necesario otro Universo. Pero universo hay uno solo o sea que no podemos reproducir ni observar –ni siquiera una sola vez– la repetición del mismo fenómeno. No es casualidad que en estos últimos años hayan florecido tantos modelos con una propiedad en común: el *Big bang* no es el origen. Se estudian fenómenos vinculados a la física del pre *Big bang*. Nos encontramos siempre en el tercer nivel: falta el banco de prueba de la reproducibilidad directa o indirecta. A lo sumo se puede llegar al estudio de algunas consecuencias. Un ejemplo es la ceniza del *Big bang*, en términos científicos llamada radiación a 2,7 °K o luz fría del Cosmos, y los cambios causados sobre esta ceniza por lo que ocurrió durante el pre *Big bang*. Otro ejemplo son los campos magnéticos galácticos que tendrían finalmente su explicación en la física del pre *Big bang*.

Como decía uno de los padres de la Física Moderna, Niels Bohr, no existen teorías bellas o teorías feas. Solamente existen teorías verdaderas o teorías falsas.

Existe contraste entre la geología y otras ciencias, entre lo histórico y lo no histórico, por ejemplo, los procesos exógenos y la erosión son inmutables de donde no son históricos. El Cañón del río Atuel o el valle del río Negro son únicos (singulares) y a medida que pasa el tiempo van cambiando constantemente a

otra configuración única y no periódica, estos cambios son históricos y los procesos que los producen no lo son.

De acuerdo con F. Anguita Virella (1988) el método científico se aplica a la geología en dos formas complementarias: Una reduccionista donde se reducen los procesos geológicos a procesos físicos y químicos y otra trata los procesos geológicos en su evolución con el tiempo.

Según este autor:

–Los procesos geológicos se caracterizan por ser únicos en el espacio e irrepetibles en el tiempo. Por ello la geología no tiene leyes.

–El estudio de los fenómenos geológicos se encara mediante reduccionismo y el historicismo. El primero plantea los problemas bajo el punto de vista físico y químico, mientras que el historicismo los individualiza y los ubica en el tiempo.

–El concepto geológico varió con el tiempo desde el direccionalismo o fijismo en el siglo XIX que postulaba una Tierra rígida y estática y desde la mitad del siglo XX el moviismo que postula una Tierra esencialmente plástica y móvil.

La investigación científica incluye distintos tipos de trabajos; como mínimo se requieren dos procesos:

- la acumulación de datos mediante la experimentación y la observación, y
- el análisis y la elaboración teórica de estos datos.

Según Uyeda (1980) estos dos aspectos crean distintos nichos: experimentación, observación, análisis y teoría. El investigador debe evitar quedar encerrado en uno solo de ellos por medio de la especialización. En realidad una buena investigación requiere una comprensión profunda del alcance de los problemas básicos y un alto grado de percepción entrenada. Un investigador debe tener perspicacia o sea la capacidad para seleccionar la idea buena y para desarrollarla en una teoría o en un conjunto de predicciones que pueden ser verificadas por medio de la experimentación (cuando se puede).

La perspicacia humana hizo que desde una

visión fijista, como un cuerpo inmutable y estable, la Tierra se la interpretara con una visión moviista de masas terrestres y cuencas oceánicas a la deriva.

De acuerdo con Alfvén (Alfvén H., físico sueco, premio Nobel de la Física en 1970, investigó sobre el plasma) mucha gente piensa que el objetivo de la ciencia es principalmente el progreso tecnológico y que la tarea de la ciencia debería ser producir mejores computadoras, equipos electrónicos, autos y bombas atómicas más eficaces.

El objetivo de las ciencias naturales, de acuerdo con este autor, consiste primero y principalmente en satisfacer la curiosidad humana, descubriendo cual es el aspecto real del mundo que nos rodea e introduciendo orden en el caos de nuestras observaciones y experiencias. Es cierto de que lo que aprendemos respecto de la naturaleza hace posible de que la utilicemos y dominemos, pero esto no es el objetivo principal de la ciencia. El motor que impulsa al hombre a viajar a la Luna no es para buscar diamantes o establecer bases militares sino para satisfacer su curiosidad, luego las bases militares o diamantes pueden llegar a tener interés.

La magnitud alcanzada por el trabajo científico ha hecho necesaria una radical especialización. Esta especialización dio, en lo fundamental, tres tipos de científicos:

- 1) Aquellos recolectores de muestras y sistematizadores.
- 2) Los ingenieros de la ciencia, cuya tarea es inventar y construir los instrumentos cada vez más complicados que la ciencia requiere.
- 3) y aquellos teóricos cuya función es elaborar los resultados obtenidos por los integrantes de los otros dos grupos, procediendo a presentarlos en forma tan clara y precisa como sea posible. Elaboran una teoría.

¿CUÁL ES LA FUNCIÓN DE LAS CIENCIAS NATURALES?

La función de las ciencias naturales, de acuerdo con Alfvén, consiste en describir y coordinar sucesos más que explicarlos. La ciencia trata de relacionar entre sí fenómenos distintos a fin de demostrar que todos ellos son en realidad aspectos distintos de una misma

cosa, pero esto no equivale exactamente a la “comprensión” de tales fenómenos.

Supongamos, dice este autor, que se encuentra la “ley última” de la naturaleza, de manera que podamos decir “así es como está construido el mundo”. De inmediato surge una nueva pregunta, ¿Qué hay más allá de esta ley? ¿Por qué está el mundo construido así? Este por qué nos lleva más allá de los límites de la ciencia introduciéndonos en el campo de la metafísica o de la religión.

LA GEOLOGÍA

El conocimiento de la naturaleza se suele dividir en distintas disciplinas denominadas ciencias naturales tales como la física, química, biología, geología, meteorología, etc. todas ellas apoyadas en las matemáticas, cuando es posible.

Vamos a intentar desarrollar, en estos apuntes, aspectos de la geología entendiendo que se trata de una ciencia fundamentalmente histórica. El método geológico no es esencialmente experimental, es histórico. La actitud de un geólogo es parecida a la de un médico quien debe fundar su diagnóstico sobre un conjunto de datos y sólo operar una vez seguro, evitando los experimentos con el paciente (Aubouin, et al., 1980). Es claro que los procesos geológicos cumplen con las leyes físicas y químicas enunciadas por el hombre. El denominado, por los geólogos, ciclo exógeno, está constituido por distintas etapas tales como: meteorización, erosión, transporte, depositación y diagénesis o litificación. Cada una de estas etapas es afectada por la gravitación tal cual la describió Newton, pero en si se tratan de procesos geológicos, como se va a ver en la segunda parte de estos apuntes, que guardan su propia identidad y características y que le son al geólogo de mucha utilidad, por ejemplo para definir el ambiente de sedimentación, o sea el lugar y sus distintas características donde se produjo la sedimentación.

De acuerdo con Jappart (Jappart, 2000) la Tierra es una máquina que está en constante cambio desde su creación hace unos 4600 millones de años. Dicha evolución es lenta, irreversible y deja pocas huellas. Es imposible razonar geológicamente sin tener en cuenta la

historia pasada. Se debe recurrir a una serie de hipótesis y aceptar su constante cuestionamiento.

Muchos problemas básicos de las ciencias de la Tierra no pueden obtener respuesta por medio de la experiencia directa. Por ejemplo no se puede conocer en forma directa la distribución de la temperatura en el interior del planeta, lo único que se puede hacer es deducirla indirectamente a partir de otros datos. La geología, como se dijo, es una ciencia eminentemente histórica, las cosas ya sucedieron y mucho de los fenómenos geológicos son únicos, no se repiten, por lo tanto no se puede acumular experiencia (¿cuantas cordilleras de los Andes hubo?, la existencia de los dinosaurios es reconocida a través de los fósiles hallados en las rocas sedimentarias de edad Mesozoica y se extinguieron a fines del período Cretácico, ¿pueden llegar a aparecer de nuevo? y ¿y con la misma evolución que tuvieron?, es muy poco probable que ello ocurra). Hay fenómenos que se repiten en ciertos lugares de la Tierra pero su formación dura millones de años. No disponemos de tiempo suficiente ni espacio de laboratorio como para poder reproducirlos (p.e. la formación de batolitos).

La variable del tiempo en geología es muy amplia y no puede ser reproducida, en general, en laboratorio. De tal manera que la dificultad de la verificación directa es casi inherente a las ciencias de la Tierra, por eso la verificación indirecta es corriente y nos acerca progresivamente al entendimiento del planeta. En geología son raras las leyes generales, esto es porque ¿no las hay? o ¿hay que descubrirlas aún?

La combinación del trabajo de campo básico con los conceptos más abstractos de la física y la química es el método para avanzar y parece ser el método adecuado para tratar de explicar el origen de la Tierra, la convección del manto, el origen del campo magnético y los terremotos de focos profundos, entre otras muchas cosas.

Para comprender las bases de la geología hay dos principios que uno no debe desconocer:

- 1) la **ley de la superposición** o **Principio de Steno**: en una sucesión normal el estrato superior es más moderno que el inferior. Esta ley nos permite establecer las relaciones cronológicas de las rocas estratificadas de una localidad.
- 2) la **ley de la asociación faunística de Cuvier**

y **Brongniart**: los estratos que contienen los mismos fósiles se formaron en el mismo tiempo. Esta ley nos permite ubicar temporalmente estratos dispersos por el mundo.

La vida apareció hace unos 3800 Ma (millones de años) y fue evolucionando de formas simples a más complejas y variadas. Este sentido único de la evolución, de lo simple a lo complejo, nos permite identificar la cronología de los estratos mediante los fósiles (paleontología). La paleontología presenta dos problemas:

a) Los fósiles son útiles hasta los últimos 600 Ma, más atrás en el tiempo no son tan abundantes ni tan diferenciados.

b) Los fósiles nos dan una edad relativa. Nos dicen que esta capa sedimentaria es más antigua que aquella pero no cuanto tiempo.

Ambos problemas han sido superados, como veremos más adelante, con la datación radiométrica (método geofísico) ya que su determinación nos puede remontar a los orígenes del planeta y, además, nos permiten tener el orden de la cantidad de tiempo en que ha ocurrido cierto evento geológico (p.e. la edad en que se produjo un derrame lávico o el tiempo transcurrido desde que una masa rocosa sedimentaria se transformó en metamórfica).

Para muchos geólogos el **Principio del Actualismo** ("El presente es la llave del pasado"), es de primordial importancia ya que le permite al naturalista suponer como actuó la naturaleza en el pasado geológico, presuponiendo que su accionar en la actualidad es similar al del pasado. Este principio, en forma más o menos manifiesta, el geólogo lo tiene presente en sus deducciones y le ayuda hacer la reconstrucción paleogeográfica (reconstrucción de la geografía de la zona antigua geológicamente) de la zona estudiada.

Los elementos básicos con que se maneja un geólogo son:

Minerales
Rocas
Fósiles
mapas

Los **minerales**, los veremos en la primera

parte de estos apuntes, son los átomos del geólogo, son los elementos básicos con que están constituidas las rocas que conforman los terrenos geológicos. Son cerca de 5000 especies de las cuales los más comunes son una veintena.

Las **rocas**, se verán en la segunda parte de estos apuntes, son asignadas por el hombre a tres grandes categorías: ígneas, sedimentarias y metamórficas. El reconocimiento de cada una de ellas caracteriza fisicoquímicamente, con bastante precisión, el ambiente donde se formó. De acuerdo al tipo de roca el geólogo puede saber si se formó en el interior del planeta (por procesos endógenos) o en la parte externa del planeta (por procesos exógenos). Si la roca es endógena se puede saber por sus características texturales si corresponde a una roca ígnea plutónica (en el proceso hubo fusión) o a una roca metamórfica (en el proceso no hubo fusión). Si es exógena se trata de una roca sedimentaria que por sus características texturales y eventual contenido paleontológico (fósiles) puede informar al geólogo de que es una roca formada en ambiente marino o continental, etcétera. Si se trata de una roca piroclástica (caracterizada por su textura, estructura y composición) el geólogo sabe que su origen es ígneo pero que fue arrojada por un volcán y su modo de depositación es similar al del resto de las rocas sedimentarias, de tal manera que es una roca de origen ígneo, pero por su modo de depositarse posee también características de rocas sedimentarias, por ejemplo, poseen estratificación.

Los **fósiles** se estudian dentro de un capítulo de la geología que se denomina paleontología. Son de mucha importancia tanto para la biología como para la geología. A los biólogos no solo les indica la diversidad de formas de vida que se fueron desarrollando en el transcurso del tiempo geológico sino que les permitió mejorar el concepto evolutivo de la vida enunciado por Darwin. A los geólogos y a los biólogos les permite conocer el tiempo relativo en que se formó una roca y deducir junto a otras evidencias el ambiente de formación (marino o continental, marino de aguas someras o profundas, ambiente costanero de rompiente de olas, comparar unidades geológicas a distancia, etcétera).

Los **mapas** son ideogramas donde se representan a escala en un plano (dos dimensiones) la topografía y geología de una región del país

(tres dimensiones). Es de mucha utilidad al geólogo ya que rápidamente le informa como es la topografía y geología de una zona. Pero para ello el geólogo se entrenó previamente (estudió) como hacer la interpretación y llegar a imaginar en tres dimensiones lo que está en dos (mapa). Todo mapa debe de estar orientado al norte y poseer una escala que indique cuantas veces más pequeño es respecto de la realidad representada en él. Los mapas se realizan con ayuda matemática usando diversas formas de representación, una de ellas es el método con curvas de nivel (curvas que unen puntos topográficos de igual altura). El método matemático permite mantener las proporciones entre la realidad y el ideograma de tal manera que cómodamente, en su laboratorio, un geólogo puede hacer mediciones sobre el plano (distancias, superficies, diferencias de alturas, etc.). Por eso un mapa geológico es para el geólogo un resumen de la realidad geológica.

El geólogo se halla habituado al medir el tiempo de los grandes procesos geológicos (p.e. como es la aparición o desaparición de las cordilleras) en millones de años (Ma) de tal manera que se puede decir que la unidad de tiempo en geología es el millón de años. Sin embargo existen numerosos procesos geológicos que pueden desarrollarse en lapsos menores (p.e. la cristalización de minerales ígneos

en una cámara magmática, etc.). En biología quizás también se utilice esa unidad ya que la vida se inició con los procariotas hace unos 3800 Ma y recién hace unos 600 Ma comienza la explosión de diversidad de vida que lleva al desarrollo conocido actualmente, de acuerdo con el registro paleontológico.

El objetivo de la geología es tratar de comprender la constitución y el funcionamiento del planeta que se trata de un sistema natural complejo que evoluciona bajo la acción combinada de muchos fenómenos. Es muy heterogéneo y las grandes variaciones de presión y temperatura provocan importantes variaciones de las propiedades fundamentales como la viscosidad y la densidad. Para ello distintos capítulos de la geología son los que tratan de dilucidar el problema, por ejemplo: la Mineralogía, la Petrografía, la Paleontología, la Bioestratigrafía, la Geomorfología, la Geología Estructural, la Geofísica, la Geoquímica, etcétera.

Todo lo enunciado en los párrafos anteriores hace ineludible no darse cuenta del valor que posee el conocimiento geológico para una sociedad. Cada nación, cada provincia, debe tener una oficina con profesionales capaces de valorar los recursos naturales geológicos, para ayudar a desarrollar las políticas correspondientes de medio ambiente y provisión de materias primas y energía.

Es interesante tener conocimientos básicos sobre lo que el hombre actual entiende que es la materia. Ello ayuda a tener una mejor comprensión de cómo se ubica la geología (en realidad cualquier disciplina de la naturaleza) dentro del micro y macro universo conocido. Para ello es conveniente hacer un breve recorrido sobre el pensamiento que de éste tema posee:

MICROCOSMOS

La búsqueda de lo elemental es preocupación de filósofos y científicos desde hace más de 2500 años. Leucipio de Mileto fue el primero en definir el átomo como la partícula más elemental, posteriormente Demócrito elevó este mismo pensamiento. Durante la Edad Media privó el pensamiento aristotélico que daba una visión del mundo constituida por cuatro elementos (el fuego, el frío, lo húmedo y lo seco). En 1913 el francés J. Perrin publica el libro "Los átomos" donde se afirma la teoría atómica, pero previamente se comenzaron a conocer fragmentos de ese átomo como lo fue el electrón en trabajos realizados desde 1890 a 1900 por alemanes, irlandeses, franceses, ingleses y holandeses. Planck, a fines del siglo pasado, definía el cuanto de energía. El japonés Nagaoka, en 1903, propone un modelo de átomo constituido por un núcleo central rodeado por electrones. Einstein en 1905 elabora la relatividad restringida y propuso considerar la luz como un flujo de partículas elementales (fotones). La existencia de estas partículas fue confirmada por el norteamericano Compton en 1923, pero previamente Rutherford y su equipo en 1911, descubren que los átomos poseen un núcleo cargado positivamente y constitui-

do, según ellos, por dos partículas elementales, el protón y el electrón. Doce años después Chadwick descubre en el interior del núcleo una partícula neutra (neutrón). Bastante después, en 1964 Murray Gell-Mann y G. Zweig elaboran en forma independiente el concepto de quarks que son los constituyentes elementales de los protones y neutrones (¿acaso seguirá el descubrimiento de la elementalidad? Hay científicos que dicen que ya no se encontrarán partículas de menor rango).

Las partículas elementales, para los físicos teóricos, ya no se tratan de un punto material sino de un campo cuántico definido para un cierto tipo de interacción, concepto que suele escapar al sentido común.

CONFORMACIÓN DE LOS ÁTOMOS

Por medio de los aceleradores y colisionadores de partículas, cada vez más potentes, se puede conocer en su intimidad a la materia. Los aceleradores aceleran partículas que chocan sobre un blanco fijo, mientras que los colisionadores generan dos haces de partículas de alta energía en sentidos opuestos, al chocar estas partículas generan otras (fragmentos), cuanto más enérgico es el choque más energéticas son las partículas creadas y más pequeñas son sus dimensiones (menor longitud de onda). La vida media de estas partículas es del orden de 10^{-20} segundos. Ningún microscopio puede verlas, se las "observa" midiendo los efectos secundarios que genera su propagación dentro de una cámara especial. Hoy en día se trabaja con una resolución de 10^{-16} cm o sea la milésima parte del diámetro del protón.

Hacia la década del 70 la física conocía centenares de partículas aparentemente elementa-

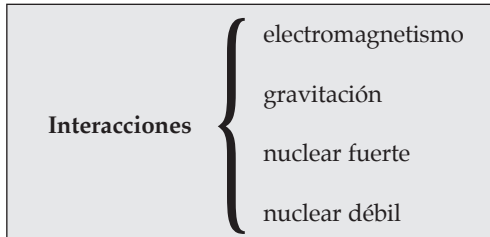
les, con la resolución actual se ha demostrado que esa multiplicidad resulta de combinaciones de un número mucho menor de entidades fundamentales. De tal manera que hoy en día se distinguen dos grupos de partículas elementales (leptones y quarks).

INTERACCIONES FUNDAMENTALES

En la década del 30 ya se sabía que toda la variedad de fuerzas y movimientos son reducibles a cuatro: las fuerzas nucleares fuerte y débil, la gravedad y el electromagnetismo. En realidad, la gravedad y el electromagnetismo son lo único que se necesita para casi todo.

Hoy en día se sabe que la fuerza nuclear débil y el electromagnetismo son aspectos de una misma fuerza. Si se considera esto sólo tenemos tres interacciones fundamentales. El sueño de los físicos es demostrar que en la naturaleza hay una sola interacción.

La naturaleza genera una vastísima complejidad de estructuras y dinámicas a partir de los **6 leptones y los 5 quarks** que se consideran los constituyentes fundamentales de la materia. Las relaciones entre estos constituyentes está regida, como se dijo más arriba, por cuatro fuerzas o interacciones denominadas **interacciones fundamentales**:



A nivel nuclear la gravitación no cuenta pues sus efectos son despreciables ya que las masas son muy pequeñas. Los físicos describen las otras tres interacciones matemáticamente por tratamientos conocidos como teorías "gauge" o de aforo. De las tres interacciones sólo el electromagnetismo se experimenta en la vida diaria (luz solar, electricidad, la brújula)[atento a que la luz solar es producto de las reacciones termonucleares ocurridas en el Sol]. En el nivel subatómico las interacciones electromagnéticas están dadas por fotones (partícula fuerza sin masa que lleva cantidades de energía) y

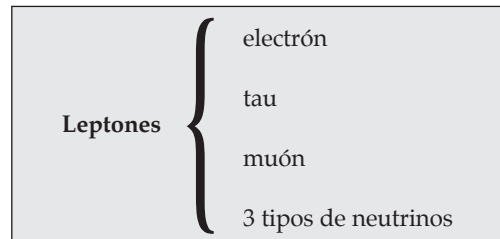
la teoría que describe sus interacciones es la **electrodinámica cuántica**.

A distancias muy cortas las tres interacciones convergen hacia la unificación. Este fenómeno es evidenciado sólo a extraordinarias energías. La carga electromagnética adquiere una mayor intensidad a cortas distancias, mientras que las cargas fuertes o de color se tornan cada vez más débiles.

Hoy en día el conocimiento lleva a interpretar que la interacción fuerte y electrodébil convergen y se convierten en una única interacción a una distancia de 10^{-29} cm que corresponde a una energía de 10^{24} electrónvolt (eV). Este nivel de energía no podrá alcanzarse con un acelerador por lo tanto es poco probable que el hombre pueda verificarla.

TIPOS DE PARTÍCULAS

Leptones: (del Griego = débiles) parecen carecer de estructura, son indivisibles y por lo tanto fundamentales y no son afectados por la interacción fuerte. Se identificaron seis clases distintas.



El electrón, el muón y el tau tienen carga eléctrica (-1) y distintas masas, el e- es el de menor masa, tau el de masa mayor y muón de masa intermedia. Los tres tipos de neutrinos son neutros eléctricamente, dos de ellos el electrónico y el muónico apenas tienen masa; Los neutrinos son difíciles de observar porque no están cargados y solo intervienen en la interacción débil siendo casi nula la probabilidad de interactuar con la materia.

A pesar de sus distintas masas los 6 leptones tienen la misma cantidad de momento angular de spin, se dice que tienen $1/2$ spin porque cada partícula puede girar en una de dos direcciones (levógira o dextrógira).

A cada leptón le corresponde un antileptón o antipartícula. De todos ellos el más estable es

el e- que sus efectos son muy conocidos en el transporte de electricidad, las demás partículas se generan en las experiencias en los reactores.

Hardrones: (del Inglés = fuertes) son partículas subnucleares que experimentan la acción nuclear fuerte.

hardrones	}	protones
		neutrones
		mesones
		y más de 100 partículas de vida efímera.

Los hardrones no son partículas elementales ya que están constituidas por otras menores llamadas **quarks**. Se han identificado 5 clases de quarks a los que se denominan jocosamente **sabores (arriba, abajo, encanto, extrañeza y fondo)**.

Los hadrones tienen carga eléctrica entera que se forma con la suma de las cargas fraccionarias de los quarks. Los quarks experimentan interacciones débiles y no se han observado quarks libres. La interacción que vincula a los quarks entre sí se denomina **color**. Cada sabor de quarks puede llevar una de tres clases de color (rojo, verde o azul). Los hadrones no presentan carga de color pues la suma de los colores del quarks es neutra o blanca. Sobre el color actúa la interacción nuclear fuerte.

Bosones: vehiculan la interacción entre leptones o entre quarks. El más conocido es el fotón, responsable de las fuerzas electromagnéticas. La interacción débil está vehiculada por tres tipos de bosones A^0 , W^+ y W^- , partículas descubiertas en 1983 en el CERN de Ginebra. La interacción fuerte entre quarks se realiza con los bosones denominados gluones.

¿QUÉ SON LOS QUARKS?

Los quarks fueron deducidos teóricamente por Murray Gell-Mann y G. Zweig en 1963 y el término lo tomaron de la novela *Finnegans Wake* de James Joyce que comienza "Three quarks for Muster Mark".

Al igual que los leptones los quarks poseen spin y carga eléctrica que es una fracción de la

del electrón, y además existen los antiquarks que poseen la misma carga eléctrica pero de signo contrario.

¿QUIÉN INVENTÓ LOS QUARKS?

Son una invención colectiva, como muchos otros descubrimientos científicos, pero fue el físico estadounidense Murray Gell-Mann quien propuso el nombre y la invención respondía a la necesidad que tenían los físicos de clasificar los objetos y de unificar las teorías.

En los años 1930 la descripción de las partículas elementales era simple. Dos partículas, el protón y el neutrón, se clasificaban como hadrones, pues eran sensibles a la interacción fuerte de una de las cuatro interacciones fundamentales que conocemos en la naturaleza (las otras tres son: electromagnética, gravitacional y nuclear débil). Otras dos partículas, el electrón y el neutrino, insensibles a esta interacción, formaban la familia de los leptones. A ella se añadía el fotón (partícula de luz) no material, sin masa. El papel del fotón quedó más claro en los años 1940 con la introducción de la mecánica cuántica que generó la Electromecánica cuántica (QED en inglés) y con ella se comprendió que era el vector de la interacción electromagnética. A partir de 1947 los físicos comenzaron a reconocer nuevos hadrones en los rayos cósmicos y en los aceleradores.

Según Gell-Mann el protón y el neutrón forman parte de los hadrones no extraños y cada uno está formado por tres quarks, sin embargo este autor se negaba a considerarlas partículas ya que tenían carga eléctrica fraccionada ($-1/3$). El modelo sería: el átomo está formado por un núcleo rodeado por una nube de electrones, el núcleo está formado por protones y neutrones y el protón está configurado a su vez por tres quarks, dos quarks u y uno d, mientras que el neutrón por dos d y un u. La partícula W (omega) planteaba un problema. Todas sus propiedades se explicaban bajo el supuesto de que estaba formada por tres quarks s, pero semejante combinación de partículas rigurosamente idénticas está formalmente prohibida por el principio de exclusión de Pauli (dos partículas idénticas y de espín semientero no pueden existir en el mismo estado cuántico. De

ahí derivan efectos de repulsión que explican la estructura de todos los átomos y moléculas y por tanto toda la química). Fue necesario suponer, por lo tanto, que una propiedad desconocida, invisible desde el exterior, permitía a la naturaleza distinguirlas. Esta nueva especie de carga no admite dos estados, como la carga eléctrica, sino tres. La analogía con los tres colores fundamentales se impuso (azul + rojo + amarillo = blanco = cero), de donde el nombre de “carga de color”, aunque se trata solo de una analogía. La interacción fuerte, que desintegra ciertos hadrones y cementa los quarks dentro del protón, se explica por la interacción de estas cargas de color. Esta teoría de la interacción fuerte, inventada en 1973, es la cromodinámica cuántica (QCD en inglés).

se registran los leptones y quarks necesarios para explicar hasta el momento lo observado en los aceleradores, Tabla 1.

Con estos elementos sucedió algo similar a la tabla de Medeleiev para los elementos químicos. En 1975 el descubrimiento de un nuevo leptón, el tau, prometía novedades. Si la tabla de leptones y quarks era correcta, era de esperar que se descubrieran nuevos quarks. Es así que en 1977 y luego en 1995, con el mejoramiento de los aceleradores, el quark fondo y luego el cima. En 1995 la tabla volvía a ser simétrica seis leptones para seis quarks.

¿Serán estos los descubrimientos definitivos? ¿O aparecerán nuevas partículas?

Aparentemente no se encontrarán nuevas partículas elementales.

¿CUÁNTOS TIPOS DE QUARKS HAY?

A fines de 1960 se habían deducido tres tipos de quarks, los sabores u, d y s. Los quarks son sensibles a varios tipos de fuerzas: electromagnetismo y a la interacción nuclear fuerte, pero también a la interacción nuclear débil (hace acto de presencia en todas aquellas desintegraciones en la que intervienen los neutrinos, por ejemplo en la desintegración del neutrón en protón y neutrinos, un quark d se desintegra en un quark u por interacción débil). En el electromagnetismo la interacción es transportada por el fotón, mientras que en la fuerza nuclear débil la interacción la transportan W+, W- y Z0, luego fueron propuestos los quarks c, b y f, de tal manera que en el siguiente cuadro

OBSERVACIÓN A ESCALA ATÓMICA

A mayor aumento de lo observado, mayor energía necesaria del microscopio. Esto se debe a la mecánica cuántica y a la relación conjugada entre distancia y movimiento. La luz tiene una longitud de onda característica que excede el tamaño del átomo por lo tanto no podemos analizar al átomo con luz visible. Necesitamos longitudes de ondas más corta y por lo tanto de mayor energía. El interior del átomo pudo ser observado con los Rx (fotones de longitud de onda miles de veces más pequeña que la luz). El estudio del núcleo exige aún mayor energía. Rutherford, estudiando la radioactividad vio entre otras cosas que las partículas

Tabla 1

	leptones		quarks	
	electrón	Neutrino electrónico	abajo	arriba
Masa (aumenta hacia abajo)	muón	Neutrino muónico	extraño	encanto
	tau	Neutrino del tau	fondo	cima
Carga eléctrica	-1	0	-1/3	+2/3

alfa (α) rebotaban al chocar con una lámina de oro, llegando a la conclusión de que casi toda la masa del átomo estaba concentrada en un núcleo puntual. Un experimento parecido ocurrió en Standford para tener indicios de la existencia de los quarks cuando, en los años de la década de 1960, en el acelerador más potente del mundo en esos momentos, hicieron chocar electrones de altísima energía contra átomos de H en cuyo impacto gran parte de los electrones rebotaban, haciendo presuponer ello que en el protón había centro de dispersión pequeños y resistentes.

Muchos de los descubrimientos de la física de partículas se hicieron estudiando los rayos cósmicos que poseen enorme energía y proceden de puntos muy alejados de nuestra galaxia. Con estos estudios se tuvieron los primeros indicios de la antimateria [el positrón, antipartícula del electrón se observó en 1932, en 1938 se detectó el muón, electrón pesado].

En aceleradores cada vez más potentes, en 1955, se descubrió el antiprotón, en 1961 se descubrieron dos clases de neutrinos. En la década del 1970 se descubrieron los quarks c y b, el leptón tau.

El estudio de la mecánica clásica es esencial para la construcción de un motor, de un avión, de una bicicleta. La física del estado sólido nos ha deparado los transistores. La física nuclear ha conducido a la energía atómica. La mecánica cuántica está en la base de la química y la biología modernas. La física de partículas parece una carretera sin fin que no conduce a ninguna parte. No obstante, de un modo indirecto, la física de partículas puede traer beneficios sociales en el campo de la electrónica, la informática, la criogenia, etcétera.

El electromagnetismo de Maxwell, por medio de elegantes ecuaciones le dio una clara explicación a fenómenos que parecían muy distintos como la luz, el magnetismo y la electricidad. No solo eso sino que el electromagnetismo es el fenómeno que gobierna todo lo que vemos, oímos, olemos, palpamos y gustamos (sentidos).

Hasta bien entrado este siglo solo se conocían dos fuerzas fundamentales, la gravedad que actúa a grandes distancias o sea agrupa a las estrellas en galaxias y mantiene al Sol intacto y liga a los planetas girando alrededor de él y el electromagnetismo que actúa a menor dis-

tancia y que mantiene a los electrones girando alrededor del núcleo atómico y permite que los átomos se combinen dando moléculas, vida, minerales, rocas, montañas, continentes. Einstein y otros trataron de unificar estas dos fuerzas pero no lo lograron. Posteriormente se aprendió que hacen falta otras dos interacciones para explicar el comportamiento del núcleo atómico, la fuerza nuclear fuerte que cohesiona los neutrones y protones que forma al núcleo actuando en contra del electromagnetismo que tiende a desintegrar el núcleo (cargas del mismo signo se repelen) y la fuerza nuclear débil que es la que explica la desintegración de un neutrón para dar un protón más un electrón y un antineutrino, reacción llamada desintegración beta (Fermi fue el que interpretó este proceso como una cuarta interacción) o sea hace que partículas y núcleos se desintegren de manera espontánea, emitiendo energía.

Los físicos están tratando de encontrar una teoría que explique las cuatro interacciones en forma conjunta (unificación). La denominada teoría de *gauge* trata de unificar el electromagnetismo y las fuerzas nucleares fuerte y débil.

La ciencia, con su gran variedad de disciplinas, tiene el propósito de explicar todos los fenómenos de la naturaleza. Los cosmólogos estudian el origen, desarrollo y muerte del Universo. Los astrónomos estudian lo mismo pero a menor escala como por ejemplo el sistema solar. Los geólogos estudian el nacimiento, desarrollo y muerte del planeta. Los biólogos estudian el origen, desarrollo y muerte de los seres vivos. Los químicos y casi todos los físicos tratan de explicar las propiedades de la materia desde el punto de vista de los átomos que compone todo lo que hay en la Tierra (nos explican por qué el Cu es rojizo, por qué el cielo es azul, por qué hay rocío o por qué arde una vela). El microcosmos atómico es estudiado por dos clases de físicos, los físicos nucleares que se dedican a la parte central del átomo, clave de la energía y de las armas nucleares y el funcionamiento del Sol, y los físicos de partículas elementales que estudian los constituyentes de los núcleos atómicos (quarks, leptones y las interacciones que vinculan a estas partículas entre sí, siendo el límite de distancia 10^{-33} cm también llamado longitud de Planck que es lo más pequeño del microcosmos).

Los científicos deben saber en que parte de

la escala se encuentra lo que están observando. Los químicos, si bien no se espera que descubran ningún nuevo principio fundamental o sea que ya tienen fijadas las reglas básicas (los átomos interactúan entre sí de acuerdo a leyes de la mecánica cuántica muy bien establecidas), poseen problemas de difícil resolución en la obtención y búsqueda de nuevos compuestos con propiedades deseadas.

Llegado hasta este punto es que aparecen nuevas ideas para abordar la comprensión de la materia que no se basan en la experimentación y cuyas fórmulas y postulados no son conocidos todavía. Se trata de la teoría de las supercuerdas. Se desarrolla a través de consideraciones puramente matemáticas en un espacio de nueve dimensiones (¿por qué de 9? por que así lo requiere esa lógica). Seis de esas dimensiones se encuentran dentro de un espacio equivalente a las dimensiones del radio de Planck (10^{-33} cm) y por lo tanto son muy pequeñas como para ser detectadas. Las partículas no serían puntiformes sino que serían diminutas cuerdas y sus vibraciones en el espacio de 9 dimensiones determinan si se comporta como quark, como fotón o como otra partícula.

Resumiendo, de acuerdo con Pich (en la revista de Investigación y Ciencia, de marzo de 2002) la interacción electromagnética entre los electrones y el núcleo es responsable de la estructura atómica y, por lo tanto, de todas las propiedades químicas, biológicas, etc., del mundo macroscópico que nos rodea. El núcleo atómico, vimos, está conformado por protones y neutrones y estos a su vez se hallan integrados por entidades elementales denominadas "quarks" (arriba = u y abajo = d, la a y la d de up y down en inglés).

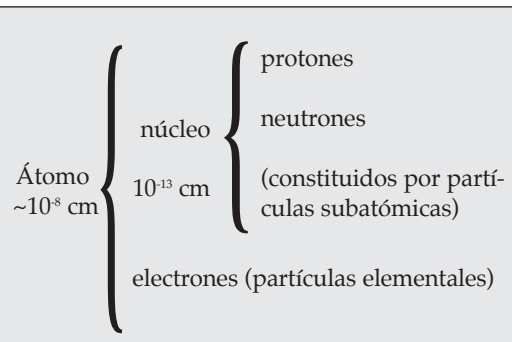
La combinación de los principios de la mecánica cuántica y de la relatividad, según Dirac (1928), implican necesariamente la existencia de la antimateria. Toda partícula elemental posee su correspondiente antipartícula con propiedades idénticas (igual masa y tipo de interacción), pero con cargas opuestas. Así, en 1932, fueron descubiertos el positrón o antielectrón en los rayos cósmicos que llegan a la Tierra; el antiprotón y el antineutrón (compuestos de antiquarks) fueron descubiertos en

los años 50 experimentando con los aceleradores de partículas.

Si se juntan un positrón con un electrón se aniquilan rápidamente, transformando su masa en cuantos de energía llamados fotones (γ), que son las unidades básicas de transmisión de la interacción electromagnética. La luz, las ondas de radio, los rayos X, etc., son todas ondas electromagnéticas constituidas por fotones.

A partir de los fotones (energía pura) se puede hacer el proceso inverso, o sea crear pares de partícula-antipartículas. Si en los colisionadores se hacen chocar la partícula con su antipartícula a altas energías se generan partículas más pesadas como los leptones μ y τ y los quarks extraño (s), encanto (c), belleza (b) y verdad (t), que son inestables y se desintegran en electrones y quarks ligeros. Estas desintegraciones se deben a la interacción de muy baja intensidad llamada fuerza nuclear débil.

La interacción débil trasmuta un quark u en un quark d transformando así a un protón del núcleo atómico en un neutrón. En este proceso se emite un positrón y un neutrino que constituye la radiación β^+ generada espontáneamente por algunos núcleos. La detección de estos fotones es muy importante para la identificación de tejidos cancerosos mediante la técnica de tomografía por emisión de positrones. Administrando al paciente glucosa marcada con una pequeñísima cantidad de isótopos radioactivos β^+ permite ello detectar la distribución de glucosa en el organismo, dado que la células cancerosas tienen consumo energético más alto poseen mayor concentración de glucosa distinguiéndose de las células normales.



Total de partículas elementales:
5 quarks + 6 leptones = **11**
Si se tienen en cuenta las
antipartículas son: **22**

MACROCOSMOS

El espacio exterior a la Tierra, el Sistema Solar, a nuestra Galaxia, no está vacío. Hay desde pequeñas partículas hasta grandes asociaciones de estrellas y de Galaxias. Todo este inmenso conjunto constituye el Universo y nunca está en reposo. En él se producen cambios continuos, algunos son sumamente lentos

(duran millones de años) y otros son extremadamente rápidos.

La densidad media de este Universo es muy baja ya que un volumen como el de nuestro planeta contiene 1 microgramo de materia. En los años 60 se midió la temperatura media del Universo en sólo 3° K (-270 °C). A medida que se expande el Universo se enfría (cuanto tenía una edad de 1 M.a. la temperatura media era la de la superficie del Sol. Las 3/4 partes de la materia del universo es H y casi toda la 1/4 parte restante es He, todos los demás elementos de la tabla periódica representan del orden del 1% de la materia total. Por tanto los materiales con que esta construido nuestro planeta son una rareza.

Extraído de "El encanto de la Física" de Sh. Glashov, 1995

Los griegos creían que las diversas formas de la materia eran mezcla de cuatro elementos: fuego, agua, tierra y aire; y había otro material básico que era la quintaesencia, que explicaba el cielo. El movimiento de la quintaesencia debía ser el círculo ya que es la figura perfecta pues no posee principio ni fin. Ello explicaba el movimiento circular de las estrellas. Esta concepción aristotélica del cosmos reinó durante 1000 años.

No todos los cuerpos celestes poseían un movimiento giratorio perfecto (circular): el Sol, la Luna y los cinco planetas (había tres que no se habían descubierto aún y la Tierra era un lugar especial). Ello hizo que las sociedades antiguas se fijaran en estas características y usaran los nombres de estos astros para designar los días de la semana:

castellano	Latín	Inglés
Lunes	Dies Lunae	Monday
Martes	Dies Martis	Tuesday
Miércoles	Dies Mercurii	Wednesday
Jueves	Dies Jovis	Thursday
Viernes	Dies Veneris	Friday
Sábado	Dies Saturni	Saturday
Domingo	Dies Soli	Sunday

(En latín cada día corresponde a un cuerpo celeste. En castellano se mantiene la denominación salvo para el sábado y domingo que son de origen judeocristiano. Los nombres en inglés corresponden a las traducciones del latín pero con las divinidades sajonas: Tiw, Woden, Frigg y Thor en lugar de las romanas).

Como la Luna se desplazaba en círculos pero de distinta trayectoria al de las estrellas se lo explicó como que ésta se desplazaba en el plano de otra esfera celeste. Lo mismo se pensó respecto del Sol.

Posteriormente se desarrollaron otras explicaciones para el movimiento de estos cuerpos: Los planetas se movían en círculos pero no centrados en la Tierra (movimiento excéntrico). Los planetas se movían en círculos insertos en otros círculos (epiciclos). Los planetas se movían en círculos pero no a velocidad uniforme para el ojo ubicado en el centro (ecuantes).

Ptolomeo en el siglo II d C sostiene que la Tierra estaba inmóvil en el centro del universo y a través de setenta movimientos simultáneos e independientes de los siete cuerpos celestes

explicaba sus trayectorias en una teoría complicada. Este sistema se aceptó dado que mantenía a la Tierra en el centro.

Durante la Edad media los árabes reintrodujeron en Europa el sistema Ptolomeico que pasó a ser parte del dogma cristiano.

Copérnico (1473-1543), que era sacerdote católico, advirtió defectos en las explicaciones ptolomeicas y propuso el sistema heliocéntrico o sea que la Tierra giraba alrededor del Sol junto con los otros planetas en órbitas diferentes. Este nuevo modo de explicar era más sencillo.

Kepler (1571-1630), con mediciones propias y del dinamarqués Tycho Brahe demostró que el movimiento de los planetas no era circular sino elíptico con el Sol ubicado en uno de sus focos, además determinó que la recta que unía uno de los planetas con el Sol barría áreas iguales en el mismo tiempo y que el cuadrado del período de la órbita planetaria (su año) variaba con el cubo del radio medio de su órbita (o sea que la velocidad media de un planeta varía con la raíz cuadrada de su distancia al Sol, dicho de otra manera el planeta interno viaja más rápido que el externo).

Galileo (1564-1642) con el uso del telescopio por él construido realizó muchos descubrimientos tales como: que la Luna poseía una superficie rugosa y con cráteres, los cuatro satélites principales de Júpiter (Io, Europa, Ganimedes, Calisto), y comprobó que sus períodos cumplían la tercera ley de Kepler lo que hizo universales a las leyes de Kepler.

Newton a los conocimientos generados por su predecesores les da explicación a través de su mecánica celeste (gravitación) sobre la base de que el movimiento natural de un cuerpo tanto en la Tierra como en el cielo, cuando no encuentra obstáculos, es en línea recta y uniforme, introduce el concepto de gravedad como aquella fuerza que hace caer los objetos en la Tierra y tiene acción entre los cuerpos celestes gobernando sus movimientos y finalmente creó el método matemático (análisis, creado simultáneamente con el alemán Leibniz) para poder abordar estas cuestiones. Las hipótesis de Newton de que la gravedad es universal, y que dos cuerpos se atraen con una fuerza proporcional a sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa, le permitió dar explicación a las tres leyes de Kepler y al mismo tiempo demostró que era la misma fuerza la que explicaba el movimiento de los planetas alrededor del Sol, el de los satélites alrededor de los planetas, el de la caída de los cuerpos en la Tierra, el de las mareas y la trayectoria de los cometas. La obra de Newton fue publicada en 1687 y todavía es considerada la obra científica más grande realizada por el hombre.

Números: En el planeta hay 5.000 millones de personas, el número de estrellas del Universo es mucho mayor. El número más grande que se conoce es el número de protones en el universo conocido. En una estrella media hay 10^{57} protones, y en el universo hay 10^{22} estrellas lo que da un total de 10^{79} protones.

Las más grandes estructuras dentro del Universo "conocido" son en orden de mayor a menor tamaño:

- **Supercúmulos de Galaxias** de centenares de millones de años luz de diámetro.
- **Cúmulos de Galaxias** son 10 veces más pequeños.
- **Grupos de Galaxias** son 20 veces más pequeños.
- **Galaxias** son 10.000 veces más pequeñas.
- **Estrellas** son 10^{15} veces más pequeñas.

- **Tierra** es 10^{17} veces más pequeña.

El Universo presenta una uniformidad textural global casi perfecta.

¿CÓMO SE MIDE EN EL UNIVERSO?

Para galaxias próximas donde se pueden identificar estrellas se utiliza una correlación empírica entre la luminosidad intrínseca de la galaxia y su velocidad de rotación que puede

medirse independientemente de la distancia mediante las cefeidas (estrellas de luminosidad variable de acuerdo al período. De éste se deduce la luminosidad que determina la distancia). Para galaxias más alejadas se aplica la denominada ley de Hubble. El descubrimiento se debe a Hubble en 1929 al indicar que la luz de las Galaxias más alejadas estaba desplazada hacia el **rojo** y que este corrimiento era proporcional a la distancia de la Galaxia de tal manera que cuanto más alejada está una galaxia tanto más rápidamente se aleja de nosotros. O sea que interpretó que el corrimiento hacia el rojo de la luz se debe a un movimiento de alejamiento de la Galaxia.

	V= velocidad de alejamiento
V=Hd	d= distancia
	H= constante de Hubble
De donde $d=V/H$	

Espectro electromagnético

La información procedente del espacio el hombre la recibe en forma de ondas electromagnéticas, partículas (radiación cósmica) o fragmentos de cuerpos (asteroides, cometas, etc.). En el gráfico siguiente se aprecian las distintas longitudes de ondas electromagnéticas que circulan en el Universo. Dentro de ellas está el espectro visible, Figura 2.

Equivalencias: 1 Å (Angström) = 10^{-8} cm; 1 μ m = (micrón) = 10^{-4} cm.

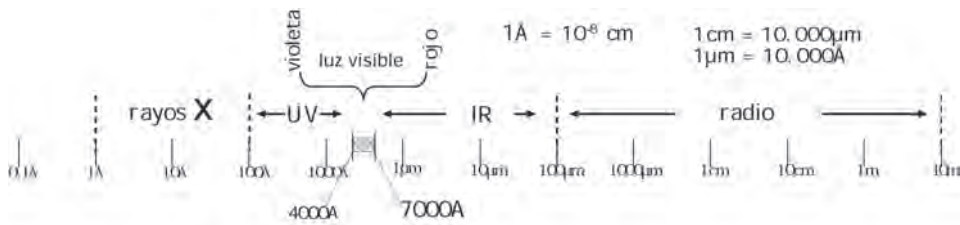


Figura 2. Espectro electromagnético. La longitud de onda se da en unidades métricas desde el angström (1 Å (Angström) = 10^{-8} cm = 0,00000001cm), pasando por los micrones (1 mm (micrón) = 10^{-4} cm), siguiendo por centímetros, metros y kilómetros (no representados).

La atmósfera nos protege de las peligrosas radiaciones de onda corta, la cancerígena radiación UV, los peligrosos Rx (rayos x) y los rayos cósmicos que fomentan las mutaciones. La ionosfera refleja ciertas ondas de radio, fenómeno que facilita las comunicaciones de largo alcance entre barcos, aviones y tierra.

La atmósfera sólo deja pasar ciertas longitudes de ondas del espectro electromagnético procedentes del espacio. Sólo hay dos ventanas por las que el observador terrestre puede mirar

el espacio. El resto de las ondas son absorbidas por la atmósfera. Estas ventanas son el espectro visible más un poco de UV (ultra violeta, para broncearnos) y parte de la IR (infra roja, para calentarnos). Por esa pequeña ventana el Sol ilumina a la Tierra y alimenta a las plantas a través de la fotosíntesis. La otra ventana corresponde fundamentalmente a las ondas de radar y de radio desde 1 cm a 100 metros. La Tabla 2 muestra distintas longitudes de ondas con sus frecuencias y su aplicación.

Tabla 2

Bandas de frecuencias electromagnéticas y sus usos		
Frecuencia	Longitud de onda	Nombre de algunas aplicaciones
10-30 kHz	30000 a 10000 m	Frecuencia muy baja: comunicaciones marítimas, radionavegación.
30-300 kHz	10000 a 1000 m	Frecuencia baja: comunicaciones marítimas, satélites de navegación.
300-3000 kHz	1000 a 100 m	Frecuencia media: emisoras AM y radioaficionados.
3-30 MHz	100 a 10 m	Frecuencia alta: emisoras de onda corta, satélites, radiofrecuencia privada, radiotaxis.
30-300 MHz	10-1 m	Frecuencia muy alta: TV VHF, emisoras de FM, radioastronomía.
300-3000 MHz	1-10 cm	Frecuencia ultra alta: TV UHF, radar, teléfonos celulares, satélites.
3000MHz-300GHz	10cm-1 mm	Microondas: satélites de radionavegación, aeronáutica, radioastronomía, hornos de cocina.

Las Galaxias tienden a agruparse. Hay zonas vacías entre los espacios intergalácticos. Debido a estas mediciones se sabe que el Universo está en expansión y a esta se le opone la fuerza de gravedad. Actualmente algunos autores piensan que la fuerza de gravedad va a terminar ganando contrayendo nuevamente al Universo.

Las **Galaxias** pueden ser divididas en **enanas** (poseen menos de $1000 \cdot 10^6$) y **gigantes** (poseen centenares de miles de millones de estrellas).

Además de estrellas las galaxias contienen nubes de gas y polvo interestelar. Las galaxias se las clasifica por su forma en:

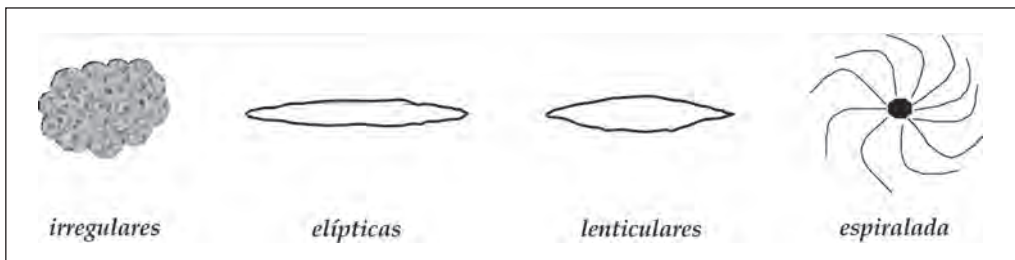


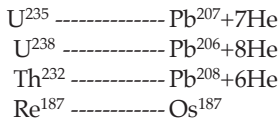
Figura 3. Esquema de algunas morfologías galácticas. Los modelos elípticos vistos desde arriba pueden ser espiralados. Del mismo modo una galaxia espiralada vista de perfil puede corresponder a una elíptica o a una lenticular.

Nuestra Galaxia, en la cual el Sol es una estrella, tiene forma semejante a una lente cuyo diámetro es del orden de los 70.000 años luz. El número de estrellas que la compone es del orden de los cien mil millones (10^{11}).

La galaxia más próxima es **Andrómeda** y está a un millón de años luz. El diámetro del Universo conocido se estima en mil millones de años luz (10^9).

El Universo está en expansión, debido a ello con una correlativa velocidad de expansión, se estima una edad de 4000 millones de años. Otras estimaciones de edad se realizan con los isótopos radiactivos de ciertos elementos. Por ejemplo la vida media del uranio es 4.500 millones de años, se deduce que la formación de este elemento es mayor que 4500 Ma.

En los últimos años estudiando los siguientes sistemas:



conducen a una cifra de 13.000 Ma para la edad del Universo.

Los isótopos más usados para este tipo de cálculos son:



Los astrofísicos dan una edad de 25.000 Ma sobre condiciones de la relación "elementos pesados/H". Por lo tanto la edad del Universo debe de estar dentro del lapso 10.000 a 30.000 Ma, con un valor estimado como más probable de **15.000 Ma**.

Galaxias: son enormes agrupaciones estelares, contienen entre 1000 millones y varios centenares de miles de millones de éstas. Nuestro Sistema Solar pertenece a una Galaxia llamada **Vía Láctea**, corresponde a una galaxia mediana que reúne a más de cien mil millones de estrellas. Dentro de la galaxia existen subagrupaciones de estrellas llamadas **cúmulos estelares** que pueden contener algunos miles hasta cientos de miles de estrellas concentradas en una región relativamente reducida de espacio.

También las galaxias están aglomeradas formando **cúmulos**. Nuestra galaxia pertenece a uno de estos cúmulos llamado **Grupo Local**, constituido por 17 de ellas, entre las que se destacan la Galaxia de Andrómeda parecida a la Vía Láctea, la del Triángulo y otras menores como las Nubes de Magallanes. Algunos cúmulos de galaxias llegan a contener más de 100.000 de estas.

La fracción de materia que no forma parte de las estrellas está constituida por **gas y polvo cósmico**. Las estrellas que vemos que se han condensado a partir de este material interestelar y a lo largo de su vida devuelven al medio interestelar parte o la totalidad de ella. Este intercambio de materia dio lugar a la formación de la mayor parte de los elementos químicos.

Estrellas: son grandes condensaciones de materia que emiten luz a causa de su elevada temperatura. No solamente emiten luz visible sino también desde ondas de radio hasta rayos X y al mismo tiempo lanzan al espacio distintas clases de partículas.

Existen otros objetos que emiten luz como ser las agrupaciones de estrellas de distintos tamaños, las más notables de las cuales son las galaxias y los cúmulos estelares.

Reacciones termonucleares: los procesos que mantienen la energía radiante de las estrellas durante miles de millones de años son las **reacciones termonucleares de fusión** de diferentes elementos químicos.

Si dos núcleos atómicos se aproximan entre sí experimentan una fuerza de repulsión que tiende a separarlos (son fuerzas de tipo eléctricas y las cargas positivas de ambos núcleos se rechazan). Los núcleos están constituidos por protones y neutrones que se atraen entre sí por **fuerzas nucleares** que interactúan a cortas distancias. Estas fuerzas se distinguen de las electrostáticas porque estas últimas interactúan hasta cualquier distancia. A cortas distancias las fuerzas nucleares son más intensas que las electrostáticas de repulsión y se producirá una **reacción nuclear de fusión**, formándose una nueva combinación de protones y neutrones y dando lugar a un nuevo núcleo.

En las reacciones de **fusión**, al juntarse dos

núcleos se forma otro más compacto y en el proceso se **disipa energía**. La masa del nuevo núcleo es algo menor que la suma de las masas de los dos núcleos que se han combinado. Este **defecto de masa** se ha transformado en energía según $E = m \cdot c^2$ o sea que la energía desprendida es igual a la masa disipada por la velocidad de la luz al cuadrado. La rapidez con que se produce una reacción nuclear está en función directa con la densidad del gas y su temperatura.

$$m_1 + m_2 = m_3 + \text{energía}; m_3 < m_1 + m_2$$

Si suponemos que el Sol está formado por H; en la transformación de 4H^+ o sea 4 protones en uno de He^{++} , se pierde 0,008 de la masa inicial de la reacción. Si todo el H del Sol se transforma en He se generaría energía equivalente a la que emite hoy en día durante 10.000 millones de años.

Funcionamiento del Sol: Es un astro complejo constituido por un núcleo con temperaturas del orden de $14 \cdot 10^6 \text{ }^\circ\text{C}$ donde ocurren las reacciones termonucleares, luego sigue una zona radioactiva con temperaturas del orden de los $100.000 \text{ }^\circ\text{C}$, esta a su vez está cubierta por una zona convectiva, estas zonas son inaccesibles a la observación directa y allí se genera la energía y el campo magnético. Lo que se observa es la superficie solar denominada fotosfera con una temperatura de $6000 \text{ }^\circ\text{C}$ a la que le sigue la cromosfera y luego la corona solar que se desarrolla hasta varios radios solares. En las zonas externas ocurren fenómenos energéticos en los que interviene gas ionizado, campo magnético y partículas aceleradas. En la superficie solar se observan una serie de estructuras entre ellas se destacan las protuberancias que son desprendimientos de plasma solar en forma de arcos como si fueran grandes llamaradas que vuelven a ser incorporadas al astro, la granulación es una evidencia de las corrientes convectivas internas y las manchas solares constituyen las manifestaciones más evidentes de la actividad solar.

Las manchas solares se tratan de zonas oscuras de la fotosfera, en las que el campo magnético es intenso. Su número y dimensiones constituyen un indicador de la actividad solar. Poseen una periodicidad de once años que demuestra la existencia del ciclo solar. El campo magnético de las manchas se invierte

de un ciclo al otro por lo cual los ciclos de once años se tienen que agrupar por pares de tal modo que la duración real de un ciclo completo es de 22 años. Existen períodos de baja actividad durante los cuales no se observan manchas (por ejemplo, el denominado mínimo de Maunder ocurrido entre 1645 y 1715 que entre otras cosas tiene implicancias climáticas en nuestro planeta provocando un descenso térmico medio, "Pequeña era glacial"). Se ha demostrado también que hay una periodicidad de 22 años de la radiación lumínica media solar. De tal manera que cada 22 años hay una disminución de la actividad solar y por lo tanto llega menor radiación al planeta. Se cree que una disminución del orden de 1% de la energía solar que llega a la Tierra puede provocar un enfriamiento medio de $1 \text{ }^\circ\text{C}$. Estas tormentas solares además generan una mayor cantidad de partículas atómicas y subatómicas que interfieren con nuestro campo magnético generando entre otras cosas las auroras, en las zonas polares, y las interferencias en las comunicaciones radioeléctricas. De tal manera que podemos decir que la radiación solar afecta sobre el medio ambiente terrestre. La radiación electromagnética solar penetra hasta el suelo pero su componente UV (ultra violeta) sólo alcanza las capas altas de la atmósfera y además deforma, junto con la radiación cósmica, la magnetósfera terrestre.

Desde una tercera parte del radio solar hasta la superficie, la materia es tan opaca que para evacuar calor hierve produciéndose corrientes convectivas que transportan materia caliente desde abajo hacia arriba, se enfría y se vuelve a hundir para calentarse nuevamente (zona convectiva). Por debajo de esta zona las reacciones nucleares producen la energía del Sol (zona radioactiva).

¿POR QUÉ NO EXPLOTA EL SOL?

El Sol se autoregula. Supongamos que las reacciones nucleares se incrementan en su núcleo; la temperatura asciende y la materia se dilata (por la ley de los gases perfectos) y en consecuencia la temperatura disminuye por disminución de la densidad que hace que disminuyan las reacciones nucleares. Esto último hace que el núcleo se contraiga, aumentando

de nuevo la densidad y por lo tanto las reacciones nucleares y la temperatura (se produce un ritmo con este mecanismo).

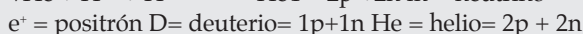
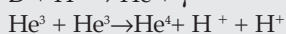
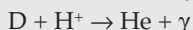
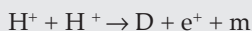
Para que un cuerpo en su centro tenga la presión suficiente y por ende la temperatura suficiente para iniciar una reacción nuclear debe de poseer una masa equivalente a la quinta

parte de la del Sol. Ese cuerpo solo se calienta hasta el rojo y apenas puede verse.

Si Júpiter tuviera una masa 100 veces mayor se transformaría en una pequeña estrella. La presión en su núcleo sería suficiente como para que se iniciaran reacciones de fusión nuclear

COMBUSTIÓN DEL H

Reacción



Referencias

H^+ = protón γ = radiación electromagnética

He^4 = $2p + 2n$ m = neutrino

Esta es solo una de las reacciones que ocurren en el Sol, donde el H se transforma en He. Otras posibilidades de producir He a partir del H es utilizando núcleos de C, O₂ y N₂ como intermediarios.

En 1996 se descubrieron una decena de objetos alrededor de estrellas próximas, algunos son planetas del tipo Tierra, otros son planetas gigantes tipo Júpiter y los últimos son enanas marrones con características intermedias entre los grandes planetas y las estrellas pequeñas.

En el Sistema solar se reconocen dos tipos de planetas, los pequeños o telúricos de composición silicática, y los planetas gigantes que son fundamentalmente gaseosos.

Los astrofísicos calcularon que los planetas no pueden crecer indefinidamente, probablemente no más de 12 o 13 veces la masa de Júpiter (quinto planeta del sistema solar, 318 veces más masivo que la Tierra). Entre este límite y hasta entre 70 a 80 veces la masa de Júpiter hay una categoría particular de objetos denominados enanas marrones. Tienen el brillo de las estrellas más pequeñas y el tamaño de los planetas más grandes, pero desde el punto de vista físico no son lo uno ni lo otro. Más allá de las enanas marrones se halla el dominio de las estrellas. Estas tienen una masa superior a 70 a 80 veces la masa de Júpiter, es decir 0,07-0,08 veces la masa del Sol.

Las enanas marrones,
pronosticada su existencia

teórica, fueron vistas por primera vez en diciembre de 1995.

EL ORIGEN DE LOS ELEMENTOS QUÍMICOS

Se suele suponer que una galaxia en sus principios está compuesta por H, He y D y fracciones menores de otros elementos ligeros. Esta materia sería la base de la síntesis de los demás elementos químicos.

La formación de nuevos núcleos atómicos se denomina **nucleosíntesis**. Este proceso a escala galáctica es complicado. El resultado general es la constitución paulatina de núcleos de elementos cada vez más pesados. El número de incógnitas que intervienen en estos procesos es muy grande. La temperatura necesaria cada vez es más elevada en la evolución de la nucleosíntesis. A partir de los 5.000 millones de grados centígrados, los fotones presentes ya comienzan a desintegrar ciertos tipos de núcleos. Al aumentar más la temperatura se produce Fe y elementos de masas nucleares parecidas. Por encima de los 10.000 millones de grados el Fe también se desintegra. Los elementos más pesados que el Fe se forman por otros mecanismos (captura de N con emisión de e⁻).

El Universo nació del "Big Bang" y los primeros elementos en formarse fueron el H y el He hace unos 15.000 Ma (Cuadro Cósmico). Los otros elementos más pesados se originaron en las estrellas, los más pesados como el U se

originaron gracias a las ondas de choque generadas en las explosiones de las supernovas.

Violentas explosiones estelares esparcieron los elementos por el espacio y la atracción gravitatoria los reunió en nuevas estrellas y planetas, mientras que el electromagnetismo construyó con ellos las moléculas más complejas entre las cuales se encuentran aquellas que permitieron el origen de la vida.

O sea que hace 15.000 Ma se generó la materia en una violenta explosión (Big Bang), en la cual, en muy pequeña fracción de segundo los quarks (partículas elementales) se aglomeraron en protones y estos a su vez generaron núcleos atómicos de He. Las fuerzas gravitatorias generaron aglomeraciones de estos materiales de las cuales se formaron nubes que generaron estrellas agrupadas en galaxias. Huellas de estas irregularidades iniciales se detectan en la radiación de fondo de microondas.

El C y N, como otros elementos básicos para la vida se sintetizaron en el interior de estrellas ya desaparecidas. En las reacciones químicas comunes, la fuerza eléctrica reordena los electrones de las capas externas de los átomos; en las reacciones nucleares la interacción fuerte reorganiza a los protones y neutrones en el núcleo atómico generando nuevos núcleos. La suma de las masas de los nuevos núcleos es menor que las masas iniciales; esa diferencia de masa se convirtió en energía de acuerdo a $E=mc^2$. (E = energía, m = defecto de masa y c = velocidad de la luz). La energía nuclear es muy superior en intensidad a la energía química (la unidad de energía nuclear es el megatón [1 millón de toneladas de explosivo químico]).

Una estrella como el Sol posee suficiente combustible como para durar funcionando, como lo hace actualmente, durante 10.000 Ma y se calcula que nuestro Sol tiene una edad de 5000 Ma.

Una estrella es una esfera gaseosa en la que existe un delicado equilibrio entre dos tendencias contrarias, el empuje hacia adentro de la propia gravedad y la presión hacia afuera (dilatación) de su interior caliente con un núcleo a 15.10^6 °C. A dicha temperatura los átomos de H pierden el electrón (se ionizan = plasma) y los protones chocan fuertemente entre sí venciendo la repulsión electrostática e interviniendo las fuerzas nucleares débil y

fuerte que producen la fusión de dos protones dando núcleos de He ($2p + 2n$), en esta reacción se emiten dos positrones, dos neutrinos y energía como se vio más arriba (una reacción similar, denominada fusión nuclear, donde 4 p se transforman en un núcleo de He para producir energía es la base de la bomba H).

Al ir concentrándose el He por este mecanismo en el centro de la estrella, la temperatura y densidad del núcleo aumenta para mantener el equilibrio de las presiones, mientras la estrella se hace inhomogénea ya que el núcleo se contrae y la parte más externa se dilata hasta multiplicar por 50 su radio inicial. Una estrella como el Sol se transformará rápidamente en una gigante roja, fría y luminosa dilatándose hasta la órbita de la Tierra donde la vida no se podría sostener. El núcleo de la gigante roja se sigue contrayendo y aumenta su densidad y temperatura y se generan nuevas reacciones nucleares que generan energía donde ahora el combustible es el He dando lugar a Be y C. La fusión del C con el He genera oxígeno. Paralelamente se generaron en menor cantidad elementos más ligeros como Li y Be. Esta fase de gigante roja, para una estrella como el Sol, dura escasos centenares de millones de años, en la etapa final, la estrella expulsa sus capas más externas a partir de las cuales se forma una nebulosa planetaria. Finalmente el combustible se agota y el núcleo de la gigante roja se congela formándose una enana blanca.

La enana blanca se va enfriando, la cinética de los gases no es suficiente como para contrarrestar la gravedad ya que el C y el O de su interior están en estado cuasi cristalino, la estrella equilibra la presión gravitatoria con la repulsión de los electrones de dichos elementos. Cesa la producción de energía nuclear y la generación de nuevos elementos, se va enfriando y se oscurece.

El mejor laboratorio de elementos son las estrellas de mayor masa que la del Sol. El final de estas estrellas es más corto y la P y la T° de su núcleo es mucho más intensa y la hacen brillar 20.000 veces más que el Sol. El H se fusiona en su núcleo unas 1000 veces más rápidamente y alcanza la fase de gigante roja en unos 10 Ma en lugar de los 10.000 Ma que tardará el Sol. La mayor energía del núcleo generará una mayor diversidad de reacciones nucleares, se generará además: de la fusión del C con C dará Na y

Mg, La fusión del O dará Si y S, y la del Si con Si dará Fe. El núcleo del Fe ocupa una situación especial en la física nuclear, es el núcleo más fuertemente ligado. Para formar núcleos más pesados que el Fe hay que aportar energía. Una estrella con núcleo de Fe radia energía a una velocidad grande y explota como una supernova, el núcleo colapsa convirtiéndose en una estrella de neutrones inestable que luego explota emitiendo mucha luz (mil millones de soles) durante unas cuantas semanas, durante las cuales se generan nuevos elementos que son despedidos al espacio en oposición a las enanas blancas donde los nuevos elementos quedan retenidos en su masa. En la explosión de una supernova se generan elementos más pesados que el Fe hasta llegar al U. En el cosmos escasean los elementos más pesados que el Fe. Por cada 100.000 10^6 átomos de H hay uno de U. Esto pudo ser corroborado cuando en 1986 estalló una supernova (SN1987A) de 20 masas solares. Los ciclos sucesivos de nacimiento y muerte de las estrellas enriquecen con elementos pesados el medio interestelar. Esos elementos se pueden determinar por espectrometría porque cada elemento absorbe una longitud de onda característica de fuentes lejanas (otras estrellas) que atraviesan el medio que se investiga. Estas líneas de absorción también dan idea cuantitativa de dicho elemento comparado con la cantidad de H.

En una galaxia espiralada, como la Vía Láctea, el gas interestelar se aloja preferentemente en los brazos. En estos lugares, y con el método de espectroscopía de absorción; se determinaron más de 100 tipos distintos de moléculas, entre ellas NH_3 , H_2O , CO, aminoácidos (glicina), hidrocarburos complejos.

El Sol está constituido por un 99% de H y He, el 1% restante corresponde a hierro y otros elementos pesados. Por lo tanto el sistema solar se formó a partir de elementos creados en estrellas anteriores al Sol. El C y el O lo heredamos de estrellas ancestrales.

Estudiando las nebulosas como la de Orión, los astrónomos pueden ver el nacimiento de estrellas (se estudia con luz IR ya que el polvo interestelar frena la luz normal pero no a esta). A medida que el gas se va acumulando para formar una estrella, se genera un disco giratorio de gas y polvo. Mientras la estrella se condensa, el polvo se aglutina y crea planetas

rocosos como la Tierra. El gas remanente crea planetas grandes y gaseosos como Júpiter (es muy difícil ver esta evolución pero se piensa que ocurre así). Estos planetas de otros sistemas son difíciles de detectar por medio de ondas electromagnéticas, por el momento se los busca tratando de ver los efectos gravitatorios que causa en su estrella. Con las técnicas disponibles no se pueden descubrir, por este método gravitatorio, planetas con masa menor que las de Júpiter que gire alrededor de una estrella similar al Sol.

La estrella de neutrones PSR B1257+12 gira y posee un campo magnético que genera ondas de radio que llegan a la Tierra. Este objeto es un púlsar. Variaciones en la frecuencia de estas ondas pueden significar la presencia de un pequeño cuerpo que orbite a la estrella de neutrones. Con éste método se determinó para esta estrella de neutrones la existencia de varios planetas con masas 3,4 y 2,8 veces la masa de la Tierra y en abril de 1994 se determinó un tercer objeto del tamaño de la Luna.

Origen de los elementos

Hasta la década de 1930 no se sabía como funcionaban el Sol y las estrellas, recién después del descubrimiento de la energía nuclear por Otto Hahn (1879-1968), premio Nobel de la Química en 1944, posteriormente llamada fisión nuclear, se tuvo idea de la enorme energía desprendida en ese tipo de reacciones que luego fue explicada por Hans Bethe comprendiéndose así su funcionamiento y la formación de nuevos elementos. De acuerdo con el contenido de la nota de la redacción de Mundo Científico, de diciembre del 2000, el H y probablemente el He formados poco después del *Big Bang* se fueron agregando permitiendo luego las reacciones de fisión y fusión nuclear ocurridas en el funcionamiento de las primitivas estrellas conduciendo ello a la síntesis de los elementos químicos hasta el peso atómico del Fe. Los elementos más pesados que el Fe como el Au y U, entre otros, se generaron en otros procesos más energéticos aún relacionados con la muerte de las estrellas. O sea que el H presente en una estrella en formación por el agregado de p^+ y n^0 produciría nuevos núcleos atómicos

de elementos cada vez más pesados hasta el peso atómico del Fe; para la formación de los elementos más pesados que el Fe serían necesarias las enormes energías desprendidas de las explosiones de supernovas.

Polvo interestelar

De acuerdo con Greenberg (2001) las **nubes de polvo interestelar** actúan de pantalla respecto de la luz de las estrellas que se encuentran por detrás. Están constituidas por partículas diminutas de polvo cósmico y se piensa que tuvieron importancia en la evolución de nuestra galaxia y por ello es que son objeto de estudios en cuanto a su composición química y distribución. Estas nubes se concentran en el plano galáctico preponderantemente en la parte inferior de los brazos espiralados. Las partículas que constituyen este polvo tienen el tamaño de las del humo de un cigarrillo y la absorción de la luz proveniente de estrellas que se hallan por detrás indican que por lo menos se pueden reconocer tres tipos:

- Aquellas que filtran la luz en la parte del espectro electromagnético correspondiente a la luz visible se hallan constituidas por granos cuyos tamaños son del orden de 0,2 por 0,4 micrones y representan el 80% de la masa de la nube. Son partículas de núcleo silicático rodeados por un manto de materia orgánica e hielo de agua.
- Partículas de menos de 0,005 micrones que representan el 10% de la masa total de la nube, se hallan constituidas probablemente de sólidos amorfos carbonáceos.
- Partículas menores de 0,002 micrones que filtran la luz de los rayos UV lejanos, que corresponden al restante 10% de masa de la nube y estarían constituidas por hidrocarburos policíclicos aromáticos.

Estas nubes poseen una temperatura de $-268\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el espectro electromagnético de la luz proveniente de estrellas que las atraviesa indica la presencia de compuestos de Si, Fe y Mg, agua congelada, CO , CO_2 , formaldehidos y muchos otros compuestos.

¿De dónde provino tanto polvo en nuestra galaxia? De acuerdo con Greenberg (op. cit) cuando comenzó el Universo hace unos 15.000 Ma no había polvo. Las galaxias estaban constituidas por H y He y algo de otros elementos ligeros. Las nubes de H y He se iban condensando por gravedad para formar estrellas. Nuestra galaxia poseía al principio estrellas gigantes del tipo O y B que explotaron como supernovas unos 5 Ma después de su formación, generando en éste mecanismo, entre otras cosas, estas nubes de polvo. Las ondas de choque de otras supernovas posteriores fueron destruyendo este polvo y nuevas explosiones generaron más cantidad, de tal manera que después de 5000 Ma de que se inició este mecanismo comenzaron a formarse gigantes rojas. A medida que estas estrellas se enfriaban se generaba más polvo despedido al espacio interestelar. Como el ambiente era muy frío, el agua se congelaba alrededor de partículas silicáticas. Parte de estas nubes eran tan densas que no dejaban pasar la luz de otras estrellas que se encontraban por detrás, mientras que en otras partes de estas nubes, donde su densidad era suficiente como para que actuara eficientemente la gravedad, se generaban estrellas menores como nuestro sol.

El material de la nube está constantemente renovándose. Cuando una nube se contrae en la formación de una estrella los materiales se integran a la estrella o se condensa más tarde para formar los planetas y asteroides, el resto de la nube queda en un espacio donde la radiación UV se encarga de destruirla.

RADIACIÓN CÓSMICA GALÁCTICA

El espacio interestelar es surcado por toda clase de partículas (p^+ , n^0 , e^- , núcleos atómicos de todo tipo, etc.) que viajan a enormes velocidades de un extremo a otro de la galaxia. Esta funciona como un enorme acelerador de partículas, mucho más potente que cualquiera construido por el hombre. La galaxia posee su propio campo magnético.

Quasares (QSS: quasi stellar sources; fuentes casi estelares) Son objetos casi puntuales con un diámetro 100 veces menor que nuestra galaxia; su luminosidad es 100 veces superior

a la de una galaxia normal. Parecen estar formados por estrellas y gases y ubicados a distancias muy grandes próximas a los límites del Universo conocido, y se alejan a velocidades cercanas a la de la luz.

En tanto que las leyes de las matemáticas se refieren a la realidad, no son absolutamente seguras, y, en tanto son seguras, no se refieren a la realidad. A. Einstein.

Agujeros Negros (objetos colapsados, estrellas de neutrones o estrellas congeladas)

Estos cuerpos se hallan en el límite actual del conocimiento de la materia. Cuando una estrella llega a quemar todo su combustible termonuclear (H, He, C, O, Si, etc.) en sucesivas reacciones de fusión, y sin que estalle, se enfría y se contrae.

Las densidades de estos cuerpos varía entre 1 Tm/cm^3 (sería la masa del Sol en un volumen como el de la Tierra) a 100 millones de Tm/cm^3 (en este último caso sería una masa como la del Sol en un cuerpo de 10 km de radio),

Estos cuerpos al contraerse por los efectos de su propia gravedad generan una **estrella de neutrones**, ya que los electrones de los átomos pasan al núcleo y se combinan con los protones para dar neutrones con desprendimiento de neutrinos. Si la masa de la Tierra estuviera contenida en 1 cm^3 , se necesitaría la velocidad de la luz para escapar. Como ello no es posible se transformaría en un agujero negro. El límite de no escape de la luz por efecto de masa se llama "horizonte de sucesos".

Estos tipos de estrellas se verificaron a fines de la década del 70 al descubrirse los **pulsares**, que son, casi con certeza estrellas de neutrones con un movimiento de rotación muy rápido. Los rayos de luz son desviados y atrapados por esos cuerpos (agujeros negros). Se estima que el radio mínimo que puede tener un cuerpo como la masa del Sol es de unos 3 Km.

Agujeros negros

El mecanismo de formación de un **Agujero Negro** según Israelian y Casares (2001) es el de contracción gravitativa de una estrella muy masiva como las supernovas cuando se le termina el combustible. Una implosión de

este tipo desprende mucha energía de tal manera que si una supernova hubiese estallado a menos de 33 años luz de nuestro sistema solar, hace unos 20.000 años, probablemente no se hubiere salvado nuestra civilización ya que la emisión de rayos cósmicos producidos por este evento hubiera generado una tasa de mortalidad del 0,06% que habría sobrepasado la tasa de ese momento que era de 0,05%.

El registro de explosión de supernovas es de 14 en los últimos 2000 años. La presencia de uranio en la Tierra es una prueba directa de la existencia de supernovas en el pasado de nuestra galaxia dado que estos elementos solo se pudieron formar durante el colapso de estos tipos de estrellas. Los elementos químicos del Universo son resultado de procesos nucleares que comenzaron con el Big Bang y que continuaron en el interior de las estrellas y en el medio interestelar. El H y D y parte del He y Li se generaron a 10^9 K durante los 3 primeros minutos del Universo. El resto de los elementos se originaron por reacciones nucleares ocurridas en el interior de las estrellas.

La materia difundida después del Big Bang, principalmente H y He, se contrajo por acción de la gravedad dando lugar a las protoestrellas. Cuando la temperatura interna de las estrellas supera los $10 \cdot 10^6$ de grados comienzan los procesos de nucleosíntesis. La temperatura interna depende de la masa, por eso las protoestrellas de masa inferior a 0,01 de la masa solar se terminan convirtiendo en enanas marrones. Las estrellas más masivas al quemar H y He generan elementos más pesados como el C, N, O, etc. que salen expulsados al medio interestelar. De tal manera que generaciones de estrellas posteriores, como nuestro Sol, poseerán tanto elementos primigenios como el H y el He y además aquellos productos de esa combustión. O sea que los elementos pesados van aumentando con el tiempo.

En una estrella cuya masa es superior a 8 masas solares, la temperatura interior alcanza un valor crítico de $10 \cdot 10^6 \text{ }^\circ\text{C}$, el H y el He y otros núcleos más estables como C, O y Si comienzan a fusionarse para generar núcleos más pesados como Fe, Ni y otros metales. La estructura de una estrella es tipo cebolla en la que cada capa genera un tipo de núcleo distinto. En las capas más externas continua la fusión del H y en las

capas más internas, más calientes, la de elementos cada vez más pesados a medida que nos sumergimos en su interior.

Cuando la temperatura interna supera los 100.10^6C , el enfriamiento es dominado por la generación de neutrinos, y las zonas internas colapsarán. Esta fase de contracción posee dos características, una es que se ha consumido toda la energía nuclear concluida la nucleosíntesis del grupo del Fe (Fe, Ni, etc.) y la otra el núcleo de la estrella se vuelve inestable experimentando una pérdida de presión debido a las formación de neutrones ($p^+ + e^- \rightarrow n^0$).

Seguidamente la contracción produce reacciones de foto desintegración que absorben energía (hasta ahora la energía era emitida) y conducen al colapso del núcleo. Con este mecanismo se construirían las estrellas de neutrones o agujeros negros. Este colapso genera una emisión muy grande de energía en corto tiempo pudiendo invertir la implosión de la estrella y producir la expulsión de las capas externas.

La explosión de una supernova (hasta 10 masas solares) emite grandes cantidades de materia rica en metales en el espacio interestelar. Los detalles físicos de este proceso son muy complejos y no bien comprendidos.

TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DEL UNIVERSO

El pensamiento del hombre respecto del origen del Universo viene de la antigüedad. Las diversas religiones dieron sus reflexiones, por ejemplo la tradición judeocristiana lo describe en el Antiguo Testamento (Génesis). Pero más modernamente, después que el polaco Nicolás Copérnico (1473-1543) diera los fundamentos del heliocentrismo (donde la Tierra y los planetas giraban alrededor del Sol y a su vez nuestro Planeta gira sobre sí mismo una vuelta completa cada 24 hs para producir el día y la noche refutando el pensamiento aristotélico del geocentrismo); después de Juan Kepller (1571-1630) con la descripción de las tres leyes que explicaban aún más profundamente el movimiento de los planetas; después de Galileo Galilei (1564-

1642) quién basado en el pensamiento de Copérnico dio las leyes básicas de la mecánica de la caída libre de los cuerpos, conceptos que posteriormente Newton (1642-1727) incorporó para explicar las tres leyes del movimiento que gobiernan no sólo los fenómenos terrestres sino también los movimientos de los cuerpos en el espacio, recién entonces filósofos, físicos y matemáticos comenzaron a dar pensamientos más acabados sobre el origen del Universo. Entre esos pensamientos merecen destacarse los del alemán Manuel Kant (1724-1804) quién proponía la idea de que el Universo estaba constituido por universos "islas" que se ubicaban dentro del universo de dimensión infinita. Con el mejoramiento de los instrumentos de observación y el desarrollo de nuevas matemáticas se fue avanzando en la concepción de nuevos tipos de universos. Se dejó de lado la geometría euclidiana y se incursionó en otras como la propuesta por Lobachesvsky y Bolyai en 1829 y 1832 respectivamente y la de Riemann en 1854 referidas a espacios curvos. Vino la etapa de la teoría de la Relatividad con la cual Einstein en 1917 enuncia su modelo de universo isótropo, homogéneo, infinito y estático. También en 1917 el Holandés de Sitter (1872-1934) postula otro modelo, también relativista. Otros autores que agregan nuevas ideas son Eddington (1882-1944) y Fridmann en 1922.

Las observaciones y mediciones continúan, ya en 1842 el austríaco Doppler describió el fenómeno que hoy se conoce como efecto Doppler en el cual cuando una fuente de sonido se aleja o se aproxima al oyente, la frecuencia varía, aumenta aparentemente cuando la fuente acústica se aproxima y luego disminuye cuando se aleja, ello permite hacer un cálculo de la velocidad del objeto emisor y/o el observador. Lo mismo ocurre con las ondas lumínicas donde su frecuencia disminuye cuando la fuente y el observador se alejan y la longitud de onda correspondiente aumenta pues es inversamente proporcional a la frecuencia, por el contrario cuando la fuente y el observador se aproximan la longitud de onda disminuye. Huggins (1824-1910) se dedicó a usar este efecto para medir distancias de cuerpos celestes.

tes y ya en 1868 anunció que la estrella Sirio se alejaba de nosotros a una velocidad de 47 km/s. Más adelante se pudieron fotografiar los espectros lumínicos de las estrellas, en 1917 Slipher en el Observatorio Lowell (USA) determinó la velocidad de aproximación de la nebulosa Andrómeda en unos 240 km/s, pero en general las otras nebulosas se alejaban. Estas observaciones empezaron a dar un aspecto más dinámico al Universo. Hubble (1889-1953) del Observatorio Wilson (USA) siguió con estas mediciones corrigió la velocidad determinada para Andrómeda en 48 km/s ya que el resto a 240 km/s se debía a la velocidad de giro de nuestra galaxia, pero el mayor aporte hecho por él fue en 1929 sobre la medición del alejamiento de las galaxias más lejanas y que lo hacían en forma proporcional a su mayor lejanía. Ello lo expresó como vimos más arriba:

$$V=Hr$$

Las galaxias que se alejan están desplazadas hacia el rojo en el espectro lumínico, o sea que la longitud de onda ha aumentado. Se continuó con el avance y mejoramiento de los conocimientos. En 1956 se inicia la radioastronomía, en la cual se miden otras longitudes de ondas distintas a la de la luz, se corrobora el efecto Doppler y el de mayor velocidad de alejamiento a mayor distancia de las galaxias. El Universo se “agranda”.

En 1927 el belga George Lamaitre (1894-1966), sobre las bases de la Teoría General de la Relatividad propuso un nuevo pensamiento sobre un Universo evolutivo el cual en sus inicios se hallaba concentrado en un volumen que denominó “átomo primitivo” con un radio de 150.000.000 Km. Este cuerpo explotó y se fragmentó. Es finito e ilimitado de acuerdo a la geometría de Riemann, la cantidad de materia permanecía constante, por lo tanto en la expansión disminuía su densidad. Luego pasó por un estadio en el cual se detuvo la expansión y luego prosiguió. En 1946 siguieron las ideas de Gamow (1904-1968) que apoyado en los conceptos básicos de la nucleosíntesis, postuló que unos 13.000.000.000 de años atrás el Universo muy

condensado estaba constituido por radiaciones y neutrones. Denominó “Big Bang” a la gran explosión y comenzó la expansión. Los neutrones con una vida media de 13 minutos se desintegraban en protones más electrones, pero después de los primeros 5 minutos esas partículas se asociaron formando los elementos tal cual hoy los conocemos. A ese caldo primitivo le dio el nombre “*ylem*” que en griego significa sustancia primordial. El proceso de nucleosíntesis terminó una media hora después. Hoy en día los conocimientos del macro y micro cosmos avanzaron y en forma muy sintética se piensa así:

Universo con explosión inicial: esta teoría parte del conocimiento sobre la expansión actual del Universo. Hace unos 15.000 Ma el Universo estaba empaquetado en un punto (época de la singularidad). El Universo empezó a partir de este punto con una gran explosión (**Big Bang**) donde precediendo a la materia iba a modo de onda el espacio y el tiempo.

Algunos astrónomos sugieren que en oposición a esta teoría está la del **Universo regular** (Bondi y Gold, 1949). Según estos autores el Universo no sólo presenta un mismo aspecto general (textura) en todas las direcciones y desde cualquier posición que se lo observe, sino que este aspecto no cambia con el tiempo. Esta teoría admite la expansión del Universo, por lo tanto se ve obligada a postular la creación continua de materia (los cálculos muestran que es suficiente la creación de un átomo de H por año y por cada 6 km³ para que este modelo sea coherente).

Hoy en día los físicos desarrollan pensamientos sobre bases matemáticas que denominan teoría de las cuerdas:

La **Teoría de Las Cuerdas** según Mukerjee (1996) está en proceso de reemplazar a la de las partículas fundamentales y evoluciona hacia la **Teoría del Todo** (TOE, *Theory of Everything*) que entiende a los objetos más elementales del Universo constituidos por cuerdas muy finas cuyas oscilaciones generan todas las partículas e interacciones del Universo. Las cuerdas tienen 10⁻³³ cm de

largo y vibran como las cuerdas de un violín y de diversas formas.

Como a cada cuerda le corresponde una frecuencia posee una energía fija por lo cual, de acuerdo a la mecánica cuántica, se consideran partículas. La mecánica cuántica interpreta que las ondas pueden ser partículas. Las energías de vibración de las cuerdas son las masas de las partículas elementales (electrones, quarks y fotones).

Los quarks son partículas elementales que poseen un tipo de carga parecida a la eléctrica que se llama color. Por los efectos del color los quarks se atraen entre sí con mucha energía y se unen en parejas o tríos formando partículas mayores como los protones, neutrones, etc. A los quarks nunca se los ve libres.

La teoría de las cuerdas tiene validez en un espacio de 10 dimensiones. El espacio real posee 4 dimensiones (3 espaciales y el tiempo), las 6 dimensiones restantes se cree que se enrollan tan apretadamente que seres grandes como los humanos no las pueden detectar.

El hombre en los aceleradores modernos sólo pueden “ver” tamaños de partículas de hasta 10^{-16} cm pero cuando funcione el acelerador del CERN a partir del 2005 esperan descubrir objetos de dimensiones inferiores que justifiquen la teoría.

Revolución cosmológica (extraído de Exploración del espacio-tiempo de C.J.Hogan, R.P.Krishner y N.B.Suntzeff, en Investigación y Ciencia., marzo 1999).

En un congreso realizado en mayo de 1998 sobre “La energía perdida del Universo” se presentó un problema nuevo de relevancia que se desprendía de las observaciones sobre las estrellas que habían estallado,

según las cuales, y contra todo sentido común, el Universo crece con velocidad creciente. Desde los años 20 se sabe de la expansión del Universo y que las galaxias se están separando pero se suponía que esta expansión era moderada, refrenada por la fuerza de gravedad. Si el universo acelera su expansión es que existiría otra fuente de energía desconocida tipo antigravedad. Una nueva interacción de este tipo, en general no le gusta a los físicos. Sin embargo en ese congreso la mayoría de los físicos presente la aceptaron.

Desde hace unos 10 años se sospechaba que algo raro sucedía, pues no se alcanzaba a observar la cantidad de materia suficiente como para frenar por gravedad la expansión (eso era lo que suponía la teoría de la inflación). Algo falla en esa teoría ya que la expansión no se desacelera a la velocidad calculada

Antes de la Teoría de la Relatividad en 1916 y de las primeras observaciones de la expansión cósmica ocurrida en la década del 20 se creía que el universo mantenía su tamaño. El propio Einstein desconfió de sus ecuaciones cuando advirtió que implicaban un universo dinámico. La situación cambió con las determinaciones de expansión de Hubble tal como predice la relatividad general para un universo que se expande. Desde hace años los astrónomos tratan de comprobar que las galaxias más alejadas se apartan de esta relación simple (entre el corrimiento al rojo y distancia) ya sea porque el ritmo de expansión ha cambiado a lo largo del tiempo o por que el espacio está curvado. Medir este efecto constituye un objetivo crucial para los astrónomos.

ϕ = constante cosmológica de Einstein.

Tabla 3
Tipos de materia

Tipos de materia	Composición probable	Indicio principal	Contribución aproximada a φ
Materia visible.	Materia ordinaria compuesta por p+ y n°	Las observaciones telescópicas	0,01
Materia oscura bariónica	Materia ordinaria demasiado oscura para dejarse ver, p.e. estrellas marrones, etc.	Los cálculos de la nucleosíntesis y la abundancia observada de deuterio.	0,05
Materia oscura no bariónica.	Partículas exóticas como los "axiones", los neutrinos con masa o partículas de gran masa que interactúan débilmente.	La gravedad de la masa visible no alcanza para explicar las velocidades orbitales de las estrellas dentro de las galaxias y de las galaxias en los cúmulos.	0,3
"materia oscura" cosmológica.	La constante cosmológica (la energía del espacio vacío).	El fondo de microondas da a entender que el cosmos es plano, pero no hay suficiente materia bariónica o no bariónica para que lo sea.	0,6

Al contrario que las otras fuerzas fundamentales que vincula la materia, la gravedad es siempre atractiva, solo tira, nunca empuja. O sea que el universo con el tiempo tendría que comprimirse. Ante esta posibilidad y pensando que el universo era estático y estable, Einstein añadió un término a sus ecuaciones, la "constante cosmológica" que lo estabilizaba con una nueva fuerza de largo alcance en el espacio. Si su valor era positivo, sería una fuerza repulsiva, una especie de antigravedad que impediría que el universo se contraiga bajo su mismo peso. Einstein renegó 5 años más tarde de este concepto y lo consideró su "mayor error".

En la teoría general de la relatividad la fuente de las fuerzas gravitatorias (atractivas o repulsivas) es la energía. La materia no es más que una forma de energía. Pero el término cosmológico es distinto. La energía asociada a él no depende de la posición o del tiempo, de ahí que se lo llama "constante

cosmológica". La fuerza que causa actuaría aún cuando no hubiese materia o radiación. Su fuente sería una curiosa forma de energía que residiera en el espacio vacío. La constante cosmológica, como el éter, le da al vacío como una especie de aura casi metafísica.

En los años 30 la constante cosmológica dio una de las primeras señales de vida en el intento que varios (Dirac, Feynman, Achwinger y Tomonaga) hicieron para combinar las leyes de la mecánica cuántica con la teoría especial de la relatividad. Estos autores demostraron que el espacio vacío era más complicado que lo supuesto. De sus estudios resultaba que las partículas elementales podrían surgir espontáneamente de la nada y desaparecer de nuevo, siempre y cuando fuese en un tiempo cuya brevedad impidiera la medición. Estas partículas virtuales (así se las conoce) producen efectos mensurables, alteran los niveles de energía de los átomos y crean fuerzas entre las placas metálicas

neutras. De tal manera que el espacio vacío no está vacío, guste o no.

Si las partículas virtuales pueden cambiar las propiedades de los átomos, ¿podría afectar a la expansión del universo?

Discrepancias entre la teoría y la observación es el problema cuantitativo más desconcertante de la física actual. Esto hace suponer que habría alguna ley física no descubierta que anularía la constante cosmológica. Sin embargo las nuevas observaciones cosmológicas sobre la edad del universo, la densidad de la materia en su seno y la naturaleza de las estructuras cósmicas apuntan lo contrario.

En las distintas ideas que se ponen en juego para tratar de explicar al universo se encuentra aún el pensamiento de Dirac sobre la variabilidad de las constantes (por lo tanto no serían constantes); o los que se inclinan por las cuerdas. La cosmología en los años 80 decía que el universo era plano y estaba dominado por la materia. Estas ideas aparentemente no corren más. El universo o es abierto o está lleno de una energía de origen desconocido. Creo que las observaciones apuntan en favor del segundo estado de cosas, ambos dan una visión de la física radicalmente nueva.

Tabla 4

Las principales teorías:

Concepto	Nota	Comentarios
El Universo evolucionó a partir de un estado más caliente.	Sobresaliente alto	Pruebas convincentes obtenidas desde muchos ángulos de la astronomía y la Física
El Universo se expande tal como predice la Teoría de la Relatividad General.	Sobresaliente bajo	Pasa los exámenes pero muy pocos de tales exámenes han sido exigentes
La materia oscura constituida por partículas exótica domina las galaxias.	Notable alto	Muchas líneas de pruebas indirectas, pero hay que encontrar todavía las partículas y descartar las teorías alternativas.
La mayor parte de la masa del Universo se distribuye de forma suave; actúa de acuerdo con la constante cosmológica de Einstein.	Notable bajo	Prometedor ajuste de medidas recientes pero tiene que hacerse mucho más para depurar las pruebas y resolver problemas.

Tabla 5
CUADRO DEL TIEMPO COSMICO (Resumido de Investigación y Ciencia, N°45)

Tiempo cósmico	Epoca	Suceso	Años
0	singularidad	Gran Explosión	$20 \cdot 10^9$
10^{-43} seg	Tiempo de Planck	Creación de partículas	$20 \cdot 10^9$
10^{-6} seg	Era Hadrónica	Aniquilación del protón-antiprotón	$20 \cdot 10^9$
1 seg	Era Leptónica	Aniquilación par e- - e+	$20 \cdot 10^9$
1 min.	Era de radiación	Nucleosíntesis del He y deuterio	$20 \cdot 10^9$
10.000 años	Era de la materia	Predomina la materia en el Universo	$20 \cdot 10^9$
1-2.109 años	"	Comienzan a formarse las Galaxias	18-19.10 ⁹
$4 \cdot 10^9$ años	"	Se forman las estrellas	$6 \cdot 10^9$
$15 \cdot 10^9$ años	"	Se forman los planetas Se solidifican las rocas	$4,6 \cdot 10^9$
$16 \cdot 10^9$ años	Era Arqueozoica	Se forman las rocas terrestres más antiguas	$3,9 \cdot 10^9$
17.109 años		Vida microscópica	$3 \cdot 10^9$
18.109 años	Era Proterozoica	Atmósfera rica en O ₂	$2 \cdot 10^9$
19.109 años		Vida macroscópica	$1 \cdot 10^9$
19,5.109 años	Era Paleozoica	Fósiles más antiguos conocidos	$600 \cdot 10^6$
		primeros peces	$450 \cdot 10^6$
		primeras plantas terrestres	$400 \cdot 10^6$
19,7.10 ⁹ años	Era Mesozoica	Primeros mamíferos	$200 \cdot 10^6$
		Primeras aves	$150 \cdot 10^6$
19,9.10 ⁶ años	Era Cenozoica	Primeros primates	$60 \cdot 10^6$
		Aumentan los mamíferos	$50 \cdot 10^6$
		Homo sapiens	$1 \cdot 10^5$

LAS SIGUIENTES TABLAS Y ESCALAS TIENEN COMO FIN TRATAR DE FACILITAR AL LECTOR LA COMPRENSIÓN Y LA UBICACIÓN EN ESCALA DE FENÓMENOS NATURALES

-Un trozo de roca cuyo diámetro fuera de 2,5 cm y se ampliara hasta el tamaño de la Tierra, sus átomos tendrían un tamaño variable entre una pelota de golf y una de tenis.

-Unos $40 \cdot 10^6$ (40 millones) de átomos de H puestos en hilera tendrían una longitud de 1 cm.

Los prefijos métricos que se usan en ciencia Física se ven en la Tabla 6:

Tabla 6

Prefijos métricos nombre	multiplica por	Procede del	Significa
tera	10^{12}	latín	monstruo
giga	10^9	latín	gigante
mega	10^6	griego	grande
kilo	10^3	griego	mil
mili	10^{-3}	latín	mil
micro	10^{-6}	griego	pequeño
nano	10^{-9}	griego	enano
pico	10^{-12}	italiano	pequeño
femto	10^{-15}	danés	quince
atto	10^{-18}	danés	dieciocho

Si el Universo desde su inicio posee una edad relativa equivalente a 1 año los hechos ocurrieron en los siguientes tiempos figurados, Tabla 7:

Tabla 7

Acontecimiento	tiempo figurativo
Big Bang	0 hs del 1ro. de enero
Vía Láctea	1ro. de mayo
Sistema Solar	9 de septiembre
Tierra	15 de septiembre
inicio de la vida	15 de noviembre
gusanos	16 de diciembre
dinosaurios	25 de diciembre
mamíferos	26 de diciembre
humanos	31 de diciembre a las 22,30 hs.
historia de la humanidad	última hora y media
nacimiento de Buda	31 de diciembre a las 23hs59'55"
nacimiento de Cristo	31 de diciembre a las 23hs 59'59" 1/100
Renacimiento	31 de diciembre a las 23hs 59'58"
Modernismo	31 de diciembre a las 23hs 19'59"

En la Tabla 8 se ve en escala el tamaño de algunos objetos naturales.

Tabla 8

Escala de tamaños en la naturaleza	
Física de partículas	10^{-16} cm mínima distancia detectada por un acelerador de partículas. 10^{-12} cm. protón
Física atómica	10^{-8} cm..... átomo 10^{-4} cm..... moléculas orgánicas
Biología	1 cm..... insectos hombre 10^4 cm..... ballena
Geología montañas 10^8 cm diámetro de la Tierra
Astronomía	10^{12} cm 10^{16} cm. distancia al Sol estrella más cercana 10^{20} cm diámetro de la Vía Láctea
Cosmología	10^{24} cm 10^{28} cm Universo visible

En la Tabla 9 se aprecian las velocidades en que ocurren algunos fenómenos naturales:

Tabla 9
Extraído de Glashov, 1995

Inmovilidad	
10^{-8} cm/s	
10^{-6}	deriva continental
10^{-4}	velocidad del crecimiento de un árbol
10^{-2}	minutero del reloj
1	
10^2	tortuga
10^4	atleta en los 100 m llanos
10^6	sonido
10^8	velocidad orbital de la Tierra
10^{10} cm/s	electrón en un átomo
	velocidad de la luz

Tabla 10

Las interacciones, los fenómenos físicos y el espacio

	Extraído de Glashov, 1995 ¿?????????????????	UNIDAD TGU (teoría de la gran unidad)
10 ⁻²⁵ cm	quarks y leptones	
10 ⁻¹⁵ cm		Débil FISICA Fuerte
	núcleo atómico átomo	
10 ⁻¹⁰ cm		ELECTROMAGNETISMO
10 ⁻⁵ cm	moléculas complejas como el ADN células	QUIMICA
1 cm	animales	BIOLOGIA
10 ⁵ cm	montañas	
		GEOLOGIA
10 ¹⁰ cm	planetas sistema solar	GRAVEDAD
10 ¹⁵ cm		
	estrellas	
10 ²⁰ cm		ASTRONOMIA
	galaxias	
10 ²⁵ cm	cúmulos de galaxias	
10 ³⁰ cm	¿?????????????????	

MÉTODOS Y ELEMENTOS DE OBSERVACIÓN DE LA NATURALEZA UTILIZADOS POR EL HOMBRE

- Radiotelescopio (observa los lugares más alejados del Universo conocido)
- Telescopio
- Telescopio de aficionado
- Anteojos larga vista x50
- Ojo humano, aumento x1

- Lente cuenta hilo, aumentos x10 y x20
- Lupa binocular
- Microscopio óptico, hasta x1000
- Microscopio electrónico, hasta x300.000
- Microscopio de efecto túnel, hasta x 45.10⁶, 45 millones de aumentos (se observa a nivel molecular y atómico)
- Acelerador de partículas, se “observan” partículas de hasta 10⁻¹⁹ cm o sea 1/1000 del núcleo de hidrógeno (protón).

EL SISTEMA SOLAR

El Sistema se halla ubicado cerca del borde de uno de los brazos de la Vía Láctea, a unos 33.000 años luz (31.10^{16} km) del centro. El año

cósmico (giro completo del Sistema Solar alrededor del centro de la Galaxia) dura entre 225 y 250 millones de años. En la Tabla 11 se indica su constitución y en la Tabla 12 se indica su tamaño relativo:

Tabla 11

Planeta	Satélites
Mercurio	no se conoce
Venus	no se conoce
Tierra	Luna
Marte	1 Fobos, 2 Deimos
Júpiter	1 1979 J1, 2 Amaltea, 3 Io, 4 Europa, 5 Ganímedes, 6 Calisto, 7 Leda, 8 Himalia, 9 Lysitea, 10 Elara, 11 Ananque, 12 Carme, 13 Pasifae, 14 Sinope
Saturno	1 numerosos satélites pequeños, 2 Mimas, 3 Encelado, 4 Tetis, 5 Dione, 6 Rea, 7 Titán, 8 Hipeirón, 9 Japeto, 10 Febe
Urano	1 Miranda, 2 Ariel, 3 Umbriel, 4 Titania, 5 Oberón
Neptuno	1 Tritón, 2 Nereida
Plutón	1 Caronte

Tabla 12

	Si el Sol tuviera un diámetro de 11 metros:
Mercurio	giraría a 449 metros y su diámetro sería de 3 cm
Venus	giraría a 841 metros y su diámetro sería de 9,5 cm
Tierra	giraría a 1 km y su diámetro sería de 10 cm
Marte	giraría a 1,8 km y su diámetro sería de 5,3 cm
asteroides	
Júpiter	giraría a 6 km y su diámetro sería de 100 cm
Saturno	giraría a 11,1 km y su diámetro sería de 94 cm
Urano	giraría a 15,0 km y su diámetro sería de 40 cm
Neptuno	giraría a 36,0 km y su diámetro sería de 40 cm
Plutón	giraría a 46,4 km y su diámetro sería de 5,3 cm

Analogía con el átomo de hidrógeno: si el núcleo tuviera el tamaño de una naranja (aproximadamente 10 cm) y estuviera en la Plaza del Congreso de la Nación, donde se halla el kilómetro cero, el electrón estaría girando aproximadamente por el barrio de Liniers (a unos 11 km).

El átomo más pequeño de la tabla periódica (H) es unas 5 veces menor que el átomo más grande (U).

Copérnico en su libro *De Revolutionibus* suponía las órbitas planetarias como círculos. Previamente Aristóteles hablaba de esferas en su libro sobre los Cielos, una dentro de la otra y cada una con su contenido de cuerpos celestes. El alemán Kepler (1609) mejora el sistema copernicano basado en los conceptos de su profesor danés Tycho Brahe y propuso que las órbitas son elípticas [1ra. ley] y que el Sol está en uno de sus focos; los planetas se mueven más rápidamente cuando están cerca del Sol (afelio) y más lentamente cuando están más lejos (perihelio) [2da. ley]; la línea imaginaria que une al Sol con el planeta barre superficies iguales en tiempos iguales y en 1618 enunció que los cuadrados de los períodos de revolución de los distintos planetas en torno al Sol están en igual razón que los cubos de su distancia media al Sol [3ra. ley].

Serie de Titius-Bode: las distancias medias de los planetas al Sol siguen una regla que define una serie comose aprecia en la Tabla 13:

$$a = 0,4 + 0,3 \cdot 2^n$$

Tabla 13

	n	a	a'	
Mercurio		0,4	0,4	a= calculado
Venus	0	0,7	0,7	a'= observado
Tierra	1	1,0	1,0	
Marte	2	1,6	1,5	
asteroides	3	2,8	2,9	
Júpiter	4	5,2	5,2	
Saturno	5	10,0	9,5	
Urano	6	19,6	19,2	
Neptuno	7	38,8	30,9	
Plutón	8	77,2	39,5	

Dentro del Sistema Solar se suele usar como unidad de medida la **unidad astronómica** (u.a.) que equivale a la distancia media entre la Tierra y el Sol (149.598.000 km). Según las medidas anteriores se ve que en el Sistema Solar y en el átomo de H casi todo es espacio vacío. El Sol visto desde Plutón sería un punto luminoso o como una estrella grande.

COMPONENTES DEL SISTEMA SOLAR

Junto con el **Sol** y los **planetas** (del Griego = errante o vagabundo; ello se debe a que los griegos veían como los planetas se desplazaban entre las estrellas) se encuentran los **satélites** (o luna = compañero), los **asteroides**, los **cometas** y los **meteoritos**.

Satélites: cuerpos rocosos como los planetas que giran alrededor de estos por gravitación. Es un esquema similar al del Sol y los planetas.

Asteroides o planetoides: son cuerpos también rocosos que se supone corresponden a material disperso de un planeta que estalló. Se mueven en su mayoría en órbitas de tipo planetario entre Marte y Júpiter. Sus dimensiones son variables predominando diámetros de 1 a 80 km. La masa total del conjunto de los asteroides no supera las 0,0003 de la masa de la Tierra. Hoy en día se piensa que corresponden a materia que no llegó a acrecionarse lo suficiente como para formar un planeta.

Asteroide Eros 433 examinado por todas partes (de Mundo Científico., 219 : 6)

Posee 34 km de largo, forma de maní, dos depresiones importantes y una masa de 7000 billones de Tm. Se halla situado entre Marte y la Tierra. Su densidad es relativamente homogénea (2,67 g/cm³) y su composición es parecida a la de una condrita, los meteoritos más comunes, indican que se trata de un montón de polvo primigenio poco evolucionado.

Cometas: datan probablemente de la época de la formación del Sistema Solar. De vez en cuando uno de ellos se acerca al Sol y se convierte en un cometa con una cabeza brillante de la que se desprende una "cabellera" (del Griego = coma = cabellera). Participaron en la formación de los planetas, otros subsisten

en los confines del Sistema Solar. Son cuerpos constituidos por material rocoso, hielo y material orgánico (el Halley pasó en 1986 y posee su núcleo un tamaño de 2 a 3 km de diámetro, su órbita se repite cada 70 años aproximadamente) y al acercarse al Sol aparecen rodeados por una envoltura gaseosa de la que sale una cola perpendicular a la superficie del Sol de varios millones de kilómetros; esta cola va creciendo a medida que el cometa se acerca al Sol y luego a medida que se aleja va desapareciendo, está constituida por pequeñas partículas sólidas y se genera por el empuje de la radiación solar (viento solar), o sea que los cometas se van “gastando” al pasar cerca del Sol. Cuando se acercan al Sol, el hielo pasa directamente del estado sólido al gaseoso y libera polvo, que genera un halo luminoso denominado coma. En la etapa final de los cometas el núcleo se desintegra en una corriente de pequeñas partículas generando una “lluvia de estrellas” al caer sobre la Tierra. Las órbitas son elipses muy alargadas, a tal punto que en algunos casos puede ser una parábola o una hipérbola (curvas abiertas) en estos casos los cometas no pertenecerían al Sistema Solar y vagarían por el espacio (son los casos menos frecuentes). Provenirían de la denominada nube de Oort (astrónomo holandés quien la descubrió en 1950). Esta nube se halla ubicada a unas 60.000 unidades astronómicas. Las colas de los cometas son fundamentalmente de polvo y llegan a formar una especie de enjambre a lo largo de toda la órbita del cometa, cuando la Tierra atraviesa uno de estos enjambres se observa una “lluvia de estrellas” o sea un fuerte aumento de estrellas fugaces.

El núcleo de un cometa es pequeño. Los hielos calentados por el Sol dejan escapar moléculas, pero éstas, por efecto de la fotólisis generada por la radiación UV, son divididas y estos fragmentos eran lo único que el hombre podía determinar hacia la década del 80, y por lo tanto, tratar de reconstruir la composición del núcleo era muy engorroso. Más tarde, con el desarrollo de las técnicas de observación, se pudo determinar alguna de las moléculas constituyentes del núcleo (vapor de agua, ácido cianhídrico, gas carbónico, formaldehído y metanol). También se detectaron sustancias que sólo pueden condensarse en forma de hielo a muy bajas temperaturas como el SH_2 y polvo similar al que

se encuentra en el espacio interestelar, lo cual indicaría que los núcleos de los cometas han sido muy poco modificados por la acción de la radiación solar, y por lo tanto, se tratan de astros muy primitivos del Sistema Solar.

Que el tamaño del núcleo, que es del orden de una decena de kilómetros y se conocía desde hace tiempo, se determina cuando el cuerpo se halla lejos del Sol a pesar de su baja reflectividad por el pequeño tamaño. La formación de la cola con su proximidad al Sol se conocía desde hace mucho tiempo ya que el cometa se calienta al acercarse a él y los hielos se subliman, es decir, pasan al estado gaseoso, en el espacio interplanetario, generando una atmósfera alrededor de él que se dispersa en forma de cola, según el sentido de la radiación solar, ya que la atracción gravitatoria del núcleo es muy pequeña. Los cometas poseen dos colas, la de polvo, muy curvada, y la de iones, que es rectilínea. La primera está constituida por granos de polvo arrastrados por la sublimación de los hielos y progresivamente acelerados por el impacto de los fotones solares (presión de la radiación solar). Es brillante porque el polvo refleja la luz solar. La segunda cola está constituida por iones provenientes de la disociación e ionización de las moléculas de la atmósfera cometaria por la radiación UV del Sol y empujados por las partículas cargadas del viento solar (protones y electrones).

En el siguiente cuadro se ve la composición molecular de los volátiles cometarios. Estas moléculas están frías (algunas decenas de grados Kelvin). La molécula absorbe un fotón solar y remite un fotón de longitud de onda igual o superior por efecto de fluorescencia. Estos espectros estudiados no provienen de las moléculas madres nacidas de los hielos, sino de las hijas producidas por fotólisis.

La distinción entre cometa y asteroide no es muy clara, aunque un asteroide es más pétreo. Un cometa “viejo”, por los efectos de muchos pasos cerca del Sol, por la volatilización de sus hielos que ello acarrea, terminará pareciéndose a un asteroide. Las cantidades de hielos y material rocoso de un cometa son aproximadamente similares. Ello se determinó, ante el paso del cometa Halley.

Los cometas serían muestra de los planetecimales de la época de génesis del Sistema Solar hace unos 4500 millones de años.

Los espectros moleculares dan la siguiente composición, ver Tabla 14 :

Tabla 14

ABUNDANCIA DE LAS MOLÉCULAS COMETARIAS CONOCIDAS	
MOLÉCULAS	ABUNDANCIA
H ₂ O	100
CO	2 a 20
CO ₂	3
H ₂ CO	0,03-4
CH ₃ OH	1-8
HCOOH	<0,2
CH ₄	<1?
NH ₃	0,1-1
HCN	~0,1
N ₂	0,02-0,2
H ₂ S	~0,2
CS ₂	0,1
OCS	<0,3
SO ₂	<0,001
S ₂	0,05

Extraído de: **Las moléculas de los cometas**. Por D. Bockelee-Morvan y J. Crovisier. Mundo Científico 154, 142/95

El cometa periódico Shoemaker-Levy 9, se abrevia S-L 9, [nomenclatura que sigue la tradición inaugurada por Charles Messier hace más de 200 años en la cual el cometa descubierto lleva en nombre de sus descubridores, mientras que el número significa el orden de cuerpos de este tipo descubierto por estos autores] fue descubierto en marzo de 1993, e impactó en Júpiter en julio de 1994 en 21 fragmentos que cayeron a lo largo de seis días. A medida que el cuerpo mayor entraba en la atmósfera, generaba un chorro de gas que alcanzó los 3000 kilómetros de altura por encima de las nubes de amoníaco del planeta. Este penacho gaseoso duró unos 6 minutos y comenzó a desplomarse a lo largo de unos 10 minutos, por la compresión de los gases hubo emisión de energía infrarroja, este fue el principal suceso del impacto que fue observado desde la Tierra y desde satélites de observación astronómica.

Meteoritos: Son cuerpos pequeños, menores que un planeta, que caen en la superficie terrestre o viajan por el espacio. Al caer en la superficie terrestre lo hacen a gran velocidad produciendo un roce intenso con la atmósfera inferior que genera el calentamiento del meteoro con emisión de luz. Se estima que la edad es la misma a la del Sistema Solar (alrededor de 4500 millones de años). Los hay de distinta composición, los más comunes están constituidos por silicatos, por hierro o por una mezcla de ambos componentes, los hay también constituidos por materia vítrea (tectitas). Estos cuerpos junto con los cometas han quedado errando dentro del Sistema Solar y periódicamente son atraídos por algún planeta o el mismo Sol, e impacta con ellos con el correspondiente desprendimiento de energía proporcional a la masa de los cuerpos.

Una colisión cósmica develada por los circones.

Hace 65 Ma en el límite de los períodos Cretácico-Terciario inferior (llamado límite K/T) tuvo lugar un impacto meteorítico de un cuerpo cuyo tamaño se estima en 10 km de diámetro y el lugar del impacto sería en la Península de Yucatán, México. De acuerdo con Rocchia (2000) el estudio de los circones contenidos en los sedimentos producidos por el impacto permite localizar dónde este ocurrió. Este autor sigue las observaciones realizadas en circones por Krogh del *Royal Ontario Museum* quién dice que estos minerales poseen características propias ya que los átomos de Pb sustituyen al Zr en la estructura. La solución sólida producida por estos elementos es muy estable y el U de esa estructura es poco lábil. Pero el Pb producido por la desintegración del U no se inserta en la estructura. Esta característica permite usar a estos elementos U y Pb (producido por la desintegración del U) como geocronómetros. En el momento de la formación del círculo solo incorpora U en la estructura y no hay Pb en su constitución (no hay Pb inicial) por lo tanto el Pb que contienen los circones antiguos son producto de la radioactividad del U que se halla en la estructura. El ²⁰⁷Pb y el ²⁰⁶Pb se producen respectivamente de la des-

integración de los isótopos ^{235}U y ^{238}U . Los dos cocientes $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ constituyen dos determinaciones independientes de la edad de la formación de los circones. En un círculo que no sufrió ningún efecto térmico o de presión las edades que dan los dos relojes son idénticas y se sitúan en un diagrama $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en una curva denominada **concordia**. Los circones a lo largo de su historia geológica pueden sufrir cambios como por ejemplo la pérdida parcial o total del Pb radiogénico producido por calentamiento. Cuando ello ocurre se pone a funcionar el cronómetro radioactivo y las relaciones isotópicas arriba mencionadas se ubican por debajo de la curva de concordia. Esta pérdida de Pb se puede producir en los circones en las proximidades del impacto meteorítico, además estos minerales afectados por el impacto desarrollan una estructura lamelar típica y se encuentran asociados a cristales de cuarzo con estructura de impacto. El hallazgo de estos minerales con dichas estructuras son indicadores del impacto meteorítico aunque el cráter producido haya sido erosionado. La dispersión de estos minerales indicadores de impacto puede encontrarse en un área de varios miles de kilómetros cuadrados. El método parece sencillo pero en realidad es muy laborioso pues se trabaja con minerales muy pequeños del orden de 1 a 4 microgramos.

Impactos meteoritos

Existe la posibilidad de que algún meteorito o cometa de masa significativa impacte sobre la Tierra. De hecho el Planeta se formó a lo largo de 4.600 Ma por el impacto de meteoritos y cometas. Los cuerpos grandes del sistema solar a su vez por el efecto de estos impactos presentan en su superficie cráteres; la Tierra también los tiene pero por los efectos del ciclo exógeno, como veremos, se erosionan y desaparecen quedando pocas constancias de estos impactos. De tal manera que en el Planeta se reconocen cerca de un centenar de cráteres formados casi todos ellos hacen menos de 200 millones de años.

De acuerdo con Carusi (1995) estos objetos celestes errantes, como ya se dijo, son de dos tipos, los meteoritos y los cometas, y reciben el nombre genérico de **objetos NEO** (del inglés Near-Earth Objects = objetos próximos a la Tierra).

El estudio de los cráteres de la Luna brinda una gran información ya que este cuerpo, al no poseer atmósfera, ni hidrósfera, con una actividad endógena limitada, conserva los cráteres de épocas primitivas del Sistema Solar. El estudio de los tamaños, forma y distribución de éstos, permiten inferir de cómo era la Tierra antes de que la erosión borrara estas huellas aún teniendo en cuenta de que la Tierra, por su mayor masa (posee 81 veces la masa de la Luna) recibió una mayor cantidad de impactos. Se estima que existen unos 2000 cuerpos de tamaños mayores de 1 km de diámetro con órbitas que podrían colisionar con la Tierra, de ellos sólo se conocen unos cien.

Los sucesos catastróficos en la naturaleza son raros a escala humana, pero no a escala geológica donde la unidad de tiempo es el millón de años. Continuamente el Planeta está siendo bombardeado por finas partículas (menores de 1 mm), cada tanto el Planeta pasa por la órbita de un cometa en disgregación y es cuando vemos durante las noches las llamativas "lluvias de estrellas", durante el día la luz solar no permite ver este tipo de espectáculo. Las "**lluvias de estrellas**" suelen estar constituidas por numerosas partículas cuyo tamaño es del orden de 1 cm de diámetro, que al ser atraídas por el campo de gravedad producido por la Tierra, rozan con la atmósfera, se calientan, se funden y emiten luz. Los meteoritos que aparecen en los museos se usan para la determinación de la composición química y mineralógica de parte del Sistema Solar y del interior de nuestro Planeta.

Se creó una escala dividida en cuatro grados de tamaños propuesta por los investigadores del Instituto de Ciencias Planetarias de Tucson, Arizona, USA y de la NASA.

Grado uno: compuesto por objetos que pocas veces llegan al suelo o no provocan daños apreciables cuyos tamaños son inferiores a 10 metros de diámetro. Son muy

frecuentes y ocurren constantemente, sobre todo los más pequeños.

Grado dos: corresponde a objetos cuyos tamaños varían entre 10 y 100 metros de diámetro. Son mucho más raros, su frecuencia de caída es 1 por siglo. El impacto de un cuerpo de 100 metros de diámetro llega a preocupar, ya que se fragmentará por medio de explosiones antes de llegar al suelo debido a la gran diferencia de presión que sufre entre su cara de choque con la atmósfera y la cara opuesta (entra a una velocidad de 20 km/s) y liberará, si el objeto tiene unos 50 m de diámetro, una energía equivalente a la de una bomba nuclear de 10 megatones generando una onda de choque atmosférica fuerte que barrerá el suelo a lo largo de muchos kilómetros a la redonda. Se cree que un caso de este tipo fue el ocurrido en Tunguska, Siberia, provocado por un asteroide rocoso de 30 m de diámetro. Los efectos del impacto son aún hoy reconocidos ya que la explosión abatió bosques en una superficie de 2000 kilómetros cuadrados.

Estos accidentes no tienen consecuencias globales desde el punto de vista ambiental o climático.

Grados 3 y 4: son objetos de más de 100 metros de diámetro. Las consecuencias de este tipo de impactos serían planetarias. Se calcula que un cuerpo de 200 metros de diámetro desarrollará al impactar una potencia de 5000 megatones (1 megatón = 1 millón de toneladas de TNT), dando lugar en mar abierto a olas de 3 metros de altura que alcanzarían los 100 m al llegar a la costa con el destrozo consiguiente.

Los proyectos de defensa que se elaboran se refieren a estos tipos de accidentes. El tercer grado sería provocado por energías del orden de 1 millón de megatones (las bombas de H más potentes no superan los 100 megatones) o sea que sería una explosión equivalente a 10.000 bombas de hidrógeno, aproximadamente equivalente a todo el arsenal nuclear generado por el hombre.

En un principio y de acuerdo con Carusi (1995), luego de tal explosión, se generaría el "invierno nuclear" a gran escala debido a la introducción en las capas superiores de la atmósfera de grandes cantidades de

polvo y de cenizas (producidas por los incendios) que filtrarían la radiación solar durante muchos meses. Ello generaría un gran período de oscuridad donde sería imposible la función clorofílica con la consiguiente muerte vegetal rompiendo gran parte de la cadena trófica. La ausencia de luz solar haría descender la temperatura del Planeta sobre el suelo afectando los sembradíos, al menos en el hemisferio donde ocurrió el accidente, produciendo una falta de alimentos generalizada, carestías, epidemias, etcétera.

Se supone que el tamaño "crítico" del proyectil es de 1 km de diámetro. Tamaños inferiores de meteoritos producen fenómenos locales, por encima de este tamaño se producen efectos catastróficos sobre la estructura social realizada por el hombre.

El impacto de **grado 4** sería el de un cuerpo mayor de 8 km de diámetro. Un impacto de este tipo es poco probable, sin embargo ello ocurrió en el pasado y va a ocurrir en el futuro. Los efectos serían catastróficos para la vida, se produciría la extinción de gran cantidad de especies vivientes.

El impacto de un cuerpo de 10 km de diámetro que entra a una velocidad de 20 km/s atraviesa a la atmósfera en 1 o 2 segundos y explotaría contra el suelo con una energía de $1000 \text{ m}10^6$ megatones produciendo un cráter de 100 km de diámetro; los efectos serían enormes, el material incandescente sería arrojado en todas direcciones y volvería a caer sobre todo el planeta produciendo incendios y destrucciones. Los incendios producirían gran cantidad de cenizas y de hollín, que junto con la polvareda, impediría la llegada de la luz solar por un par de años. El efecto invernadero haría descender la temperatura 10 a 20 °C, generando heladas en pleno verano. La zona de impacto sería afectada por un gran terremoto catastrófico a unos centenares de km en su derredor. Los incendios producirían el agregado de C a la atmósfera generando pirotoxinas (productos de gran toxicidad) y lluvias ácidas. Generaría condiciones muy graves en la parte superior de la hidrosfera (donde se aloja la mayor cantidad de vida [fitoplancton que desarrolla una función fundamental en la

escala trófica marina)]. A este período frío y de oscuridad le seguiría otro muy largo (millares de años) durante el cual el CO₂ agregado por los incendios a la atmósfera genera un efecto invernadero muy fuerte creando un clima tórrido, especialmente en los primeros centenares de metros de las aguas oceánicas.

Algo por el estilo ocurrió en el planeta hace 65 Ma (límite K-T). En todo el mundo se descubrieron estratos rocosos de esa fecha con un contenido anómalo en Ir, elemento muy escaso en la corteza terrestre, pero abundante en proporción en los asteroides. El impacto ocurrió en la península de Yucatán, México, dejando un cráter de 200 km de diámetro (el objeto debería tener unos 10 km de diámetro). Alrededor suyo se encuentran tectitas (material rocoso fundido por el impacto). Este impacto debió (no está comprobado) de generar la extinción generalizada de muchas especies (dinosaurios, que ya venían decayendo, ammonites y belemnites).

Este acontecimiento en los últimos 600 Ma no fue el único. Esto plantea la siguiente pregunta: ¿cuántas veces la evolución de la vida fue afectada por estos fenómenos? Y ¿cuán significativamente modificó la evolución? Puede ser que la especie humana deba su desarrollo a uno de estos fenómenos ya que a partir de los 65 Ma hubo una explosión de crecimiento de los mamíferos, quizás por la desaparición de otras especies que tenían controlado el desarrollo de éstos. Se puede decir también que gracias a él la vida inteligente tomó conocimiento y es ahora que está tomando medidas para poder prever futuros accidentes e incluso evitarlos.

En 1990, el Congreso de los Estados Unidos de Norte América encargó a la NASA que estudiara el problema bajo dos puntos de vista, uno científico, para aclarar cuál es el peligro real, y el otro técnico, sobre la posibilidad de aplicar medidas para mitigar las probables consecuencias. Se hicieron luego otros informes y entre ellos salió el trabajo de determinar en los próximos 10 años los NEO peligrosos (esto no es enteramente posible, ya que existen cometas de órbitas muy largas, o sea que no poseen registro histórico, que pueden aparecer en cualquier momento).

Es posible hacer algo para prevenir los

impactos. Se puede desviar de su trayectoria a un cuerpo de cierta masa (grande como una montaña), incluso por medio de explosiones nucleares se puede fragmentar un cuerpo para que el efecto de impacto sea menor.

Los meteoritos

El mayor meteorito hallado en la Tierra fue en 1920 en Hoba en Namibia con un peso de 60 toneladas. Por supuesto que han caído cuerpos más grandes pero estos se destruyeron por los efectos del impacto, aún se encuentran enterrados o fueron erosionados. Estos cuerpos se comenzaron a formar en la nebulosa primitiva que rodeaba al protosol hace unos 4600 Ma, se fueron acrecionando generando a los planetas y satélites, otros quedaron orbitando entre Marte y Júpiter y otros quedaron con órbitas erráticas.

Dice Baruch (2000) que algunos asteroides de masa suficientemente grande alcanzaron temperaturas como para fundirse parcialmente lo que generó un proceso de diferenciación donde el Fe y el Ni, por ser más pesados, formaron el núcleo, mientras que los silicatos se concentraron en las partes superiores formando el manto y la corteza de estos pequeños planetas. También los asteroides pueden chocar entre sí y pueden perder masa ya que los fragmentos fueron generados con tanta violencia que no pudieron ser retenidos en su campo gravitacional. Esta materia así eyectada generalmente proviene de la corteza del asteroide pero el impacto puede ser tan violento que rompe el asteroide poniendo al núcleo de Fe y Ni al descubierto generando meteoritos metálicos. Estos fragmentos quedan orbitando alrededor del Sol y periódicamente de acuerdo a sus órbitas son atrapados por el campo gravimétrico de los planetas mayores. Lo mismo sucede con los cometas.

Algunos meteoritos poseen la misma composición que las muestras lunares, otros poseen una composición similar a la del suelo marciano. Durante su viaje interplanetario los asteroides han sufrido el bombardeo de los rayos cósmicos que indujeron reacciones nucleares. Los núcleos de H y He cósmico transformaron a núcleos atómi-

cos del asteroide de estables a inestables o radiactivos. Este efecto permite datar con precisión la duración de su viaje así como la de su permanencia en la Tierra.

Según Baruch (op. cit.) se estima que diariamente caen unas 100 Tm de material extraterrestre, la mayor parte de los cuales se vaporiza entre 100 y 200 km de altura con su roce con la alta atmósfera. De los que llegan a la litosfera las 2/3 partes caen en las áreas oceánicas.

Los meteoritos que llegan a la superficie han perdido parte de su masa por el roce con la atmósfera (ablación). La intensidad de ablación es proporcional al cubo de la velocidad de entrada, al ángulo de incidencia, a su composición y al grado de fisuración que posee el cuerpo.

Desde 1980 se estudian los micrometeoritos (granos de menor tamaño que 1 mm) cuyo número se estima en $10.000 \cdot 10^{12}$ al año. Le siguen en orden de cantidad los cuerpos de 10 a 100 metros de diámetro que explotan antes de llegar al suelo. Los cuerpos de mayor masa son raros. En promedio cae a la Tierra un cuerpo de 30 m de diámetro por siglo (caso del cuerpo de hierro de 100.000 Tm que formó el *Meteor Crater* en Arizona hace 50.000 años). Un cuerpo de 10 km de diámetro estadísticamente puede caer cada 100 millones de años y provocar un cráter de 200 km de diámetro como el que hay en la península de Yucatán, México ocurrido hace 65 Ma y que provocó la extinción del 50% de las especies vivientes en ese entonces.

ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR

Si un gas que tuviera la composición actual del Sol se enfriara de acuerdo a las condiciones que se cree existían en la época de la génesis del Sistema Solar, parte del oxígeno de este gas se combinaría con silicio para dar silicatos; agotado el silicio por vías de este mecanismo, el oxígeno restante se combinaría con hidrógeno (elemento de mayor abundancia de este gas) para dar agua. Este sencillo mecanismo explicaría por qué los planetas interiores son fundamentalmente silicáticos (Mercurio,

Venus, Tierra y Marte) y los grandes planetas, fundamentalmente de hielo y gaseosos.

Teoría de Kant (1775) Laplace (1796): Estos autores parten de la existencia de una nube de gas cuyas dimensiones serían superiores a la del actual Sistema Solar y que poseía un suave movimiento de rotación. Poco a poco, esta nebulosa se fue condensando por gravitación. Al disminuir el volumen aumentó su velocidad angular (conservación del momento angular). Como consecuencia de los efectos opuestos de la atracción de la gravedad y de la fuerza centrífuga, esta nebulosa tomó la forma lenticular. Al núcleo que se formó se lo denominó **protosol** porque se supone dio origen al Sol. Al ir aumentando la concentración de masa, aumentó su velocidad angular, y por lo tanto, la velocidad de rotación hasta llegar a una situación en que la masa externa segregó un anillo gaseoso, Figura 4.

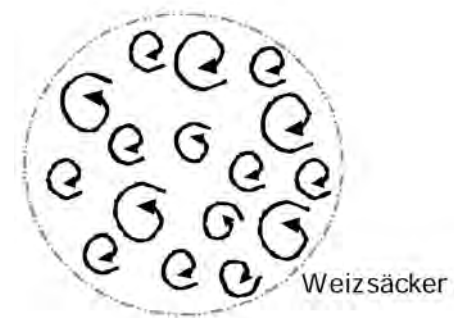
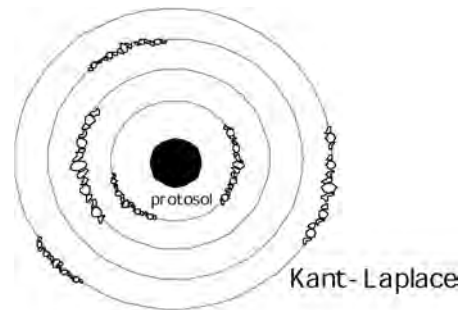


Figura 4. Dos modelos sobre la génesis del Sistema Solar

La contracción gravitatoria continuó y según el mecanismo anterior se generó otro anillo. De

este modo, el **protosol** fue dejando tras de sí una serie de anillos gaseosos cuyas partículas, con el tiempo, se fueron condensando hasta lograr los planetas. Los satélites, esta teoría los explica de similar manera, en este caso cada protoplaneta actuó como el protosol.

Actualmente, en lo fundamental, sigue en vigencia esta teoría, se la describe en cuatro etapas:

La **primera** ocurrida hace unos 4600 Ma cuando la nube original de gas y polvo interestelar se condensó por gravitación y se transformó en un disco por los efectos de su rotación y consecuente fuerza centrífuga. En el centro, esta nebulosa primitiva concentró por gravitación el protosol que era muy caliente, mientras que en la periferia, el disco protoplanetario era frío.

La **segunda** etapa corresponde al enfriamiento de la nebulosa y la concentración de granos de polvo que crecen al aglutinarse.

En la **tercera** etapa, el disco de granos se fragmentó en planetoides, los mayores de los cuales medían un centenar de kilómetros.

En una **cuarta** etapa los mayores planetoides capturaron a los más pequeños y poco a poco formaron los planetas. Estas cuatro etapas parecen haber durado menos de algunos centenares de millones de años, y poco después, el Sistema Solar se parecía mucho al actual, con planetas interiores pequeños y planetas exteriores grandes.

Después de la formación de los planetas queda un gran número de restos de todos los tamaños: por ejemplo todos los asteroides del cinturón ubicado entre Júpiter y Marte, son planetoides a los cuales la presencia de Júpiter les impidió aglutinarse y formar un nuevo planeta. Además los cometas de la nube de Oort constituyen una reserva de cometas de largo período que se extiende hasta distancias interestelares alrededor del Sistema Solar y corresponden a la nebulosa primitiva (hay unos 1013 de ellos de un tamaño de algunos kilómetros). Tanto los cometas como los asteroides pueden ser eyectados del Sistema Solar. En el caso de los cometas esa eyección puede ser provocada por las masas de Júpiter y Saturno como demostró Paul Weissman en 1990; y en el caso de los asteroides por colisiones seguidas también de dispersión por Júpiter o por Marte.

La velocidad de escape del Sistema Solar en las proximidades de la Tierra es de 42 km/s. Al Planeta llegan polvo interestelar y micrometeoritos con velocidades mayores, que son interpretados como provenientes del espacio exterior al Sistema Solar.

La teoría de Kant-Laplace fue objetada por los pensadores catastrofistas, sin embargo hoy en día vuelve a ser considerada aunque con el agregado de nuevos conceptos producto del lógico avance del conocimiento.

Otro punto de vista sobre el origen del Sistema Solar es:

Nacimiento del Sistema Solar

Según Arnould y Boffin (2000) la existencia del Sol se debería a cataclismos cósmicos. Ciertos meteoritos contienen huellas de núcleos atómicos que se generaron en hornos estelares cientos de miles de años antes del colapso de la nube presolar. Estas observaciones corroboran la hipótesis de que la formación del Sistema Solar fue producto de causas exteriores.

De acuerdo con estos autores (op. cit.) se cree que fue a partir de una nube gaseosa fría y densa de gas molecular y polvo que giraba. Esta nube poseía campo magnético propio y turbulencias que la agitaban y que habrían afectado los efectos de la gravedad no permitiendo en un principio su condensación. Posteriormente la masa gaseosa al alcanzar cierto valor crítico comienza a contraerse por efectos gravitativos. La materia se condensa principalmente en un núcleo que colapsa y donde la temperatura y la presión no cesan de aumentar generando una protoestrella. Esta contracción hace que la masa comience a girar cada vez a mayor velocidad respetando el Principio de conservación del momento angular. Parte de la materia frenada por la fuerza centrífuga resultante no puede acumularse en la protoestrella y se dispone formando un anillo a su alrededor. Varios procesos se encargan entonces de redistribuir el momento angular del disco. De ahí resulta que la parte externa es repelida más lejos todavía, mientras que las regiones más internas se

van acumulando en la protoestrella. Sólo una fracción de esta materia se acreciona a la protoestrella e incrementa su masa, mientras que el resto es eyectado violentamente en forma de dos inmensos chorros polares perpendiculares al anillo circunestelar. Estos chorros por los efectos de la radiación cada vez más intensa de la protoestrella van dispersando la materia, especialmente su componente gaseoso, produciendo una estrella tipo T-Tauri. Transcurrieron en este proceso alrededor de un millón de años desde el colapso inicial. En este momento la materia que queda en el disco está principalmente constituida por granos de polvo que se condensaron del componente gaseoso. Con el tiempo estos materiales se van uniendo generando pequeños agregados y más tarde los planetesimales, unos cuerpos de varios cientos de metros que luego se acrecionan para dar origen a cuerpos de dimensiones planetarias. Los chorros polares han cesado y el núcleo de T-Tauri sigue calentándose hasta temperaturas de varios millones de grados, permitiendo la fusión del H en helio. La estrella se estabiliza. Rodeada por su cortejo de planetas que orbitan en planos muy próximos al disco de donde provienen. Esta descripción probablemente reconstruye con bastante fidelidad el proceso que hace unos 4600 Ma tuvo lugar para formar nuestro Sistema Solar.

Teorías catastrofistas:

Estas teorías explican el origen del Sistema Solar a partir de catástrofes cósmicas.

Teoría de Chamberlain y Moulton: Fue propuesta a principios de 1900, según estos autores, hace miles de millones de años, una estrella debió pasar cerca del Sol produciendo en la superficie de ambos astros importantes movimientos de materia por razones de gravitación. Estas gigantescas mareas generaron chorros de gas similares a los que se observan actualmente en el Sol. De esta manera, el material gaseoso quedó fuera del Sol, pero atrapado en su campo de gravedad, mientras que la otra estrella siguió viaje.

Al ir enfriándose, estos chorros de gas se

fueron condensando y dando lugar a pequeñas partículas sólidas llamadas **planetesimales**. Estos planetesimales luego se aglomraron por gravitación, dando lugar a los proto-planetas. Estos fueron aumentando de masa y siguieron atrapando planetesimales hasta llegar a las masas actuales de los planetas.

Teoría de Jeans-Jeffreys: es una variante de la anterior. Supone que el paso de la estrella perturbadora no produjo muchos chorros de gas, sino que generó uno solo que adoptó la forma de lente, cuyas dimensiones eran similares a las del Sistema Solar actual. Al ir enfriándose se fueron separando de la lente los planetas actuales. De esta manera se justifica el mayor tamaño de los planetas centrales.

Nuevas teorías:

Hacia 1940 se abandonaron las teorías catastrofistas volviéndose a las teorías nebulares de Kant-Laplace pero reformadas.

El primer modelo fue el de **Weizsäcker y Ter Haar** que suponían que alrededor del Sol, que se encontraba en condiciones parecidas a las actuales, se fue acumulando una nube de materia interestelar, que por motivos no especificados empezó a girar hasta convertirse en un disco que se extendía hasta la órbita de Plutón. Dentro de esta masa de materia comenzaron a generarse turbulencias provocadas por las distintas velocidades de rotación que se producían entre las partículas más próximas y más alejadas al Sol. Estas turbulencias se comenzaron a mover alrededor del Sol en órbitas concéntricas. La condensación de la materia se fue produciendo en estos remolinos, los cuales captaron todo el material del espacio circundante hasta originar los distintos planetas y respectivos satélites.

Teoría del campo magnético de Hoyle y Alfvén: parten del mismo concepto de Kant-Laplace en cuanto suponen un origen simultáneo entre el Sol y los planetas. Además suponen la existencia de un gran campo magnético en el interior de una nebulosa primitiva (se supone que en esa nebulosa había iones y se sabe que un campo magnético en el interior de una masa gaseosa ionizada y en movimiento, las líneas de fuerzas actúan como si se trataran de cuerdas elásticas). Se postula que la fuerza centrífuga que actúa en la nebulosa expulsa un

anillo de materia y las líneas de fuerzas magnéticas actúan como nexo entre la materia del núcleo y el anillo expulsado. De esta manera, las fuerzas magnéticas frenaron la velocidad de giro del núcleo (protosol), acelerando la del anillo y al mismo tiempo alejando a los anillos del protosol.

CARACTERÍSTICAS DEL SISTEMA SOLAR

La composición de los planetas varía de acuerdo a su distancia del Sol. Como se vio, la formación de éstos se debió a la acreción de granos de polvo que se generaron por condensación de los gases de la atmósfera que rodeaba al protosol. Estos materiales poseían su temperatura más elevada de acuerdo a su proximidad al Sol. De tal manera que los materiales de mayor punto de fusión, cuando descendió la temperatura lo suficiente, se condensaron en las proximidades del Sol, y aquellos de menor punto de fusión, lo hicieron en los sectores más alejados. Los de mayor punto de fusión eran ricos en metales y silicatos (como los encontrados en la Tierra, en la Luna y en ciertos meteoritos). A mayor distancia del Sol se fue produciendo un mayor enriquecimiento en materiales de bajo punto de fusión tales como materiales ricos en carbono e hidratos. Más allá del cinturón de asteroides se formó hielo de agua. En las proximidades de Urano y de Neptuno, los gases como el metano y el amoníaco se hielan formando granos. De tal manera que los llamados planetas interiores están formados principalmente por silicatos y metales, mientras que los exteriores, más allá del cinturón de asteroides, son ricos en hielos de distintos tipos.

Estas características generales permiten distinguir los cometas de los asteroides, ya que los asteroides son pétreos (silicatos + metales) y los cometas son más ricos en hielos. Los primeros se originaron, probablemente, en el Sistema Solar interior y los segundos en el Sistema Solar exterior.

La masa de los planetas mayores pudo haber alejado a algunos cuerpos silicáticos a las partes externas del Sistema Solar, mientras que los cometas visitan esporádicamente la parte interna del Sistema.

Los sistemas complejos de satélites como el de Júpiter (14 satélites) pueden haberse formado como Sistema Solar en miniatura y sus composiciones pueden seguir las mismas pautas anteriores, las lunas más internas poseen interiores silicáticos, mientras que las exteriores tienen interiores helados. En su momento, Júpiter pudo haber sido una fuente de calor significativa que afectó la formación de sus satélites.

Los planetas interiores poseen vulcanismo que genera lavas silicáticas, mientras que en los planetas exteriores las “coladas” pueden ser de agua que luego se congela. Según Miller y Hartmann, esto explicaría sus superficies heladas.

La presencia de hielo en el Sistema Solar no es rara. La tendencia del hielo a sublimarse depende principalmente de la temperatura, por ello es que a distancias del Sol inferiores al cinturón de asteroides (ubicado entre Marte y Júpiter) una masa de hielo, no lo suficientemente protegida, se evaporará en un tiempo corto respecto a la edad del Sistema Solar. A distancias mayores, el hielo es estable a lo largo de los tiempos geológicos.

Los planetas pequeños pueden radiar más fácilmente que los grandes su calor interior. Por lo tanto cuerpos con algunos centenares de kilómetros de diámetro pueden no haber estado nunca fundidos ni haber tenido vulcanismo. Los más grandes se fundieron, al menos parcialmente, hace unos $4.000.10^6$ años, lo que permitió que se produjera una diferenciación gravimétrica, donde los materiales más pesados se hundían formando núcleos metálicos y los más livianos “flotaban” a modo de escoria dando lugar a la parte externa silicática (manto y corteza en el caso de la Tierra) más agua y otros volátiles que dieron lugar a la atmósfera. En algunos planetas el vulcanismo terminó hace largo tiempo y en otros, como la Tierra, continúa actuando hoy en día. En la Luna, las erupciones terminaron hace unos 3000.10^6 años cuando su interior se enfrió. En Marte, las erupciones continuaron hasta hace unos 100.10^6 años.

Del tamaño del planeta depende la evolución interna y externa (atmósfera). Los planetas pequeños no tienen suficiente masa como para retener una atmósfera; los gases liberados por el vulcanismo se escapan al

espacio. Marte tiene suficiente masa como para retener el CO_2 ; Venus posee una densa atmósfera de CO_2 atmosférico. La Tierra posee una atmósfera más rica en Oxígeno debido a que la actividad de las plantas descomponen el CO_2 atmosférico (reacción cloroflica en la cual $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{O}_2 + \text{hidratos de carbono}$ [alimento]). Los gases más livianos como el H y el He hace tiempo que se escaparon; mientras que Júpiter, debido a su masa, retiene una atmósfera densa, rica en H.

Una de las reglas básicas que se usan en el estudio de los planetas es la regla de la masa que presupone que la actividad geológica de origen interno (magmatismo, metamorfismo, tectónica) depende de su masa. Tanto el magmatismo como la tectónica son el resultado de la transferencia de calor desde el interior del planeta a su superficie. Cuanto mayor es un cuerpo, tendrá mayor actividad interna al tener más calor. Esta regla no necesariamente se cumple. Información reciente obtenida de Venus parece demostrar que su estilo tectónico es distinto del de la Tierra, a pesar de que ambos planetas tienen tamaños, masa y composición parecida. Algunos especialistas explican esta diferencia a la interacción entre el ambiente endógeno y exógeno, siendo, para ambos planetas, el primero similar en sus orígenes y el segundo distinto. En un tiempo se pensaba que la energía interna de un planeta dependía del calor desprendido de los componentes radioactivos (U, K, Th), además se pensaba que a mayor volumen de un cuerpo hay mayor energía, a esto se le sumaba el efecto de velocidad de enfriamiento mayor de un cuerpo pequeño respecto de uno grande dada la relación superficie volumen (un cuerpo pequeño, a igual formato, posee una superficie relativa mayor que uno grande, por lo tanto se enfría más rápidamente). Por lo tanto, un cuerpo más grande retiene el calor interno más tiempo que otro pequeño y, por lo tanto, posee una evolución geológica más prolongada. Los planetas terrestres siguen esta regla. La Tierra, el mayor de estos planetas, posee una actividad geológica más prolongada que la de Marte, que le sigue en tamaño, y este a su vez que Mercurio y la Luna que son más pequeños. Los satélites de los planetas de la parte exterior del Sistema Solar no cumplen con estas

reglas, por ejemplo, en Io, satélite de Júpiter, sus volcanes todavía están en erupción; otros satélites de Saturno y Júpiter a los que se agregan Miranda y Ariel de Urano, muestran señales de actividad geológica. Esto podría explicarse porque en un principio hubo gran cantidad de elementos radioactivos de corta vida que calentaron estos cuerpos; otra fuente de energía es la gravitatoria liberada por los meteoritos al caer sobre el satélite o planeta, otra fuente es el efecto de marea del planeta mayor sobre el satélite que se transforma en calor por el rozamiento que genera la marea entre los minerales (este sería el mecanismo ocurrido en Io (Júpiter), Europa (Júpiter) y Encélado (Saturno)).

En la Tierra, los procesos endógenos (magmatismo, metamorfismo, tectonismo) están controlados por la interacción entre las placas en que está dividida su litosfera, o sea los movimientos divergentes, convergentes o paralelos de estas placas son los responsables de la formación y fragmentación de los continentes, la creación y desaparición de los océanos, la formación de las cadenas montañosas y de casi la totalidad de la actividad volcánica. De tal manera que el principal mecanismo de la disipación del calor interno del planeta es el reciclado de las placas litosféricas.

En Venus no existen evidencias de tectónica de placas, por lo tanto, se debe proponer otro mecanismo de pérdida de calor. Incluye el mecanismo de pérdida de calor a través de los puntos calientes (hot spot) como es el caso de Io (uno de los satélite de Júpiter) ya que la cantidad de vulcanismo por km^2 es mucho menor, por lo tanto ese mecanismo debe ser la conducción. El calor generado por radioactividad (U, Th y K) se presupone similar al de la Tierra. La temperatura superficial es de unos 480°C y ello le da características muy distintas a la de la Tierra con un estilo tectónico distinto. El hecho de que una lava se enfríe en un ambiente de 480°C y con una presión atmosférica de 90 bares (en la Tierra 15°C y 1 bar) influye en que los materiales y las estructuras volcánicas sean diferentes. Pareciera que no hay vulcanismo explosivo y las coladas son muy extensas y además hay ausencia de agua líquida. El agua es muy importante en la evolución del magmatismo, facilita la fusión

de los silicatos. Se cree que en la Tierra es muy importante la presencia del agua ya que en la formación de los continentes (construidos por materiales terciarios) se requiere la refusión de los materiales corticales de origen secundario. Ello se ve claro en las zonas de subducción, donde el agua que transportan los sedimentos que son subducidos se incorpora a la litosfera de la placa superior al liberarse por el aumento de la temperatura y facilita la formación de importante cantidad de magmatismo calcoalcalino. A falta de una hidrosfera en Venus, la que se perdió al principio de su origen, hace que su litosfera esté deshidratada y tenga una evolución distinta de la terrestre. Ello podría ser, de ser cierta la hipótesis, una evidencia de que los efectos que produce el ambiente exógeno en el endógeno pueden ser muy importantes. La interacción de ambos ambientes es muy importante.

Las anomalías gravimétricas determinadas en Venus sugieren una profundidad de compensación isostática de unos 100 a 200 km frente a los 40 o 60 de espesor de la Tierra. Esto sugiere la ausencia de una zona de baja viscosidad bajo la litosfera, como la astenosfera terrestre, probablemente como resultado de una deshidratación del manto superior. Si esta deshidratación está relacionada con la falta de una hidrosfera en Venus, tendríamos una evidencia más de los importantes efectos que produce en el ambiente endógeno de un planeta su ambiente exógeno.

En este caso es evidente que en el estudio de un planeta no se puede considerar por separado su ambiente endógeno del exógeno, ya que las interacciones que se producen entre ambos son de mucha importancia. De ello se puede deducir que como el ambiente endógeno de ambos es similar y el ambiente exógeno es distinto, el primero (tectónica, magmatismo, estructura interna), en el caso de Venus, evoluciona de forma distinta.

Un ejemplo de la interacción del ambiente endógeno con el exógeno en la Tierra es el hecho de que los continentes se desplazan por la tectónica del ambiente endógeno y ello condiciona la existencia de glaciaciones en determinados momentos de la historia del planeta.

¿Cómo se mide el tiempo dentro del Sistema Solar cuando no se dispone de rocas o fósiles (por ahora en el caso de la Tierra) u otro tipo de evidencias?

En planetología se suele usar para la ubicación temporal el estudio de los cráteres generados por impacto meteorítico a lo largo de los 4500 Ma de edad del Sistema. Una región saturada de cráteres es antigua, una región sin cráteres indica que su superficie ha sido remodelada por procesos (erosión, sedimentación, vulcanismo, etc.) geológicos recientes. Determinar edades intermedias entre estos dos casos es difícil ya que la velocidad de generación de cráteres ha sido variable en el tiempo y ha variado de un planeta a otro. El bombardeo más intenso se produjo en la etapa inicial del Sistema Solar y se creen reconocer. en esa etapa dos poblaciones diferentes, una constituida por materia que quedó orbitando alrededor del Sol cuando los planetas se formaron (produjo cráteres de tamaños muy variables de menos de 1 km a varios cientos de kilómetros de diámetro, y aparecen en los terrenos más antiguos del planeta o satélite), y otra compuesta por cráteres generados por cuerpos en órbita alrededor del planeta que “sobraron” de la formación de los satélites (la mayor parte de estos objetos eran pequeños).

En cuanto al clima, un planeta posee estaciones si su eje de rotación no es perpendicular a la eclíptica o plano orbital. Cuando el eje está inclinado, el planeta sufre variación en la radiación solar según la latitud y el correspondiente cambio de distribución de temperatura. Cuanto mayor es el ángulo de inclinación del eje de rotación (oblicuidad), tanto más pronunciadas son las variaciones estacionales. En este momento, las oblicuidades de la Tierra y Marte son parecidas, por lo tanto, las variaciones estacionales son las mismas, pero la órbita de Marte es más elíptica (en el perihelio recibe 40% más de radiación solar que en el afelio), Marte no posee océanos y la radiación solar es aproximadamente la mitad que la terrestre, eso hace la diferencia entre ambos planetas en cuanto al clima. Impacto/s meteoríticos

pueden cambiar la posición del eje de giro del planeta respecto de la eclíptica, siendo éste el caso de Urano.

HIPÓTESIS SOBRE EL ORIGEN DE NUESTRO SATÉLITE NATURAL

En los distintos viajes del Proyecto Apolo a la Luna, iniciado en 1969, se trajeron a la Tierra 382 kg de muestras litológicas de seis lugares distintos. Estas muestras para evitar su oxidación (por falta de atmósfera en la Luna) se las conserva en un ambiente de nitrógeno. Uno de los resultados obtenidos de estas muestras fue la demostración por medios isotópicos que la edad de Luna es similar a la de la Tierra, o sea que se formaron simultáneamente hace unos 4500 millones de años. Estos análisis, entre otras cosas, demostraron que el satélite fue activo geológicamente los primeros 2500 millones de años.

Las siguientes son algunas de las hipótesis con las que se maneja el hombre para tratar de entender el origen de la Luna:

Extraído de: **El legado científico del Proyecto Apolo**. Taylor J.G., Investigación. y Ciencia., septiembre., 1994.

1.- Hipótesis de la captura, o sea que la Tierra apresó gravitacionalmente una Luna ya formada que venía de otra parte del Sistema Solar. Esto es posible pero la probabilidad de que ocurra, dicen los astrofísicos, es muy baja.

2.- Hipótesis de la fisión, dada a conocer en el siglo pasado por uno de los hijos de Darwin, que decía que en una época en que la Tierra ya había formado su núcleo, comenzó a girar más rápidamente y que por la fuerza centrífuga generada en la zona ecuatorial se separó parte de su masa que quedó orbitando dando lugar a la Luna actual. Esta teoría explica por qué la Luna posee menor densidad que la Tierra (estaría constituida por rocas tipo manto terrestre). Cálculos posteriores demostraron que para que ello ocurriera, la Tierra debió de girar a una velo-

cidad de 2 horas y media en forma completa y nadie puede explicar tal velocidad.

3.- Hipótesis del doble planeta, en la cual la Luna y la Tierra se formaron juntas a partir de una nube de gas y polvo donde la Luna se condensó a partir de un anillo que orbitaba alrededor del planeta. Esta idea no explica satisfactoriamente por qué la Luna tiene un núcleo metálico tan pequeño comparado con el de la Tierra. Si bien esta teoría explica satisfactoriamente el contenido isotópico del oxígeno, en cambio no explica la diferencia que hay entre los materiales volátiles y refractarios, y además no explica otras características de ambos cuerpos tales como el momento angular.

4.- Esta hipótesis es la sostenida modernamente por los astrofísicos y dice que mientras la Tierra iba creciendo por acreción, en un momento dado el impacto de un gran cuerpo le arrancó la materia de la cual se formaría la Luna. Hartmann y Davis la dieron a conocer en 1975 con detalles más completos de los dados por Daly en 1946. Estos autores sostienen que en el momento de acreción de la Tierra giraban en su derredor algunos cuerpos del tamaño de Marte, y uno de ellos chocó con la Tierra poniendo en órbita parte del material terrestre que dio lugar a nuestro satélite. La razón de por qué la Luna no tiene casi núcleo metálico es que el núcleo del cuerpo que chocó se incorporó a nuestro planeta.

La órbita lunar

De acuerdo con la editorial de Mundo Científico (junio 2000) la Luna se habría formado de la colisión de un objeto del tamaño de Marte con la Tierra. Los restos habrían generado un disco alrededor de la Tierra que, por acreción gravitacional, habrían dado lugar a la Luna. Pero ¿Cómo se justifica la fuerte inclinación de su órbita? Los cálculos, dice esta editorial, muestran que las interacciones gravitatorias habrían separado a la Luna de su órbita inicial una buena decena de grados y todo ello en un corto tiempo.

Europa, luna de Júpiter

Europa es una de las lunas de Júpiter y posee una superficie constituida completamente de agua helada ¿En su interior posee un océano? Si hay agua líquida probablemente haya vida. Ya en la década de 1960 se sabía que en su zona ecuatorial poseía una temperatura de 110°K y 590°K en las zonas polares. El hielo forma un duro caparazón.

Con sondas posteriores se determinó que la superficie era joven y deformada lo que induce a pensar que debajo de ella hay un fluido ¿agua líquida? Esta posibilidad de la existencia de agua líquida hace pensar que puede haber vida en dicho océano, según Pappalardo, Head y Greeley (1999). Estos conocimientos se desarrollaron a partir de las imágenes de Voyager en 1979. La superficie de Europa está resquebrajada y las fisuras están rellenas por un material oscuro lo suficientemente fluido como para rellenarlas. Estas estructuras recuerdan a las que se desarrollan en el Ártico y en el Antártico de la Tierra. Además se encontraron pocos cráteres de impacto meteorítico lo que habla de la juventud de esta corteza modificada por fenómenos volcánicos y/o tectónicos recientes. Según estudios estadísticos se estima que la superficie de esta luna debería ser bombardeada por cometas que generen cráteres de más de 10 km de diámetro 1 cada 1,5 millones de años. De ser correctos estos cálculos según la cantidad de cráteres observados la superficie de Europa no debe tener más de 30 millones de años. El modelo fue criticado diciendo cómo un cuerpo de este tamaño va a tener "vida" interna si nuestra Luna, con un tamaño parecido al de Europa, ya hace rato que no posee actividad endógena. En esa época los geólogos de la NASA ya sabían que Io, otro de los satélites de Júpiter tenía vulcanismo cuya fuente energética era la fuerza de roce mareal que se desarrollaba entre el satélite y su planeta. Los satélites Galileanos (por su descubridor Galileo Galilei) Io, Europa, Ganimedes y Calixto, por los efectos gravitatorios asociados a su planeta generan órbitas muy elípticas que hacen que se acerquen y se alejen del planeta constantemente y ello produzca un fuerte

efecto de marea que genera calor, en el caso de Io produciría el vulcanismo que le es característico. En 1995 entró en órbita de Júpiter la sonda Galileo y manda a la Tierra información gravimétrica de Europa, entre otras, con la cual se determinó que su densidad media es de 3,94 g/cm³ lo que permite inferir que su composición dominante es silicática. Posee un núcleo de Fe, una cubierta silicática y una corteza de agua con un espesor del orden de 100 kilómetros.

El análisis de las imágenes muestra una superficie de hielo con un tejido complejo de fracturas, crestas, bandas y manchas. Se supone que las fracturas se deben a los efectos de marea que quiebran la cubierta congelada. Las crestas que cortan por entero al satélite y poseen un estrecho valle en el medio, son explicadas por los efectos del ascenso de agua líquida a modo de "magma" acuoso emergido a través de las fracturas. Este "magma" ejerció esfuerzos tensionales por debajo de la capa de hielo provocando su fractura y la "erupción" de agua líquida, en un mecanismo similar al de las dorsales centro-oceánicas de nuestro Planeta aunque no se han visto estructuras de subducción para mantener invariable la superficie de Europa. Las crestas más anchas están rodeadas por franjas oscuras a rojizas de contornos difusos producto probablemente de golpes de calor que generaron vulcanismo o sublimación de una superficie helada y sucia. Los lineamientos desordenados en la superficie correspondientes a fracturas y crestas se deberían a los esfuerzos provocados por el giro a distinta velocidad entre la capa líquida y su cobertura congelada. Todas estas estructuras no mostraron ningún cambio en los 20 años que fueron entre el Voyager y la Galileo.

Se ven también estructuras dómicas circulares y elípticas explicadas por diapiros de hielo más caliente que ascendieron e intruyeron la corteza más helada (el hielo templado es menos denso que el hielo frío). No se observan cráteres de impacto pequeños y se estima que la superficie de Europa debido a la poca cantidad de cráteres tiene entre 10 y 250 Ma lo que podría indicar que el cuerpo aún se encuentre activo geológicamente a pesar de que no se observe vulcanis-

mo activo como en Io. Las interpretaciones espectrométricas permiten inferir la presencia de sulfatos de magnesio (epsomita) en el hielo, el color rojo de las manchas ya mencionadas se pueden deber a la presencia de S y de Fe. Las mediciones de temperatura en la superficie muestran que en las latitudes polares de noche hay zonas con 5°C más que en las zonas polares lo que indicaría algún tipo de fuente térmica, además de la de los rayos solares, que podría ser la del roce de marea. La magnetometría indica que el campo de Júpiter que incluye a Europa es desviado quizás por un propio campo que posee el satélite.

Para confirmar estas hipótesis la NASA tiene programado enviar una sonda a Europa. Todo esto atento a que si Europa posee un océano interior registrará movimientos verticales de hasta 30 m cada 3,6 días terrestres ya que es su período alrededor de Júpiter. De no ser así, el abombamiento mareal será de 1 m. El radar de esta nueva sonda podrá detectar el cuerpo de agua líquida como lo hicieron los rusos en la base Antártica Vostok en 1977, donde descubrieron que por debajo de unos 4 km de espesor de hielo había un lago de agua líquida. La vida tal cual la conocemos necesita tres ingredientes básicos tales como energía, carbono y agua, en Europa podrían encontrarse los tres, la fricción mareal calentaría la capa silicática provocando vulcanismo subácueo cargando de estos elementos y otros que actuarían de nutrientes químicos para una eventual vida bacteriana.

La vida en el Sistema Solar

Venus y Marte poseyeron condiciones prebióticas. Según González Fairén *et al.* (2000) obtuvieron estas informaciones según los datos obtenidos por las zonas Mars Global y Surveyor. Hace unos 4400 Ma durante la última fase de agregación planetaria la superficie de estos cuerpos fue bombardeada por cometas y meteoritos condriticos (meteoritos silicáticos con estructura de enfriamiento rápido) como revela el registro de

cráteres conservados. Este bombardeo masivo reintrodujo volátiles que la presión de la radiación solar había expulsado con anterioridad a zonas externas del Sistema Solar. En esas zonas frías exteriores los volátiles se agregaron en forma de hielos generando los cometas. Estos cometas compuestos por una mezcla de silicatos e hielo de agua y CO₂ principalmente, al ser atraídos hacia el Sistema Solar interior enriquecieron a Mercurio, Venus, Tierra y Marte con volátiles tales como N₂, H₂O y CO₂ que irían a constituir sus atmósferas y en menor cantidad CH₄, NH₃, CO, Cl₂ y S₂. De tal manera que desde un primer momento tenían atmósferas parecidas, salvo Mercurio que por su proximidad al Sol la perdió tempranamente. Venus, Tierra y Marte eran al principio templados y poseían océanos.

La estabilidad de una hidrósfera en un planeta de tipo terrestre, según estos autores, posee tres aspectos fundamentales:

- 1) la distancia del planeta a su estrella.
- 2) la formación de una atmósfera adecuada para producir el efecto invernadero.
- 3) la presencia de una magnetósfera de suficiente intensidad que haga de escudo a las radiaciones cósmicas dañinas a la vida.

Según estos autores existe una **zona de habitabilidad circunestelar** (ZHC) en derredor de una estrella de la Secuencia Principal donde en un planeta con atmósfera constituida por CO₂, H₂O y N₂, más el calor emanado por la estrella, el agua pueda encontrarse en estado líquido. Los límites de esta zona están definidos por el tipo y la edad de la estrella de tal manera que varía con la luminosidad de la estrella, su capacidad térmica y su rango espectral preferente de emisión. A medida que la estrella envejece la zona de habitabilidad se desplaza hacia el exterior del Sistema Solar debido al incremento de la radiación por la acumulación de He en el núcleo (este elemento es más masivo que el H y su reacción es más energética que la del H).

El límite interior de una ZHC de un planeta silicático como el nuestro debe permitir que su atmósfera se mantenga estable y que la hidrosfera sea líquida. Una radiación solar que supere 1,4 veces la que recibimos actual-

mente genera un proceso invernadero descontrolado que permite que el viento solar se lleve fuera del planeta los gases de su atmósfera (incluida el agua). Si la ZHC se contrae y el planeta queda en la parte externa de la ZHC la hidrósfera se congela que es lo que sucede actualmente en Marte. Se cree que en alguna época pasada tanto Venus, la Tierra y Marte estuvieron dentro de la ZHC.

Según estos autores estas características quizás se mantuvieron algunos cientos de millones de años con un leve pero constante incremento de la temperatura. La geoquímica isotópica dio pruebas de grandes cantidades de agua líquida en Venus ya que la proporción D/H es 100 veces superior a la de la Tierra o sea que la oportunidad de que se desarrolle la vida la tuvo hace unos 4000 Ma. En esa época la Tierra ya estaba dentro de la ZHC y poseía una atmósfera similar a la de Venus de entonces.

Siempre de acuerdo con estos autores el Sol primitivo era más frío, la Tierra permaneció templada gracias al efecto invernadero que fue más intenso que el actual producido por una mayor concentración de CO₂ atmosférico. Quizás el ciclo del CO₂ con su efecto invernadero salvó a la Tierra de una evolución parecida a la de Marte hoy. Posteriormente a medida que aumentaba la intensidad lumínica del Sol, el vulcanismo terrestre fue disminuyendo al enfriarse el interior del Planeta con lo que el CO₂ quedó retenido como carbonato en los sedimentos y disminuyó su cantidad en la atmósfera. De no haber funcionado este mecanismo un volumen importante de CO₂ hubiera convertido a la Tierra en otro Venus debido al efecto invernadero que este gas hubiese producido.

En Marte, de acuerdo a González Fairén *et al.* (op. cit.) el océano ocupaba gran parte del hemisferio septentrional alimentado por ríos que provenían del hemisferio sur que posee una altura media superior a los 5 km según la información obtenida por las sondas *Mars Global y Surveyor*. Hoy en día esta interpretación se debe a la observación de la falta de cráteres de impacto en el hemisferio septentrional debido a la erosión fluvial producida en el hemisferio sur y la consecuente sedimentación marina ocurrida en el hemisferio

norte que cubrió dichas estructuras. El hemisferio sur, mucho más antiguo, conserva aún las redes fluviales de drenaje que fueron datadas por el método de la abundancia y superposición de los impactos meteoríticos evidenciados por los cráteres de impacto producidos y que indican que el agua fluyó al menos hasta el final del "Gran Bombardeo". Además, la intensidad de la erosión en la superficie de Marte parece que fue mucho mayor que la actual durante los primeros 2000 Ma de su historia, lo que sugiere que hubo una paleoatmósfera. La existencia del paleoocéano marciano cuenta también con el aval geoquímico ya que la relación D/H es unas 6 veces superior a la de la Tierra. La hidrósfera estaría mantenida por el intenso efecto invernadero producido por la gran cantidad de CO₂ atmosférico proporcional al que se observa en la Tierra.

El Sol

De acuerdo con Hure (1996) J.von Fraunhofer en 1815 estudió el espectro lumínico del Sol y descubrió las líneas de absorción lo que le permite suponer que la fotosfera estaría constituida por gas. Otro alemán, Kirchhoff en 1860, determina por medio de la espectrometría de absorción que en el Sol hay Fe, Ti, Ca y Mn. Pero recién en 1920 se tiene una idea clara de su composición.

Hoy en día, de acuerdo con Huré (1996), se sabe que básicamente está compuesto por H y He y en menor proporción unos 30 elementos pesados entre los cuales los más abundantes son el O, C y el Fe. De todos estos elementos solo el He es sintetizado por el funcionamiento del Sol, los demás son heredados de otras estrellas precedentes y de mayor masa. La temperatura es máxima en el núcleo con 16.10⁶ °C y en su centro la presión es de unas 340.000 .10⁶ de atmósferas y la densidad es de 158 Tm/m³. La temperatura disminuye a medida que nos acercamos a la superficie, en la fotosfera, de

unos 500 km de espesor y de donde procede la luz, la temperatura es de 5.500°C, luego, más arriba en la cromosfera, de 2500 km de espesor, vuelve a ascender a 100.000°C. En la alta atmósfera solar (la corona) la temperatura es de 1000 a 2000 grados centígrados.

En el siglo XIX solo se conocían dos fuentes de calor, el calentamiento que acompaña la compresión de un gas y la combustión. En esa época se estimaba la edad del Sol en alrededor de 30 Ma, pero los geólogos estimaban para esa época una edad de cientos de millones de años. Recién en 1938 el alemán Otto Hahn descubrió el mecanismo preciso (posteriormente llamado de fisión nuclear) y en la década de 1940 se certificó y se entendió como funcionaba el Sol y las estrellas en general.

En el Sol, de acuerdo con Huré (op. cit.), estas reacciones ocurren en el núcleo donde hay alta presión y por lo tanto temperatura suficiente como para producir las reacciones nucleares de tal manera que cada segundo 500 millones de toneladas métricas de H son transformadas en helio.

Galilei dedujo observando el desplazamiento de las **manchas solares** que la duración del día solar equivale a 25 días de la Tierra. En 1908 Hale probó la existencia del campo magnético solar sobre la base del desdoblamiento de la línea de los espectros. En las manchas el campo magnético es muy intenso y cambia de polaridad a lo largo de decenas o cientos de miles de kilómetros. Las manchas son zonas oscuras debido a un enfriamiento local de la fotosfera del orden de 2000 °C. Se desplazan de las latitudes medias hacia el ecuador y su número varían de acuerdo a ciclos de 11 años. Además de las manchas, la superficie posee un aspecto jaspeado, granulado producido por las corrientes convectivas. Pero el fenómeno más llamativo son las **erupciones** durante las cuales, en pocos minutos, se puede liberar energía equivalente a la explosión de 2000.10⁶ de Tm de TNT. Probablemente estas erupciones se desarrollan donde el campo magnético es muy intenso y van acompañadas por protuberancias de plasma

de cientos de miles de kilómetros de altura y pueden durar varios meses en la atmósfera solar.

En la superficie se observan **ondas estacionarias** de materia superpuestas a las turbulencias de la zona convectiva. Estas son ondas acústicas que ayudan al calentamiento de la atmósfera solar y se propagan también hacia el interior y permiten hacer "heliosismología" cuyos resultados nos dan información de la estructura interna solar.

El Sol, según Huré (op. cit.), emite lo que se denomina **viento solar** constituido por un flujo de partículas muy rápidas que llegan hasta la Tierra. Estas partículas fueron propulsadas por las ondas acústicas y magnetohidrodinámicas generadas en la zona convectiva. Este es el viento que desarrolla y endereza las colas de los cometas (deducción realizada por primera vez por Biermann en 1950).

De acuerdo a modelos matemáticos computarizados, teniendo en cuenta que el proceso comenzó hace unos 4700 Ma y conociendo los datos actuales como diámetro del sistema, potencia irradiada, temperatura, proporciones de H y He, etc., se estima que el Sol durará por lo menos otros 5000 millones de años. Al final de este período, según Huré (op. cit.), habrá aumentado su radio un 20% y su luminosidad será 50% mayor. Una vez agotado el H, el núcleo se contraerá por gravitación y las capas exteriores se dilatarán convirtiéndose en una "**gigante roja**". Su radio alcanzará la órbita de Mercurio y sus capas exteriores se escaparán al espacio. Luego el He entrarán en fusión nuclear para formar C durando esta fase de gigante roja unos 200 Ma; luego se irá enfriando hasta convertirse en una "**enana blanca**" con un tamaño similar al de la Tierra y con una densidad media de 1 Tm/cm³.

La masa es lo que distingue a las estrellas entre sí, pues de ella depende el tamaño, la luminosidad, la temperatura, la evolución y el tiempo de vida del astro. Las estrellas más calientes que el Sol son azules y las más frías rojas. Una estrella de 10 masas

solares es unas 5000 veces más luminosa que el Sol, pero su vida es 500 veces más corta. En las estrellas más masivas, la síntesis de elementos sigue hasta el Fe, que es muy estable, luego la fusión se interrumpe y la estrella colapsa. La onda de choque que ello genera por implosión rebota en el núcleo y lanza al espacio parte de las capas superficiales (supernova) enriqueciendo el medio en elementos pesados indispensables para la formación de otra estrella y planetas (en 1987 ocurrió una explosión de este tipo en la Nube de Magallanes). El resto del material del núcleo implosiona generando una estrella de neutrones, con un radio que no supera los 10 km y una densidad mil millones de veces superior a la de una enana blanca.

El Sol funciona desde hace unos 4500 Ma y le quedan unos 5000 Ma de vida. Dentro de 5000 Ma, el H empezará a faltar en el núcleo del Sol y comenzará a “quemarse” en una capa periférica, provocando una dilatación de la envoltura y su enfriamiento superficial, transformándose en una Gigante Roja. Esta fase de combustión del hidrógeno central es tanto más corto y el estadio de Gigante Roja se alcanza más pronto cuanto mayor es la masa de la estrella.

¿Compañera del Sol?

De acuerdo con Boss (1995) el Sol es una estrella madura que no tiene compañeras estelares conocidas. La mayor parte de las estrellas de su misma edad forma grupos de dos o más.

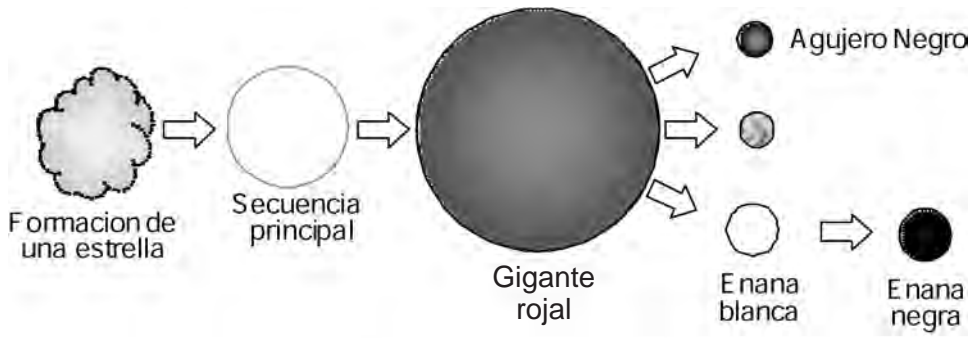
Muller en 1984 propuso la idea de que el Sol tendría una compañera que describe una órbita en su derredor cada 30 Ma fundado en la idea de que esta compañera cuando se aproxima genera un reordenamiento de los materiales que circulan en la parte más externa del Sistema Solar enviando una

lluvia de cometas hacia la parte interna del Sistema explicando ello las repetidas extinciones en masa observadas en el registro paleontológico, por eso éste autor la denominó “Némesis”. La mayor parte de los astrónomos rechazan este pensamiento ya que las estrellas más cercanas pertenecientes al sistema triple de Alpha Centauri ubicado a 4,2 años luz están demasiado lejos como para que su gravedad produzca tales modificaciones y además no existe ninguna otra evidencia que pueda apoyar la idea.

Duquenooy y Mayor en 1990, según Boss (op. cit), descubren que en un radio de 72 años luz dominan los sistemas binarios (2/3 partes sobre 164 estrellas observadas) y que el resto serían estrellas solitarias como nuestro Sol. Al mismo tiempo demostraron que los sistemas triples y cuádruples no abundan de tal manera que para estos autores los sistemas dobles son la regla y no la excepción.

Es sabida la evolución del Sol quién se formó hace unos 4600 Ma y aún le quedan unos 5000 Ma de vida en la secuencia principal para luego expandirse hasta convertirse en una gigante roja. Una visión de esta evolución en su principio se puede ver en la estrella T Tauri, ubicada en una región de la galaxia donde se están generando estrellas, que se encuentra en el estado inicial de cuando comenzó a formarse el Sol. El protosol debió expandirse hasta unos $1500 \cdot 10^6$ de km, 10 veces la distancia entre la Tierra y el Sol. Las estrellas jóvenes se encuentran dentro de nubes de polvo y ello apoya la idea de que su origen se debe a la contracción y el colapso de núcleos densos de H molecular.

Las Figuras 5 y 6 muestran un probable esquema de evolución de una estrella, y además se representa esquemáticamente la configuración de los componentes principales del Sistema Solar, donde no se respetan las posiciones y distancias de los planetas y lunas.



SECUENCIA ESTELAR

Figura 5. Probable secuencia en la formación estelar.

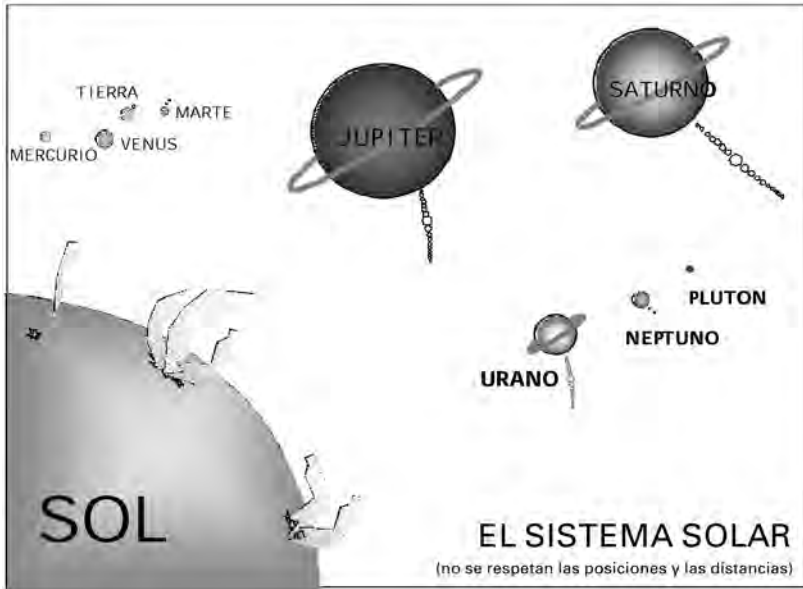


Figura 6. Esquema del Sistema Solar.

Tabla 15. Características del Sistema Solar.

	Sol	Mercurio	Venus	Tierra	Luna	Marte	Júpiter	Saturno	Urano	Neptuno	Plutón
Diámetro ecuatorial (Km)	1.392.350	4.878	12.104	12.756	3.476	6.794	142.800	120.000	51.800	49.500	2.285
densidad (agua = 1) (g/cm³)	1,41	5,43	5,24	5,52	3,34	3,93	1,32	0,70	1,25	1,77	2
Elementos constituyentes	H, He, O, C, Fe, Ne, N, Si, Mg, S, etc.	Fe, O, Si, Mg, Al, Ca, Ni.	Fe, O, Ni, Mg, Si, Al, Ca, U, Th, Ti, K, Mn.	105 conocidos	Si, O, Al, Ca, Fe, Mg, Ti, Na, K, Cr, Mn, P, Th, U, etc.	Fe, Si, Mg, S, Al, O, K, H, Ni.	H, He, Fe, Mg, Si, Ni, Ne, Ar, O, C, Na, P, S.	H, He, O, C, O, N, Si, Fe, FeH ₂ O, CH ₄ , NH ₃ , H, He.	O, N, C, Si, FeH ₂ O, CH ₄ , NH ₃ , H, He.	O, N, Si, Fe, H, C.	C, N, H, CH ₄ , CO.
composición atmosférica		He, Na.	CO ₂ (97%),N(3%),O,H ₂ O,C O ₂ , SO ₄ H ₂ , HCl, otros.	N(76%), O(21%), Ar, H ₂ O, CO ₂ , O ₃ , otros.			H(90%),He, CH ₄ , NH ₃ , otros.	H(94%), He, NH ₃ , otros.	H(90%), He(10%), CH ₄	H, He, CH ₄ , NH ₃ (?), Ar(?).	N, CH ₄ , CO.
Temperatura superficial (°C)	6.050	430 día/ 180 noche	480	15	139° día/ 184° noche	26° día/ -111° noche	-150° nubes superiores.	-185 en nubes superiores.	-210 nubes superiores	-220 (altas nubes)	-238
Gravedad superficial (Tierra = 1)		0,377	0,902	1	0,165	0,165	2,64	1,19	0,93	1,22	0,20
Velocidad de escape (Km/s)		4,25	11,18	11,18	2,37	5,02	59,6	35,6	21,1	24,6	7,7
Distancia media al Sol		57.910.000	108.200.000	149.597.900		227.900.000	778.360.000	1.427.000.000	2.869.140.000	4.496.670.000	5.900.000.000
Periodo orbital (años)		87,96d	224,7d	365,256d		687 d	11,86a	29,46 a	84,01 a	164,80 a	248,43 a
Periodo de rotación (días)	26,8	58,66	243,01	23,93 hs	27,32	24,62 hs	9,50 hs	10,15 hs	84,01a	16,1 h	6,3 d
Satélites conocidos		0	0	1	0	2	16	23	15	8	1

¿QUE SE ENTIENDE POR PLANETA TIERRA?

Es un planeta hecho de envolturas concéntricas homogéneas tales que sus densidades y sus propiedades físicas sólo varían con la profundidad. Este planeta se deforma al girar alrededor de sí mismo por efecto de la fuerza centrífuga y mantiene su cohesión bajo la acción de su propia gravedad. Calcular la forma que adopta es un viejo problema de más de 300 años que tratan de resolver físico-matemáticos, pero ninguno lo ha resuelto de manera completa. El problema es esencial para los geólogos que tratan de comprender el fenómeno de la convección, el motor que pone en movimiento a la Tierra y sus placas superficiales. El motor es el empuje de Arquímedes debido a las diferentes densidades provocadas por las diferencias de temperatura.

La capa más externa es la ionosfera, compuesta por partículas cargadas eléctricamente capturadas de la radiación cósmica y retenidas por el campo magnético del planeta. Esta capa se deforma continuamente por influencia del "viento solar". Las modificaciones producidas en esta capa, generadas tanto por las variaciones de nuestro campo magnético como por la radiación solar afectan a las comunicaciones de radio.

Por debajo, se encuentra la atmósfera que corresponde a una masa gaseosa compuesta principalmente por nitrógeno, oxígeno y anhídrido carbónico. La composición va cambiando con la altura y en la parte superior, a unos 20 km, hay un enriquecimiento en ozono (O₃) denominado capa de ozono.

Por debajo, aparece la hidrosfera líquida constituida por los océanos, mares, ríos, lagos,

y por el agua que ocupa los espacios porales de las rocas, y la sólida conformada principalmente por los dos casquetes polares.

Finalmente, aparece la Tierra sólida, que es el objeto de estudio de estos apuntes.

El accionar de la hidrosfera y la atmósfera sobre la litosfera borró gran cantidad de información geológica de nuestro planeta. En la Luna no ocurrió así pues no existen atmósfera e hidrosfera.

La Luna estaría seca por los efectos del calor desarrollado durante el choque con otro cuerpo que hizo evaporar el agua y otros volátiles. Se cree que la Luna se formó principalmente a partir del cuerpo que impactó por ello su composición difiere de la Tierra en la relación óxido de hierro y óxido de magnesio (se presupone que el meteorito tenía menos óxido de hierro que la Tierra). Al mismo tiempo se supone que el parecido contenido isotópico de ambos cuerpos se debe a que se formaron en la misma región del Sistema Solar en evolución y que el momento angular del sistema Tierra-Luna se debe a que el mencionado meteorito golpeó a la Tierra lateralmente a una cierta distancia del eje de rotación.

Impactos de este tipo son probables, la composición de Mercurio y la gran inclinación de Urano se explican hoy mediante impactos gigantescos.

Por las causas recién mencionadas se generó en la superficie lunar un mar de magma de cientos de kilómetros de profundidad que contribuyó a formar el manto y la corteza lunar. Las rocas que trajeron Armstrong y Aldrin en 1969 corresponden a ese mar lunar (basaltos ricos en titanio) y al polvo formado por los impactos meteoríticos que hacen las veces de suelo terrestre y llega a espesores

de hasta 20 metros. Las muestras del regolito indican que está compuesto por plagioclasas en agregados que dan una roca llamada anortosita.

Estas anortositas provienen de las tierras altas lunares (zonas lunares de color claro). El argumento de porque los basaltos dominan las zonas bajas (mares) y las anortositas las zonas altas (¿cordilleras?) es que las plagioclasas se separaron por flotación de ese magma primordial dando lugar a la corteza lunar. Mientras que los minerales pesados como la olivina y el piroxeno se hundieron y crearon el manto. Precisamente estas observaciones son las que motivaron la idea del mar de magma. Apoyan a esta idea el hallazgo de un grupo de rocas inconexo, los basaltos de los mares lunares que son ricos en minerales pesados como olivina y piroxenos. Estos mares se formaron hace 3000 Ma y les falta un elemento traza, el europio, mientras que los feldespatos de las anortositas son ricos en él (lo que le falta a los basaltos lo tienen las anortositas).

Esto induce a la idea de que los mares como las cordilleras emergieron del océano de magma, sólo que, durante su formación, las anortositas de las zonas altas acopiaron más europio que los basaltos. Este océano, ¿cómo se creó?, ¿de donde salió tanta energía? El proceso de formación del núcleo podría haber aportado algo de la energía, el hundimiento del Fe metálico libera calor. El gran impacto de formación aportó más energía, los geofísicos calculan que el impacto debe de haber fundido hasta un 65% del proyectil y de la Tierra. Esta idea del océano de magma se aplica a otros planetas. No obstante existen aún dudas de ese océano total de magma pues existen montañas sin anortositas. Aún falta un mayor muestreo.

Luego de la formación del océano de magma, se desarrolló otra fase: la generación de cráteres por impacto. Este proceso aún sigue en todos los planetas. Gracias a estos estudios se logró determinar el origen de impacto de muchas estructuras anulares en la Tierra; se las estudió y se establecieron sus características esenciales.

A partir de 1974 se conocieron los análisis de datación sobre brechas de impacto meteorítico. Estos estudios lo iniciaron Fouad, Papanastassiou y Wasserburg y creyeron

determinar dos edades nítidamente diferenciadas en ellas. La primera de 4400 Ma, que se consideró como el final de la diferenciación lunar primaria (cuando el océano de magma terminó de cristalizar) y otra de 3900 Ma que fue una época de intenso bombardeo que barrió todo indicio de bombardeo previo. O sea que los impactos pusieron a "cero" las edades de las rocas superficiales. A este período lo denominaron "cataclismo lunar". La idea es que la mayoría de los cráteres se formaron en el intervalo de 3850 a 4000 millones de años. Las dataciones de los rusos (misión Luna 20) coinciden con estos valores.

Sin embargo una interpretación de Balwin y Hartmann que dice que a medida que los impactos recalentaban las rocas más viejas sus edades se restablecían una y otra vez a 3900 Ma, con lo que sólo quedaron registrados los últimos impactos. Este argumento convenció a los astrofísicos desplazando la idea del período de 4000 a 3850 millones de años. Sin embargo en 1990 Ryder volvió a revitalizar la idea de dicho período señalando tres cosas.

Una es que la edad de las rocas no se restablece tan fácilmente, solamente se modifica la edad de los materiales que se funden durante el impacto. La mayor parte de las rocas son trituradas y se desparraman por todas partes, pero no se calientan demasiado.

Otra, contra la idea de la "muralla de piedra" de Hartmann están las muestras de flujos de lavas con edades de 3900 y 4300 Ma, lo que indica que las edades pueden conservarse aunque las rocas correspondientes hayan sido muy propensas a la demolición, dada su posición sobre la superficie lunar.

La tercera consideración de Ryder va en contra de la suposición de que todas las muestras reflejan la edad de la enorme cuenca de Imbrium. Las cordilleras incluyen muchos tipos litológicos químicamente distintos de rocas fundidas por impacto, lo que sugiere que hubo varias colisiones. Y las edades se acumulan entre 3850 y 3950 millones de años.

El bombardeo generador de cráteres es un fenómeno solar. Los cráteres lunares permiten tener una idea del tamaño de los meteoritos que hicieron impacto. La Luna tiene 35 cráteres de más de 300 km de diámetro. Si la mitad

de estos se hubiere formado entre 3850 y 4000 Ma, en la Tierra, durante el mismo período, debería de haberse producido más de 300 impactos del mismo orden debido a que el tamaño y la masa son mayores (se estima que se debió haber recibido 20 veces más meteoritos). De estos una veintena habría generado cráteres de más de 2500 km de diámetro.

Las consecuencias de estos impactos serían importantes. Su magnitud alteraría cualquier modelo de convección que pudiera haber hecho funcionar la tectónica de placas. Además afloraría material caliente del manto que al salir a la superficie se fundiría y se producirían grandes cantidades de magma. La vida en estas condiciones fue poco probable ya que se hubo de evaporar toda el agua líquida del Planeta. O sea que recién cuando comenzó a calmarse la época de los impactos, hacia los 3800 Ma comenzó a haber condiciones para la vida. La vida de microorganismos estuvo presente hace unos 3600 Ma, es decir sólo 200 Ma después de que el bombardeo intenso tuviera fin.

También, se ha recurrido a grandes impactos para explicar la extinción masiva como la del

Cretácico-Terciario (K-T) hace 65 Ma, cuando desaparecieron la mitad de las especies vivientes, los dinosaurios entre ellas. Ello ocurrió por el impacto en la península de Yucatán de un cuerpo que dejó un cráter de 200 km de diámetro hace unos 65 Ma y que generó a nivel planetario una fina capa sedimentaria enriquecida en iridio.

No obstante para poder corroborar esto, el de que las extinciones masivas se deben a grandes impactos meteoríticos, encuentra el escollo de que son muy poco los grandes cráteres que pueden ser datados con la suficiente precisión. Puede que la prueba de estos se encuentre en la Luna que está plagada su superficie por cráteres de los últimos 600 millones de años.

El problema del origen de la Luna pareciera resuelto pero faltan los detalles. No se ha probado de manera totalmente satisfactoria la existencia del océano de magma.

Un método más económico de estudio lunar es el de colocar en órbita lunar un satélite que la estudie por espectroscopia y bajar una nave que haga sismografía.

Tabla 16. Influencia del proyecto Apolo en la ciencia lunar

Asunto	Opinión previa	Opinión actual
origen	capturada, derivada de la Tierra o formada con la Tierra como planeta dual	Impacto gigantesco sobre la Tierra, seguido por la formación de la Luna a partir de los residuos.
cráteres	la mayoría de impacto algunos volcánicos.	casi todos de impacto; se determina la dinámica de los residuos proyectados.
Presencia de sustancias volátiles	Desconocida, aunque algunos creían que el agua fluyó por la superficie lunar	No hay, aunque los impactos de cometas pueden haber aportado agua que estaría en lugares muy fríos de los polos.
edad de las rocas	incierta, pero probablemente grande (unos cuantos miles de millones de años)	Zonas elevadas: la mayoría de las rocas, más de 4100 Ma; las anortositas, 4400 Ma.. Mares: algunos, los jóvenes, de unos 2000 Ma; los otros, de hasta 4300 Ma.
océano de magma	ni se había pensado en algo así	Las anortositas se forman a partir de él; otras rocas de las cordilleras, formadas a continuación.
composición de los mares	desconocida	gran variedad de tipos de basaltos
composición de las cordilleras	desconocida	gran variedad de tipos de rocas, todos con más aluminio que los basaltos de los mares.
composición del manto	desconocida	cantidades variables de olivina y piroxeno

Orbita lunar. (Mundo Científico, 213:7, junio 2000)

La Luna se habría originado por la coalescencia de un objeto del tamaño de Marte con la Tierra. Los restos habrían formado un disco alrededor de la Tierra que, por acreción, habría dado lugar a la Luna. Pero ¿cómo se justifica la fuerte inclinación de su órbita? Los cálculos muestran que las interacciones gravitatorias habrían separado a la Luna de su órbita inicial una buena decena de grados y todo ello en un corto lapso.

ENERGÍA PLANETARIA

La Tierra es un cuerpo caliente donde la superficie es más fría. ¿De donde viene el calor interno? Este proviene de la transferencia de la energía cinética en calor de los planetecimales cuando empezaron a acrecionarse hace unos 5000 millones de años. El material rocoso silicático es muy aislante (refractario, poseen baja conductividad térmica) por lo tanto el enfriamiento del planeta es muy lento y ese enfriamiento lento es el responsable de la actividad geológica del planeta junto a la energía solar. Además de esas fuentes de energía está la de la radioactividad de ciertos elementos, algunos ya desaparecidos, hoy en día siguen funcionando los isótopos radiactivos del U, Th y K.

Si el Sol dejara de entregar energía, la temperatura de la superficie terrestre descendería a niveles más bajos que los polares y el calor interno del planeta produciría un efecto moderador insignificante. Si el calor interno de la Tierra descendiera a cero y el Sol siguiera entregando energía como lo hace ahora, no notaríamos la diferencia a nivel superficial.

El juego de energías que se ponen de manifiesto en el Planeta es complejo, en forma de síntesis reconocemos los siguientes: la energía térmica, mecánica, gravitacional y magnética son generadas en el interior del Planeta y se unen a las procedentes del exterior como la térmica del Sol y la mareal generada especialmente por la Luna y en menor cuantía por el Sol y los otros planetas.

Las fuentes de calor interno son varias. Todavía se tiene que determinar el orden de importancia de ellas. Entre ellas están el calor

de la radioactividad natural de los isótopos del U, K y Th en orden de importancia (un gramo de basalto elevaría de 20° a 1200° su temperatura de fusión en 300 Ma), pudo también haber habido otros elementos radioactivos de vida media más corta que cooperaron en el pasado geológico.

Los impactos meteoríticos proveyeron mucha energía calórica en el pasado geológico. Esto es difícil de estimar pero se entiende que el bombardeo intenso terminó hace unos 4.10^8 años dejando a la Tierra tan cribada como lo está la Luna hoy.

La compactación gravitacional y el hundimiento del material más denso, debió de contribuir al calor interno (1 gramo de materia que se desplaza desde la superficie hasta el centro de la Tierra desprendería en su cambio de energía potencial el equivalente de $6,3 \cdot 10^4$ jules de energía calórica).

ENERGÍAS INTERNA

térmica: procedente del calor residual y de la radioactividad.

mecánica: terremotos y efectos producidos por ascenso magmático (generan deformaciones, pliegues y fracturas).

gravitacional: debida a la propia masa del Planeta.

magnética: generada fundamentalmente por las corrientes convectivas del núcleo externo fluido.

Estas formas de energías se manifiestan como flujo térmico (residual + radioactividad), magmatismo, metamorfismo, sismicidad y deformación de las rocas.

ENERGÍAS EXTERNA

Radiación solar: radiación producto de las reacciones nucleares de fusión y fisión de los elementos (principalmente H) que componen el Sol.

mareal: es gravitatoria, afecta tanto a la masa de agua como a la parte sólida del Planeta. La masa líquida es desplazada por efecto de esta energía y se disipa en forma de roce con la litosfera. El promotor principal es la Luna, Figura 7.

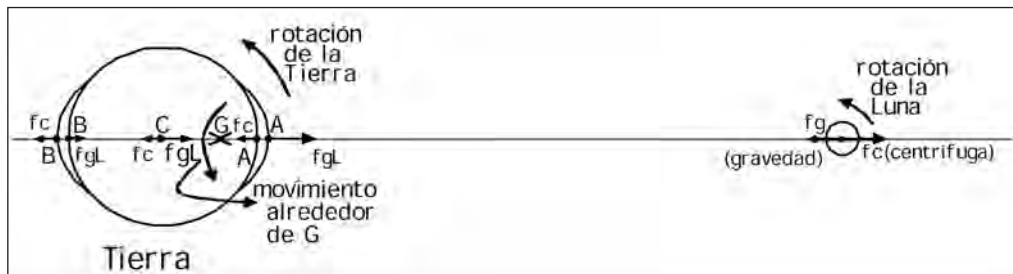


Figura 7. Esquema de las fuerzas generadas por la acción gravitatoria lunar.

G = centro de gravedad del sistema Tierra-Luna

C = centro del Planeta

—La fuerza centrífuga (f_c) y la atracción gravitatoria (g) ejercida por la Luna no se compensan en la superficie de la Tierra. El resultado es una deformación del globo (mareas).

—La gravedad hace que la Tierra y la Luna se acerquen pero esta atracción es compensada por la fuerza centrífuga (f_c) de rotación de la Tierra y de la Luna alrededor de su centro de gravedad (G).

—En el centro de la Tierra la fuerza centrífuga (f_c) y la fuerza de gravedad de la Luna se compensan ($f_c = fg_L$), pero no sucede así en otros puntos de la Tierra. En la figura los vectores representan ambas fuerzas en distintas partes del planeta. Las diferencias producen las mareas.

En A la $fg_L \gg f_c$ genera la marea principal diaria

En C $fg_L = f_c$

En B $fg_L < f_c$ genera la marea secundaria diaria

Por lo tanto hay dos mareas diarias. Este efecto se acentúa cuando se alinea también el Sol. Es por lo tanto con la Luna llena y la Luna nueva cuando las mareas son mayores.

La atracción gravitacional de la Luna sobre la Tierra hace subir el nivel del mar a ambos lados del planeta creando así dos abultamientos. A medida que la Tierra gira de oeste a este, estos dos bultos, de los cuales uno mira siempre a la Luna, se desplazan de este a oeste rozando como una ola contra el fondo marino. Este roce hace disminuir la duración del día 1 segundo cada mil años. También se generan "mareas" terrestres, pero estas eran menos

evidentes. El mismo efecto provoca la Tierra sobre la Luna pero en forma más notable debido a que la gravedad terrestre es unas 80 veces superior. Esto provocó un rozamiento aún mayor que fue frenando el giro de la Luna sobre su propio eje (día lunar) hasta llevarlo a 28 días y fracción que es el tiempo del mes lunar. Por eso la Luna siempre muestra la misma cara a la Tierra.

Impacto meteorítico: la energía cinética de un meteorito se disipa en forma de calor al rozar con la atmósfera y luego de la colisión en la litosfera por efectos mecánicos destructivos del material lítico impactado con formación de calor, parte de esa energía se disipa también en forma de onda de choque generando terremotos y eventualmente (dependiendo de la masa del meteorito) vulcanismo. No hay que olvidar que la génesis del Planeta se debe a un fenómeno de acreción meteorítica y gran parte de la energía así generada corresponde a la residual considerada más arriba como forma energética interna del Planeta.

Radiación cósmica: esta energía estelar es importante en el complejo de la genética biológica.

Dentro de las formas de energías externas es importante la solar pues es la generadora del clima, viento, oleaje y meteorización mecánica. La energía química corresponde a los efectos electromagnéticos que generan a la meteorización química y la sedimentación química.

ALGUNAS DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL PLANETA

Edad: los métodos radioactivos son los más apropiados y arrojan un valor de 4500 a 4600

Ma. Esta edad se deduce de mediciones radiométricas realizadas sobre meteoritos. Las edades obtenidas de circones (nesosilicato SiO_4Zr (Hf,U,Th,TR) tetragonal) de gneises de Isua en Groenlandia dan valores de 3800 Ma y dataciones de rocas lunares dan valores de 3800 millones de años, en Australia recientemente se ha calculado en circones una edad de 4100 millones de años.

Tamaño y forma: es un geoide de 6378 Km de radio ecuatorial y un radio polar de 21 km menos (diferencia producida por los efectos de la fuerza centrífuga). La ciencia encargada de determinar con precisión la forma y tamaño del planeta se denomina geodesia.

La superficie del geoide es de 510.10^6 km^2 , su volumen es de $1083.10^{12} \text{ km}^3$ y la densidad media es de $5,5 \text{ g/cm}^3$.

Los mares ocupan las 2/3 partes de la superficie, el resto son continentes. La constitución geológica de los océanos es distinta a la de los continentes como veremos más adelante.

CALOR INTERNO

Hay dos evidencias que indican que la Tierra se enfría desde sus orígenes.

-Las lavas komatíticas, lavas peridotíticas emitidas hace más de 2500 Ma, fluyeron a 1600°C . Los basaltos actualmente lo hacen a 1200°C .

-El calor mareal era mucho más intenso cuando la Luna estaba más próxima a la Tierra.

La emisión de calor de la Tierra es irregular, es distinta según las zonas del planeta.

El calor generado por radioactividad no es suficiente para explicar la actividad geológica, debe de haber otras fuentes. Los océanos y continentes emiten aproximadamente la misma cantidad de calor por metro cuadrado. La otra fuente, que sería la más importante, es el calor residual o sea aquel generado por el impacto meteorítico en la época de formación de la Tierra donde la energía cinética de estos cuerpos al impactar se transformaba, en parte, en calor. El calor generado por deformación interna por el efecto de marea es despreciable, alcanza al 0,1% del calor radioactivo.

El calor que fluye desde el interior de la Tierra ha sido reconocido desde hace mucho

tiempo. Las fuentes de ese calor y las vías por las que llega a la superficie todavía son temas de investigación. En los primeros 10 a 20 kilómetros de profundidad la temperatura aumenta en unos 3°C cada 100 metros de profundidad (grado geotérmico) y en los lugares donde la corteza es más gruesa puede llegar a 4°C cada 100 metros que nos hundimos, mientras que en las zonas de subducción, alejada de los focos volcánicos, el gradiente geotérmico es menor ($2^\circ\text{C}/100\text{m}$). Este gradiente lo conocen muy bien los mineros de galerías profundas, donde para poder trabajar deben de acondicionar el aire que se encuentra a temperaturas superiores a los 60°C .

A escala humana un terremoto o el accionar de un volcán nos recuerdan que la Tierra es activa, pero los ritmos a los que se elevan o erosionan las montañas, entre otros, son extremadamente lentos y por lo tanto no son perceptibles, estas últimas actividades y otras del planeta las deduce el hombre aplicando el método geológico. Los mecanismos internos (endógenos) que modelan la Tierra, interpreta el geólogo, tienen como origen la pérdida de calor (enfriamiento). Desde su formación, hace unos 4600 Ma no ha dejado de enfriarse, comportándose como una verdadera máquina térmica que gasta su energía generando terremotos, vulcanismo, relieve, desplazamiento de placas, etcétera.

Existen cuatro mecanismos posibles para la transferencia de calor en la Tierra. Ellos son: radiación, conducción, convección y magmatismo.

Por **radiación** el calor se pierde por radiación infrarroja y visible del espectro electromagnético. En este caso la energía aumenta (y la longitud de onda disminuye) según la cuarta potencia de la temperatura (p.e. un objeto calentado a 600°C produce una radiación visible colorada oscura, pero a medida que la temperatura aumenta, la luminosidad también crece y el color cambia al naranja hasta el amarillo). Sin embargo la temperatura en profundidad no es tan elevada como para que se produzca este mecanismo de transferencia ya que las rocas no son muy transparentes a la radiación.

Por **conducción** la agitación térmica de los átomos permite al calor propagarse por difusión. Cabe recordar que las rocas tienen baja conductividad térmica.

Los mecanismos restantes (convección y magmatismo) son los más eficientes en la pérdida del calor terrestre.

La **convección** es el movimiento de materia que arrastra calor consigo, debido a las diferencias de densidad que se generan a su vez por diferencias de temperatura. A medida que la materia (aire, agua de mar, rocas de la astenosfera) se calienta, se expande y sube desplazando materia más densa y fría que se hunde. Por este mecanismo convectivo generado en la astenosfera se podría transferir calor desde el interior de la Tierra a la litosfera.

El cuarto mecanismo, **transporte magmático**, actúa de la siguiente manera: el magma se forma por fusión de las rocas del manto superior o corteza inferior, la energía calórica es absorbida y luego es llevada hacia arriba por el magma a medida que migra hacia la superficie y finalmente dicha energía es desprendida cuando el magma cristaliza o erupciona como lava. El transporte magmático puede ser considerado como una vía de no retorno de convección y como una rápida pérdida de calor.

La Tierra es un cuerpo caliente. El calor proviene, como se mencionó más arriba, desde sus orígenes, hace unos 4.600 Ma, cuando la energía cinética de los fragmentos que se acrecionaron se transformó en calor. A este calor se agrega el de los isótopos radiactivos del U, Th y K y de otros radionuclídeos que ya se consumieron. El calor fue suficiente como para derretir parte de su interior. Durante todo este tiempo el planeta se enfrió poco ya que las rocas que lo envuelven son poco conductoras del calor. El calor generado por radioactividad se equipara con el calor perdido por el planeta sin embargo se estima que ya se perdió la mitad de la radioactividad original o sea que la radioactividad está en continuo descenso. Se estima que la temperatura en el núcleo, lugar más caliente del planeta, se halla en el orden de 2700 a 3000 grados centígrados.

En el supuesto caso de que el calor de la Tierra fuera en aumento (por algún motivo desconocido) en algún momento se fundiría. En ese caso la gravedad del planeta es lo suficientemente intensa como para que no se desintegre. El planeta en este caso seguiría orbitando alrededor del Sol como una gota líquida. El planeta Júpiter, que algunos lo consideran

como un líquido rodeado por una espesa capa gaseosa, posee una temperatura interior del orden de los 54.000°C pero su campo gravitacional es 318 veces mayor que el terrestre.

Según Sprague y Pollak (1980) el calor del interior de la Tierra que llega a la superficie es de alrededor de 81 +/- 3 miliwatt/m² o sea una energía capaz de encender una lamparita de 100 watts cada 1125 m² (cuadrado de 35 m de lado). Obviamente este flujo calórico no es uniforme en toda la superficie terrestre, aumenta en las zonas volcánicas. En las crestas de las dorsales oceánicas es más elevado, lo mismo en las áreas de vulcanismo continental; mientras que el flujo térmico es más bajo en los "trench" o trincheras, en los fondos oceánicos y en las cuencas sedimentarias continentales generadas "rápidamente".

Se estima que es en la zona de creación de corteza oceánica el lugar más eficiente de pérdida de calor del Planeta (60%) y que el mecanismo más eficiente es la convección. Los materiales de convección que llevan a cabo esto son las aguas subterráneas, el agua de mar suprayacente a la dorsal, el magma y la astenosfera.

PRESIÓN EN LA TIERRA

Es más confiable la estimación de la presión que el de la temperatura en el interior del Planeta. Se utiliza la ecuación $P=dgh$, donde g es la aceleración de la gravedad, h es la profundidad y d es la densidad que se calcula por medios sísmicos. La variación de g con la profundidad puede calcularse con la física clásica de Newton.

Para la corteza terrestre se estima que la presión aumenta, aproximadamente, unas 271 atmósferas por cada kilómetro de profundidad.

CAMPO MAGNÉTICO

El físico alemán W. Elsasser en 1945 propuso que el campo magnético principal del planeta se generaría en la parte externa del núcleo que es fundida. Las corrientes convectivas de hierro ionizado ahí generadas serían las responsables de crear un campo eléctrico y este, a su vez, un campo magnético.

A las presiones y temperaturas que reinan en el núcleo externo, el hierro se halla fundido e ionizado. Estos iones se desplazan en corrientes convectivas y son los responsables del campo magnético principal del planeta. Estas corrientes tendrían velocidades del orden de 1m/h y periódicamente cambiarían de dirección, produciendo ello no solamente la deriva magnética (cambios de declinación) sino también la inversión polar, o sea lo que hoy es polo norte magnético (Nm) en el pasado fue polo sur (Sm), repetidas veces.

La inversión magnética fue descubierta en 1909 por el francés Brunhes y en ese momento no se le dio la importancia que tenía el fenómeno. Este fenómeno magnético fue quedando gravado en las rocas poseedoras de minerales con hierro que se iban formando como el caso de los basaltos. Estos cambios de polaridad, según el tiempo geológico, son rápidos, ocurren en unos miles o cientos de años y son de frecuencia irregular

METEORITOS

Como ya se vio en el capítulo de la era pregeológica el Planeta se formó por medio de una acreción meteorítica. El origen de estos es discutido, algunos piensan que corresponden a fragmentos residuales de la época de mayor intensidad de acreción y otros piensan que son los restos de un planeta de características parecidas al nuestro que por algún motivo estalló y se hallan orbitando la mayor parte de ellos entre los planetas Marte y Júpiter y otros fragmentos tienen trayectorias erráticas. Dentro de ellos a los efectos acrecionales incluso se pueden considerar los cometas que en su composición por lo general aparte de silicatos poseen agua.

Existen diversas clasificaciones de estos cuerpos, una de las cuales es la que se propone a continuación:

- a) sideritos: constituidos por 98% de Fe y Ni.
- b) siderolitos: constituidos aproximadamente por mitades iguales de metal y silicatos.
- c) aerolitos: constituidos por olivina y piroxenos.
- d) Tectitas: vidrio de composición granítica.

ESTRUCTURA Y COMPOSICIÓN DE LA TIERRA

El interior del Planeta sólo se puede conocer por métodos indirectos ya que directamente, prácticamente, no se conoce nada de los 6370 km que constituye el radio terrestre. Los pozos de petróleo llegan, los más profundos, a 6000 m y otras perforaciones de carácter científico llegan a los 14000 m; los rusos en 1988 iban en una de estas perforaciones por los 15 km en un pozo de exploración para llegar al manto superior. Ciertos plutones, aflorantes por razones tectónicas, se generaron a profundidades de 20 a 30 km (5400 a 8000 Atm), inclusive ciertos xenolitos de dunita que se encuentran en basaltos se piensan que provienen de profundidades de las centenas de kilómetros.

De tal manera que para poder estudiar los materiales que se encuentran a profundidades fuera del alcance directo del hombre se debe recurrir a los métodos de tipo indirecto que provee la geofísica en los cuales se aplican las leyes físicas referentes a la gravitación, transmisión de los movimientos ondulatorios, conducción de calor, magnetismo terrestre, etc.. Siempre hay que recordar que para que una teoría sea aceptable debe de estar de acuerdo con los datos disponibles.

SISMOLOGÍA

Es el método geofísico que mayor información del interior del planeta nos brinda. Se analizan las ondas generadas por los terremotos. Un terremoto genera ondas de distintas clases a partir de un punto denominado foco (hipocentro) y se propagan en todas las direcciones. En la Tierra se acumulan esfuerzos debido a distintas causas y a veces producen roturas en las rocas (fracturas o fallas). Cuando se producen estas rupturas se generan movimientos a lo largo de las fallas y la Tierra experimenta vibraciones. Estas vibraciones pueden ser localizadas o abarcar grandes volúmenes y cuando llegan a la superficie generan los conocidos terremotos, Figura 8.



Figura 8. Esquema de la Tierra con la ubicación del foco del terremoto y el epicentro del mismo.

La energía liberada en el terremoto es la energía elástica en un volumen de rocas que se fue acumulando por esfuerzos deformantes recibidos y que es liberada como energía cinética en el momento de la fractura cuando se vence el límite de elasticidad. Los terremotos naturales se generan principalmente donde la orogenia y /o el vulcanismo están activos.

Gutenberg y Richter (1948), sismólogos norteamericanos, dicen que por término medio se producen anualmente un sismo catastrófico, cerca de 100 sismos importantes y cerca de un millón de temblores que puede percibir el hombre en lugares poblados, de tal manera que los terremotos no son fenómenos raros.

En la superficie terrestre hay zonas donde son más frecuentes los terremotos, como por ejemplo al Arco de Fuego del Pacífico, Cordilleras centro oceánicas, Europa Mediterránea, Norte de África, Medio Oriente, Himalayas, etcétera.

Los focos sísmicos ubicados por debajo de los fondos marinos generan los maremotos ya sea por los efectos de las ondas sísmicas sobre la masa de agua y/o por los deslizamientos submarinos del terreno provocados por las mismas ondas que desplazan la masa de agua. Las ondas producidas por el terremoto al llegar a la masa acuosa se propagan con una velocidad aproximada de 1,5 km/s y al llegar a la superficie se manifiesta como un tren de ondas (olas) llamadas tsunami por los japoneses. Estos trenes de olas se propagan a velocidades que alcanzan los 900 km/h y pue-

den dar la vuelta al planeta con longitudes de ondas de 200 a 300 km pero de escasa amplitud, aunque a medida que se aproximan a una costa, al disminuir la profundidad, esta amplitud puede alcanzar los 20 metros. Al alcanzar la costa penetran tierra adentro causando, en zonas pobladas, grandes destrozos.

Se ha determinado terremotos originados hasta unos 700 km de profundidad, no obstante el 70% de los mismos tienen lugar a profundidades menores de 100 km.

Según su origen los terremotos se pueden clasificar como:

- a) tectónicos
- b) volcánicos
- c) por impacto (caída de meteoritos, explosiones superficiales, hundimientos, deslizamientos de glaciares o rocas).

Las estaciones sismográficas están equipadas con sismógrafos con los cuales se registran las señales de los sismos que llegan a esa estación. Las agujas del sismógrafo registran sobre un papel milimetrado el sismograma de cuya lectura los sismólogos deducen las características físicas del fenómeno natural. Dicho análisis permite reconocer un sismo, determinar el epicentro y el foco, la energía, etcétera.

Los registros sismográficos son de gran interés porque permiten explorar el interior del planeta.

Un terremoto origina diversas clases de ondas, de las cuales dos son las más importantes para el estudio del interior del Planeta pues lo atraviesan:

- a) Ondas Primarias (P) pues son las que llegan primero, son de compresión (en inglés se denominan *push* = empujar). Su velocidad de propagación depende de la densidad y resistencia a la compresión de las masas rocosas atravesadas.
- b) Ondas Secundarias (S) pues llegan en segundo lugar, también las llaman ondas de distorsión donde la vibración es transversal a la dirección de propagación (en inglés la denominan *shake* = sacudida) y no se propagan por los medios fluidos. Su velocidad de propagación depende de la densidad y la resistencia a la distorsión
- c) Ondas superficiales (L) (ondas de

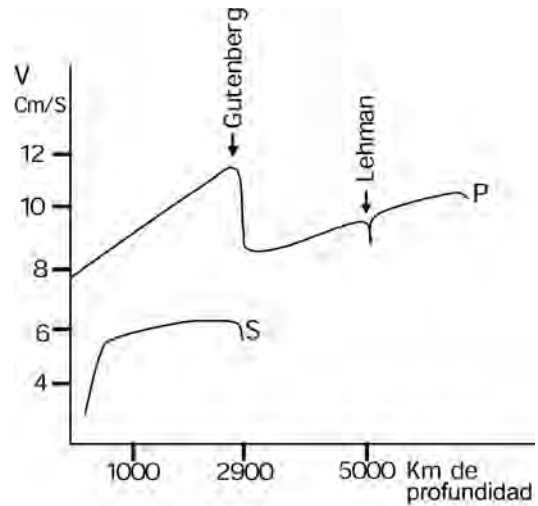
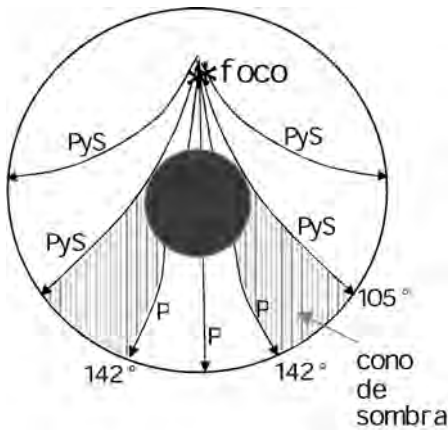
Rayleigh) se propagan por la superficie terrestre a menor velocidad que las P y S y son las que mayores daños causan.

De tal manera que el aumento de la P aumenta la velocidad de propagación de las ondas y el aumento de temperatura la disminuye.

Las ondas P son las de mayor velocidad de propagación y son similares a la del sonido, mientras que las ondas S son similares a la de la luz y además no se pueden transmitir por medios fluidos.

Las velocidades de propagación de ambas ondas varían según el tipo litológico que atraviesan (según la constante elástica y la densidad de las rocas) y respetan las leyes de la reflexión y refracción al llegar a las superficies de discontinuidad.

Con estas ondas se obtienen características de densidad, volumen y rigidez de las rocas que atraviesan, de donde se obtiene información del interior del planeta. De esta manera se determinan tres discontinuidades principales, Figuras 9 y 10:



Figuras 9 y 10. Esquema de la estructura interna del Planeta con la marcha de las ondas sísmicas P y S y el cono de sombra producido correspondiente al foco elegido y gráfico donde se representan velocidad de propagación de las ondas P y S en función de la profundidad. Las ondas S no se propagan a mayor profundidad de 2900 Km pues la parte externa del núcleo se comporta como fluido. Las ondas P con los correspondientes cambios de velocidad indicados marcan las principales discontinuidades físicas del interior del Planeta (núcleo externo y núcleo interno) denominadas con los nombres de sus descubridores.

	corteza	
Mohorovicic (1909)	_____	5 a 35 km
	manto	
Gutenberg (1913)	_____	2900 km
	núcleo	

de rigidez pues no pasan las S, o sea que parte del núcleo es fluido y además que debe de tener distinta composición debido al retardo sufrido por las ondas P.

- a) Las ondas P y S por los efectos de la marcha de las ondas no se transmiten a estaciones situadas en el arco comprendido entre 105° y 142° a partir del epicentro.
- b) Después de los 142° aparecen las ondas P con retardo y no las S. De ello se deduce que el material del núcleo parecería carecer

El sismógrafo es el instrumento que detecta los terremotos y mide su intensidad, hay una red mundial de unos 600 de estos aparatos distribuidos estratégicamente que escuchan el ruido interno del planeta.

Las escalas de medición de los terremotos son diversas y se basan generalmente en el daño que causan. Una de las más antiguas es

la de Gastaldi (1564), cartógrafo del Piamonte (Italia). Otra conocida es la del italiano Rossi y el suizo Forel (1878) que divide los sismos en 10 grados de intensidad, desde el grado I constituido por temblores perceptibles solamente con aparatos muy sensibles hasta el grado X, considerado como gran catástrofe, donde no quedan edificios en pie, se generan grietas y se producen deslizamientos en los terrenos montañosos. Mercalli (1888) modificó esa escala por no ser suficientemente precisa y propone 12 grados.

En 1931, la escala de Mercalli fue modificada y es de uso actual:

Grado I.- Únicamente perceptible por muy pocas personas en circunstancias favorables.

Grado II.- Lo perciben algunas personas en reposo. Objetos suspendidos se balancean ligeramente.

Grado III.- Perceptible en interiores, algunos coches se balancean un poco. Puede ser estimada su duración.

Grado IV.- se despiertan las personas que se hallan en reposo. Se balancean los coches y se mueven las hojas de las ventanas.

Grado V.- Perceptible en general. Caen algunas decoraciones de las paredes. Se rompe la vajilla y los cristales de las ventanas. Se paran los péndulos de los relojes.

Grado VI.- Perceptible por todos. Empieza a cundir el terror. Daños en las chimeneas y los decorados colgantes de las paredes. Se mueven los muebles y caen objetos pequeños.

Grado VII.- Todos se lanzan a la calle. Perceptible en coches en marcha. Daños moderados en las estructuras.

Grado VIII.- Alarma general. Efectos destructivos y daños generales en las estructuras débiles. Pocos daños en las estructuras bien construidas. Se desploman los monumentos y las paredes. Se vuelcan los muebles. Se esparcen la arena y el fango. Variaciones en los niveles de agua de los pozos y fuentes.

Grado IX.- Pánico. Destrucción general de estructuras débiles. Daños considerables en edificios bien construidos. Rotura de tuberías subterráneas de canalización. En el suelo se producen grietas y crujiidos perceptibles.

Grado X.- Pánico. Destrucción general de las

estructuras de mampostería y armadas Sólo quedan en pie los edificios bien construidos. Fundamentos en estado ruinoso.

Grado XI.- Pánico. Sólo quedan en pie contados edificios. Grietas y fallas en el suelo. Canalizaciones subterráneas fuera de servicio.

Grado XII.- Pánico. Destrucción total. La aceleración es superior a la gravedad. Ondas visibles en el suelo. Distorsión en las líneas visuales y de nivel. Los objetos son arrojados al aire.

Como se puede apreciar esta escala es bastante subjetiva ya que las unidades de fuerza sísmica no están fundadas bajo el punto de vista físico. Pero su uso resulta cómodo.

Gutenberg y Richter elaboraron una escala de intensidades de los sismos con índices cuantitativos más definidos y precisos relacionada con la energía desprendida tratando de ser una escala absoluta. Propusieron sustituir el concepto de "fuerza" por el de "intensidad" de los sismos que varía en función de la amplitud máxima del desplazamiento de las partículas en el suelo, observada y medida por medio de sismógrafos ubicados a unos 100 km del epicentro. En esta escala los sismos más débiles tienen una intensidad 0, y los más fuertes 9. Para tener una idea de las cifras de esta escala absoluta se destaca que durante un terremoto de alta intensidad se libera una energía equivalente a varios millones de veces la de una bomba atómica corriente. Desde 1900, época donde ya había sismógrafos de precisión, no se ha registrado un temblor que supere los 8,5 grados. Tal vez el terremoto de Lisboa en 1755, que afectó a la mitad de Europa, pudo alcanzar intensidad 9 o el de Tailandia, en diciembre del 2004, que alcanzó 9,1. Posiblemente no se puedan registrar sismos de mayor intensidad debido a que los materiales rocosos, donde ocurren los terremotos, por sus características físicas no pueden almacenar más energía elástica (potencial) para ser liberada (energía cinética).

Cuanto mayor es el sismo mayor es el área que lo percibe. Se registraron fuertes sismos que fueron percibidos a miles de kilómetros del epicentro. Cuando más profundo es el

foco, se lo percibe en la superficie en áreas más grandes.

Las explosiones nucleares subterráneas son difíciles de distinguir de un terremoto natural.

Cuando ocurre un terremoto importante se trata de estudiar el fenómeno, uno de los primeros trabajos que se realiza es tratar de delimitar por medio de mapas la zona de influencia y la intensidad del mismo. Esto se logra con mapas de **isosistas** o de curvas que unen puntos de igual intensidad sísmica.

	muertos en terremotos	año
Shasi (China).....	830.000	1556
Lisboa.....	660.000	1755 (grado 9?)
Calabria.....	50.000	1783
Messina.....	83.000	1908
Kansu (China).....	100.000	1920
Kawato (Japón).....	140.000	1923
Agadir (Marruecos).....	15.000	1960
Khorosan (Irán).....	13.000	1968
Sumatra.....	220.000	2004

(grado 9,1)

Los terremotos están vinculados, a la luz de la tectónica de placas, a los límites de las placas, precisamente la ubicación de los epicentros de los terremotos fue el criterio principal para determinar los límites de las placas. O sea que los terremotos se hallan vinculados a las dorsales centrooceánicas, sistemas de arcos de islas, zonas de fracturas importantes y cinturones orogénicos jóvenes. Estas placas son bloques móviles que se desplazan unos con respecto a otros sobre una capa de características plásticas denominada astenósfera. Este movimiento relativo a través de fallas se ve afectado por rozamiento con el bloque vecino, a veces es tan intenso que hace que las masas rocosas acumulen tensiones hasta llegar a un momento donde la energía acumulada vence el límite de resistencia (límite de elasticidad) de las rocas fracturándolas produciendo fuerte vibraciones (terremotos) que tiende a propagarse en todas direcciones.

Los focos ubicados a profundidades mayores que 200 km se hallan vinculados a las fosas oceánicas profundas, o sea las zonas de subducción donde las placas se hunden den-

tro del manto, entrando en éste, de carácter plástico, como cuerpos rígidos que luego se va fragmentando (terremotos) hasta profundidades del orden de los 700 kilómetros. El japonés Wadati en el década de 1920 fue el primero en determinar terremotos profundos del orden de los 600 km de profundidad, posteriormente el norteamericano Benioff determinó, ubicando los focos de distintos sismos en las áreas de las fosas oceánicas, una superficie inclinada que marca el deslizamiento de una placa con la parte inferior de otra placa. La energía desprendida por el roce de estas placas se disipa generando, deformación (fosas, orogénesis), magmatismo (fusión parcial de la parte inferior de una placa, ruido y vibraciones (terremotos), etcétera. A esta superficie se le da el nombre de zona de Wadati-Benioff y llega hasta profundidades de 700 kilómetros.

Para poder pronosticar un terremoto es preciso señalar el lugar donde ocurrirá, cual será su intensidad y el momento en que ocurrirá. Las dos primeras cuestiones tienen hoy en día respuestas satisfactorias en los mapas de zonificación sísmica, en cambio saber cuando ocurrirá es muy difícil de predecir. En los momentos previos a un terremoto se producen deformaciones en la superficie y ruidos (el ruido se genera por la formación de un sinnúmero de microfisuras vinculadas a la deformación que va a provocar el fallamiento), señales estas que podrían ser utilizadas, previa correcta interpretación, como indicadores del momento en que ocurrirá un sismo.

“Efecto rosca” es uno de los métodos de prevención sísmica, no siempre se lo puede aplicar, consiste en que en una zona donde va a ocurrir un terremoto importante durante varios años previos al fenómeno hay descanso sísmico. En una amplia área semicircular alrededor de donde se va a producir comienzan sismos pequeños y comienza el área de sismos menores a estrecharse sobre la zona donde se va a producir el gran terremoto.

Los rusos en 1962 notaron el cambio de velocidad de las ondas P y S cuando atraviesan un futuro foco. A este fenómeno hoy en día aceptado se le da el nombre de “**dilatancia**”. Esta disminución de velocidad en el futuro foco es del orden de 15 al 20%. Cuando una roca está a punto de fracturarse comienzan a unirse las innumerables imperfecciones minúsculas y

fracturas que existen en ella. Esto produce un aumento de volumen de la roca y del módulo de compresión, y la resistencia al cizallamiento disminuye. La velocidad de las ondas P es proporcional a la raíz cuadrada del módulo de ciza.

La dilatación da una información muy importante para la predicción de sismos. El terremoto de San Fernando en Chile en 1971 pudo ser anticipado, pero por lo menos se necesitan 4 sismógrafos para determinar el retardo anómalo que produce la dilatación. Ello depende del tamaño del foco, en San Fernando se estimó en 80 km de diámetro, pero no alcanzaron la cantidad de sismógrafos para predecirlo. Se practicó en muchos terremotos del mundo las retropredicciones, o sea se estudió la grabación previa al terremoto del registro sísmico para ver como eran. Las conclusiones a que se llegaron es que tiene que haber muchos sismógrafos en la zona que tomen las ondas retardadas por dilatación y además el foco debe ser lo suficientemente grande como para que esos sismógrafos lo detecten. Se provocan terremotos con explosivos para poder determinar el estado de la dilatación de un área y poder prever un futuro terremoto. Un problema que se presenta es que el método no funciona para terremotos profundos posiblemente porque la presión litostática haga menos evidente la dilatación. El problema es que se requieren redes sísmicas finas, de elevado costo, para que el método sea útil.

El sismólogo tiene que considerar: 1) la posición de las fallas activas locales, 2) las características de atenuación sísmica de las rocas, 3) la clase de cimiento que tendrá el edificio proyectado y 4) la variación temporal de la posibilidad de un terremoto. Al respecto del punto 4) es difícil de estimarlo ya que no existe una periodicidad definida de terremotos en una zona. Se sabe que los efectos mareales pueden desatar terremotos y erupciones volcánicas pues producen fenómenos tensionales en las rocas, pero se cree que son terremotos pequeños los que genera las mareas.

Lo que sigue siendo muy difícil de determinar es dónde y cuando va a ocurrir el sismo. En China usan el comportamiento animal para sus predicciones. Se llega a cifras de predicción del orden del 44% de aciertos con

el estudio de los sismos premonitorios (previos) que se producen 24 hs antes del temblor principal. Los norteamericanos, en California, suelen usar como criterio para prevenir un terremoto grande el descanso previo sísmico. O sea cuando la falla de San Andrés pasa uno o dos años sin actuar es que se está acumulando energía elástica para un terremoto fuerte que va a suceder próximamente.

En prevención de los efectos sísmicos se recomienda en la construcción utilizar materiales de óptima calidad, hacer construcciones antisísmicas, aliviar los techos, suprimir toda clase de adornos pesados, limitar la altura de los edificios, encadenar las estructuras, etcétera. Los edificios antisísmicos no tienen estructuras rígidas, por el contrario presentan múltiples articulaciones que les permiten absorber las vibraciones del terremoto.

DENSIDAD DE LA TIERRA

Como se mencionó la densidad media de la Tierra es de $5,5 \text{ g/cm}^3$. Este valor es conocido desde la época de Newton y fue calculado sobre la base de la ley de gravitación:

$$F = G(Mt \cdot m / d^2)$$

o sea que dos cuerpos se atraen con una fuerza F proporcional al producto de sus masas (Mt y m) e inversamente proporcional a cuadrado de la distancia que los separa (d^2). G es la constante de gravitación Universal o de Newton.

De esta fórmula se calcula la masa de la Tierra:

Mt = masa de la Tierra

m = masa de un cuerpo conocido como $F = m \cdot g$

d = radio de la Tierra

G = constante de Gravitación $m \cdot g = G \cdot Mt \cdot m / d^2$

g = gravedad

$Mt = m \cdot g \cdot d^2 / G \cdot m = g \cdot d^2 / G$

como $d = M / V$ $Dt = Mt / Vt = 5,5 \text{ g/cm}^3$

Como la densidad media de las rocas de la corteza terrestre es $2,8 \text{ g/cm}^3$, se deduce que el interior del Planeta debe de estar constituido por materiales más densos que $5,5 \text{ g/cm}^3$.

Esta mayor densidad en profundidad, puede ser debida al aumento de la P y/o a cambios en la composición química hacia sustancias más pesadas en profundidad, como por ejemplo metales pesados. Bullen estimó que la P en el centro de la Tierra es del orden de 3.10^6 Atm. En la corteza terrestre se estima que la P aumenta 271 Atm/km, pero en el manto y en el núcleo el aumento por Km de la P es mayor dado que también es mayor la densidad media.

Para escapar de la Tierra, el objeto necesita una velocidad proporcional a la raíz cuadrada de la masa del objeto mayor dividida por su radio. Por ejemplo, en la Tierra, con un radio de aproximadamente 6.300 km, la velocidad de escape es de 10 km/s aproximadamente.

MAGNETISMO TERRESTRE

El campo magnético terrestre cambia con el tiempo. Este efecto natural se conoce desde el descubrimiento de la brújula y se lo conoce como declinación magnética.

Hoy en día se sabe que las fluctuaciones del campo magnético de la Tierra son numerosas y tienen una duración variable comprendida entre el minuto y varias decenas de años. Las más intensas, que marcan la tendencia general, constituyen las denominadas variaciones seculares. Desde 1940 se sabe que la fuente de esta variación está en el núcleo externo (fluido) situado a 2900 km de profundidad. Los movimientos del fluido conductor (principalmente Fe con un poco de Ni a una temperatura del orden de los 2700°C) que evacua el calor hacia el exterior generan la mayor parte del campo magnético.

A fines de la década de 1970 se descubrió un nuevo tipo de variación consistente en un salto brusco e inesperado. Este descubrimien-

to provocó la generación de nuevas hipótesis que situaban la causa del fenómeno fuera de la Tierra, en la ionosfera, y según otros en el interior de la Tierra, en el núcleo externo.

El tratamiento matemático de la señal magnética del planeta permite definir variaciones anuales, diarias, cada 27 días y cada once años. Lapsos que coinciden con ciclos astronómicos bien conocidos como la rotación de la Tierra alrededor del Sol, el giro de la Tierra sobre sí misma y la del Sol sobre sí mismo. La periodicidad de once años corresponde al pico de actividad solar (máximo de manchas solares).

Estos fenómenos periódicos se deben a las corrientes eléctricas que circulan por el manto y corteza del planeta. En la ionosfera, los vientos son corrientes eléctricas que producen un campo magnético intenso durante el día, cuando el calentamiento solar es máximo. Más lejos en la magnetosfera, las fluctuaciones siguen el ritmo de los golpes del viento solar. Las causas de las variaciones del campo magnético son pues muy diversas. En general se piensa que las variaciones de períodos inferiores a 11 años son de origen externo y que a partir de ese punto derivan los procesos de mezcla que tienen lugar en el núcleo.

Científicos franceses en 1977 descubrieron sacudidas fuertes en la variación secular generadas en el núcleo terrestre. Hoy en día, por tratamientos matemáticos avanzados en sísmica, se tiende a confirmar ese origen para estos tipos de variaciones bruscas e inesperadas en el campo magnético terrestre.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

La sísmica proporciona una información de la estructura terrestre de tipo tripartita como se vio (corteza-manto-núcleo). La Figura 11 muestra un esquema de la parte superior del planeta.

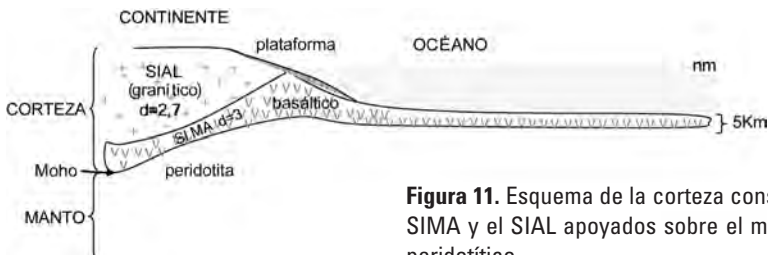


Figura 11. Esquema de la corteza constituida por el SIAL y el SIMA apoyados sobre el manto superior peridotítico.

Para obtener información directa del interior de la Tierra se utilizan materiales que provienen de las grandes profundidades como por ejemplo el vulcanismo kimberlítico. Las kimberlitas transportan dos “pasajeros” desde las profundidades que son los xenolitos peridotíticos (rocas representativas de los 150 a 200 primeros km) y los diamantes. El estudio de las impurezas de los diamantes indica que algunos de ellos provienen incluso de mayores profundidades situadas a más de 670 km. La gran ventaja de estas impurezas en forma de inclusiones es que quedan inalteradas durante su viaje a la superficie porque están protegidas por la cápsula de carbono muy resistente a las P y ataques químicos.

Estos estudios nos permiten constatar las hipótesis sobre la estructura del planeta elaborada por medio de estudios indirectos como son la sismología, la mineralogía experimental, la gravimetría y la geoquímica de meteoritos que nos permiten viajar por todo el interior del planeta virtualmente.

En los últimos 10 años se demostró que la impureza en los diamantes son testigos directos de los lugares donde se formaron. Las inclusiones de los diamantes aportan información muy importante sobre la mineralogía y la evolución del manto terrestre y sobre la génesis de los diamantes y de la naturaleza del mecanismo de ascenso (ascensor magmático) que los transporta desde su lugar de origen hasta la superficie.

Entre los años 1960 y 1980 los científicos pensaban que el vulcanismo kimberlítico provenía de menos de 200 km de profundidad, ello hizo que no le dieran mucha importancia a los xenolitos y a los diamantes. Sin embargo en la década de 1990 se comienza a dar una importancia especial a los diamantes como veremos más adelante.

Por intermedio de todos estos estudios se determinó una estructura tripartita del planeta en la cual el manto es un enorme cinturón rocoso que va desde los 70 a 2900 km de profundidad, ocupa el 83% del volumen del planeta y posee alrededor del 30 % de su masa y está constituido principalmente por silicatos ricos en Fe y Mg. Mientras que el núcleo es metálico (Fe + Ni) y caliente posee el 67 % de la masa terrestre y el 27 % de su volumen; mientras que la corteza, la cual podemos

observar en parte directamente, es liviana, fría y composición compleja.

Se determinó que la corteza está separada del manto por la Discontinuidad de Mohorovicic. Esta discontinuidad posee profundidades variables, en los océanos es del orden de los 5 km y en los continentes, en las áreas cordilleranas, puede sobrepasar los 35 a 60 km.

EL NÚCLEO

La densidad calculada para el núcleo es de 13,3 a 13,6 g/cm³. La existencia del campo magnético sólo puede explicarse con un elemento metálico en su constitución, el Fe. Pero un núcleo de Fe solo tendría a esas P una densidad mayor, por lo tanto y de acuerdo a lo que se observa en ciertos meteoritos (con el mineral troilita = SFe) habría S combinado con el Fe y también Ni. Esta aleación de Fe + SFe tiene punto de fusión 1000°C menor que el Fe solo y ello explicaría el estado fundido del núcleo externo y por lo tanto el campo magnético del Planeta. De todas maneras quedan aún muchas incógnitas.

¿Como se formó el núcleo? Por lo menos hay tres hipótesis:

- La Tierra se formó por una acreción heterogénea de silicatos (silicatos más metales), posteriormente el Fe más denso y menos refractario se fundió y por gravedad se fue a formar el núcleo y los silicatos menos densos flotaron. Al ocurrir esto hubo gran desprendimiento de energía (calor gravitacional) y se denominó al proceso Gran acontecimiento térmico. Esta idea concuerda con la teoría de Kant-Laplace.
- Es una variante de la hipótesis anterior. Propone que la acreción fue diferencial, primero lo hicieron las partículas metálicas formando directamente el núcleo y luego los silicatos que formaron el manto. Pero esta hipótesis no explica, al estar ya el Fe en el núcleo, el Gran acontecimiento térmico y por ello no explica el núcleo externo fundido.
- Es una alternativa de a) y b). La Tierra comenzaría al acrecionarse con una mezcla de silicatos y metales como propone a),

pero se calentaría rápidamente a causa de los impactos meteoríticos y cuando esta acreción llegó a formar un cuerpo cuyo tamaño era aproximadamente la mitad del planeta actual, el Fe se fundió y descendió gravitacionalmente y formó un protonúcleo. Este se formó en forma simultánea con el manto en una prototierra semifundida y el Fe del manto se seguía fundiendo y descendiendo al núcleo hasta llegar al estado actual. Luego este núcleo fundido se fue enfriando y su parte central se solidificó, el calor latente de fusión se desprendió y puso en movimiento convectivo al núcleo externo generador del campo magnético.

Se conocen rocas de 3500 Ma con paleomagnetismo de lo que se deduce que por lo menos desde ese tiempo la Tierra tenía campo magnético.

¿Gira el núcleo de la Tierra?

Según Souriau (1999) en 1997 sismólogos norteamericanos anunciaron que el nucléolo (núcleo sólido) gira más rápido que el resto del planeta. En 1936 la sismóloga danesa Inge Lehmann descubrió por medio de ondas sísmicas la existencia del **núcleo interno sólido** o **nucleolo** que se hallaba dentro de un núcleo líquido o externo. Hoy en día con el avance del conocimiento y de la tecnología se postula que ese núcleo sólido de metal tiene una estructura especial y gira más rápido que el resto del planeta, las velocidades varían entre 0,2 hasta 3 grados/año. El núcleo fundido tiene 3480 Km de radio y está constituido principalmente por Fe y un poco de Ni y pocos elementos ligeros como el S y el oxígeno. El núcleo interno posee una radio de 1229 Km y representa menos del 1% del volumen del planeta, se segregó por cristalización progresiva del núcleo externo en un proceso que aún continúa. Se piensa que está formado por Fe casi puro. Las corrientes convectivas de la parte líquida dan lugar al

campo magnético terrestre principal.

El nucléolo, según Souriau (1999), es anisótropo ya que las ondas sísmicas según distintas direcciones se propagan con distinta velocidad. Corregido el achatamiento de los polos una onda P tarda 5 segundos menos en recorrer la distancia polo a polo que una paralela al ecuador (la trayectoria total esta onda tarda en recorrerla unos 20 minutos). Este desfase de velocidad probablemente se deba a una orientación preferencial de los cristales de Fe, al efecto del diseño de las corrientes convectivas que afectan al núcleo interno sólido y/o al efecto del campo magnético.

En el planeta hay unas 4000 oficinas sísmicas que mandan su observación al ISC en USA y este distribuye a todo el mundo los resultados, de esa manera se escucha y se estudia a la Tierra, pero puede haber problemas cuando lo que hay que interpretar es un desfase de 5 segundos ya que:

-la variación de 5 segundos ¿no se deberá a que cada vez se conoce con mayor precisión la ubicación del foco del sismo?

-el manto posee variaciones de densidad en su composición que podrían justificar tal retardo.

Aún quedan tareas para tratar de confirmar estas mediciones y descartar con seguridad que no sean otros los problemas que lo provoquen.

Temperatura del núcleo terrestre (de MundoCientífico., 213:7, junio 2000)

Los investigadores estudiaron las propiedades del hierro, componente esencial del núcleo y han determinado para cada valor de la presión el potencial atómico de interacción de este elemento. Se han servido para ello de simulaciones clásicas de dinámica molecular que modelan el efecto de la temperatura. Estos modelos muestran que en la interfaz entre el núcleo líquido y la parte sólida la temperatura se eleva hasta 5400 ± 400 grados Kelvin.

LÍMITE ENTRE EL NÚCLEO Y EL MANTO

El límite entre el núcleo y el manto hoy en día se lo conoce mejor debido a los estudios de sísmica tridimensional (tomografía sísmica) y gravimetría satelital y posee características muy interesantes.

La zona se halla ubicada a 2900 km de profundidad y corresponde al área de mayor actividad geológica de todo el Planeta debido a que los cambios físicos ocurridos allí son mucho más notables que los ocurridos en la interfase atmósfera-hidrosfera-litósfera. La fuerte heterogeneidad de la región limítrofe manto núcleo afecta a muchos procesos geológicos globales, incluso el balanceo del eje de rotación terrestre y el campo magnético del planeta. Los fenómenos de esta zona modulan además los movimientos de convección del manto que son los causantes de la deriva continental.

A través de todo el manto las ondas sísmicas aumentan su velocidad con la profundidad en forma gradual o sea que la composición y estructura se hacen más uniformes cuanto más profundo vamos. Por el contrario la gran diversidad de rocas y estructuras es característica de la corteza.

Sin embargo el límite manto-núcleo de 200 a 400 km de espesor (capa D), determinado por medio de las ondas sísmicas en la década del 80, muestra que el núcleo difiere mucho del manto. Se denomina capa D por razones históricas ya que los geofísicos llamaban a las distintas zonas del interior del planeta por medio de letras en vez de llamarla corteza, manto y núcleo. Con el avance de los estudios esas capas fueron cambiando de nombres y el único que persistió fue D. En la década de los 80 se mejoraron notablemente los métodos sísmicos, se realizaron verdaderas tomografías (3 dimensiones) del Planeta que permitieron diferenciar bien el núcleo del manto aunque no pudo explicar las causas de las diferencias físicas. Por medio de programas de computación se pudo hacer un estudio mejor del análisis de las formas de onda que permite resolver estructuras de escasas decenas de kilómetros de sección, con la limitación de abarcar áreas muy pequeñas de la zona D. De esta manera se determinó que el espesor de la capa D varía entre pocos kilómetros y 300 km,

con heterogeneidades no mayores de 10 km y que lateralmente varía en espesor.

En 1992 se demostró que el pasaje manto-núcleo es brusco y que esa transición refleja hasta el 50% de las ondas, transmitiendo el resto.

Se trató de reproducir en laboratorio las condiciones físico-químicas del manto inferior y del núcleo usando un yunque de diamantes para las altas P y calentando la muestra con luz laser. En 1986 se obtuvieron presiones superiores a la del centro de la Tierra. El diamante se usa no solo por su dureza sino también por su transparencia para calentar la muestra con el láser y además se la puede observar y medir la radiación IR que sale del diamante que permite el cálculo de la temperatura de la muestra.

La P del manto inferior supera las 200.000 Atm y se dedujo que la composición debía ser la de un silicato de Fe y Mg[SiO₃(Mg,Fe)] con estructura perovskítica (perovskita, CaTiO₃) a la que se denomina silicato de Mg perovskítico. Las rocas del manto inferior, además, probablemente contienen pequeñas cantidades de OMg + wüstita (FeO), composición muy distinta a la de la corteza (La corteza está constituida por muchos minerales distintos y complejos que reaccionan entre sí y se transforman en nuevos minerales bajo cambios moderados de presión y temperatura).

La composición del núcleo se conoce desde hace unos 50 años, está constituido por una sustancia fundida en torno a un centro sólido de composición Fe + Ni. Se sabe que el fundido es principalmente Fe y que genera el campo magnético terrestre.

La corteza está formada por silicatos.

El manto superior por ol + px + gr

El manto inferior por óxidos tipo perovskítico.

El núcleo externo es un fluido férrico.

El núcleo interno es de hierro con un poco de Ni sólidos.

El núcleo interno es una aleación férrica. Estas diferencias composicionales y de estado físico explican el comportamiento de las distintas curvas. La viscosidad (h) no varía en la capa D.

En laboratorio se reprodujeron las condiciones del núcleo (hierro líquido + silicatos tipo

perovskita = óxidos eléctricamente aislantes tipo silicatos de $Mg + SiO_2$ (stishovita) + aleaciones metálicas tipo ferrosiliciuro ($FeSi$) + wüstita (FeO)).

A lo largo de la historia geológica la roca del manto inferior ha estado y aún sigue disolviéndose en el metal líquido del núcleo externo. La densidad del núcleo externo es un 10% menor que la del núcleo interno que estaría constituido por $Fe + Ni + S$ y otros elementos menos abundantes.

Los meteoritos ricos en Fe (parte de los restos con que se formó la Tierra) justifican esta creencia. Tienen impurezas muy similares a las del núcleo.

El líquido del núcleo asciende por capilaridad algunos cientos de metros en el manto inferior y en esa zona se produce la reactividad química, además la topografía de la parte externa del núcleo se deduce por sísmica como un relieve de elevaciones y hondonadas de pocos centenares de metros a unos pocos kilómetros. El espesor de la zona de reacción es menor de la longitud de onda sísmica por

lo tanto no se puede escudriñar en ella. En la interfase manto-núcleo hay corrientes convectivas de ambos que son las que producen el cambio químico. Estos cambios convectivos y químicos producirían variaciones en el eje de giro de la Tierra y el campo magnético terrestre, Figura 13.

En una época se pensaba que los movimientos de nutación eran provocados por el efecto de roce entre la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera (incluyendo las mareas), hoy ya se piensa que ciertas variaciones en la nutación que no son explicables por mareas si lo son por estos fenómenos ocurridos en la capa D, Figura 12.

Las líneas del campo magnético que emanan del núcleo inducen pequeñas corrientes eléctricas que circularían en la mezcla de los materiales conductores y producirían a su vez campos magnéticos secundarios que interactuarían con el campo magnético principal. El acoplamiento de estos dos campos afectaría la nutación. Estos cambios se miden por interferometría de larga base.

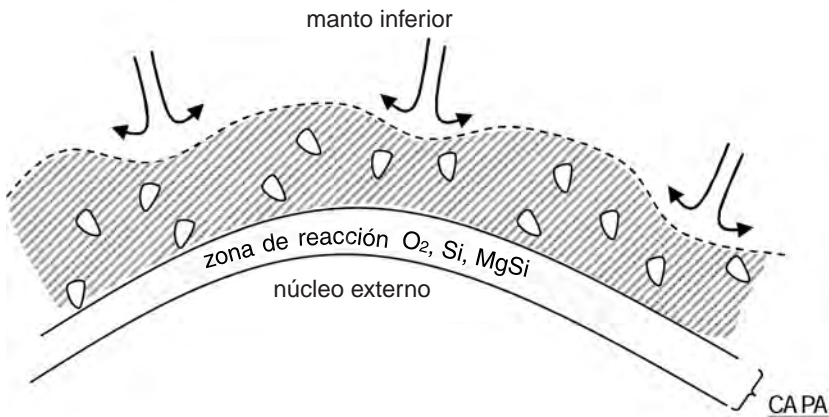


Figura 12. Esquema de la ubicación de la Capa D cuyo espesor sería del orden de 200 kilómetros.

El núcleo externo genera el campo magnético no como un imán sino como una dínamo ya que actúa como un fluido conductor que genera un campo magnético. Además dentro del núcleo externo hay corrientes convectivas generadas espontáneamente para igualar las

diferencias de temperatura de la parte más profunda a la más superficial. Estas corrientes de un fluido conductor son las que generan el campo magnético, de esta manera la energía mecánica de convección se convierte en energía magnética.

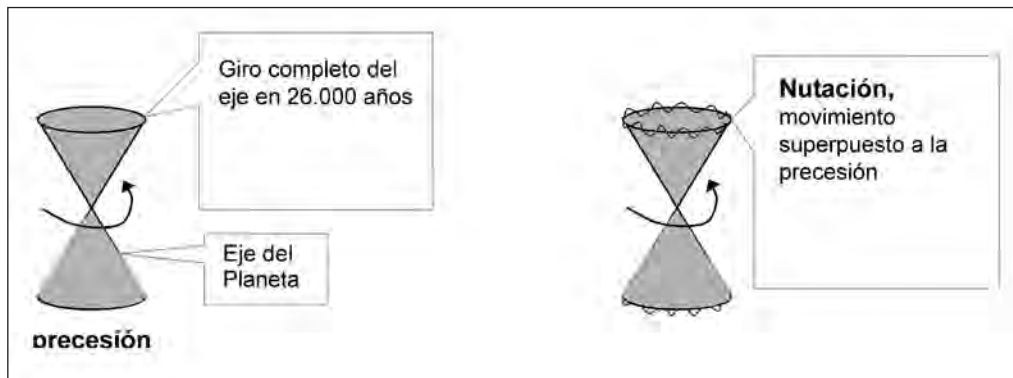


Figura 13. Movimientos de precesión y nutación del eje de giro de la Tierra.

Las rocas del manto se disuelven parcialmente en el Fe líquido del núcleo externo produciendo pozos ricos en metales que se depositan en el límite manto-núcleo. La convección del manto tiende a dispersar los productos bajo las regiones de flujo descendente. Puede haber una fina capa enriquecida en O, Si y Mg en la parte interior de la interfase manto-núcleo.

La magneto hidrodinámica de resolución matemática aún incierta resolvería el entendimiento de estos problemas. De todas maneras esta dinámica también sería la responsable de la inversión polar periódica (cada 100.000 años aproximadamente) del campo magnético.

EL MANTO

El manto es relativamente heterogéneo. Experimentos de laboratorio a t y P suficientemente grandes y la interpretación de las discontinuidades de velocidad de las ondas acústicas provocadas por cambios de fases mineralógicas permiten distinguir tres grandes zonas: manto superior (de 60 a 400 km de espesor) formado por ol + px + gr; la zona de transición (entre 400 y 670 km de profundidad) compuesta por espinela en las formas γ y β y de mayorita mineral equivalente a la olivina y piroxeno de alta presión; el manto inferior (entre 670 y 2900 km de profundidad) compuesto por silicatos más densos del tipo perovskita y de un óxido (magnesiowustita). La interfaz entre el manto y el núcleo corresponde a la capa "D"

de 200 a 300 km de espesor que es el lugar de una intensa actividad química entre los silicatos del manto inferior y el hierro en fusión del núcleo externo. Si bien hay una aceptación general en cuanto a las fases minerales que componen estas zonas no se conoce aún la proporción de las mismas, es decir la composición global de las rocas.

Se acepta que las peridotitas (ol $[\text{SiO}_4\text{Mg}_2]$, rómb.] + px [enstatita= $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$, rómb.] + gr [andradita= $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, cúb.] + es [espinelo MgAl_2O_4 , cúb.]) son los constituyentes principales del manto, pero no se sabe si este manto es homogéneo ya que las peridotitas al fundirse parcialmente producen basaltos que ascienden hasta la superficie y forman suelos oceánicos. Estos últimos regresan al manto por efectos de la subducción. Dicho basalto por efecto de la P se transforma en eclogitas (px + gr). Según la intensidad del reciclaje debido a la convección (convección de una o dos capas) el manto será homogéneo o químicamente estratificado. Cuando son arrastrados a grandes profundidades hasta la interfaz manto-núcleo (convección de una capa) las placas van siendo lentamente reabsorbidas y forman heterogeneidades a pequeña escala en un manto globalmente peridotítico. Si, en cambio, el movimiento de las placas queda bloqueado en la discontinuidad de los 670 km (convección de dos capas), dichas placas se van acumulando en la zona de transición generando una zona enriquecida en piroxenos y granates, y empobrecida en olivinas. En tal caso el manto está químicamente estratificado, Figura 14.

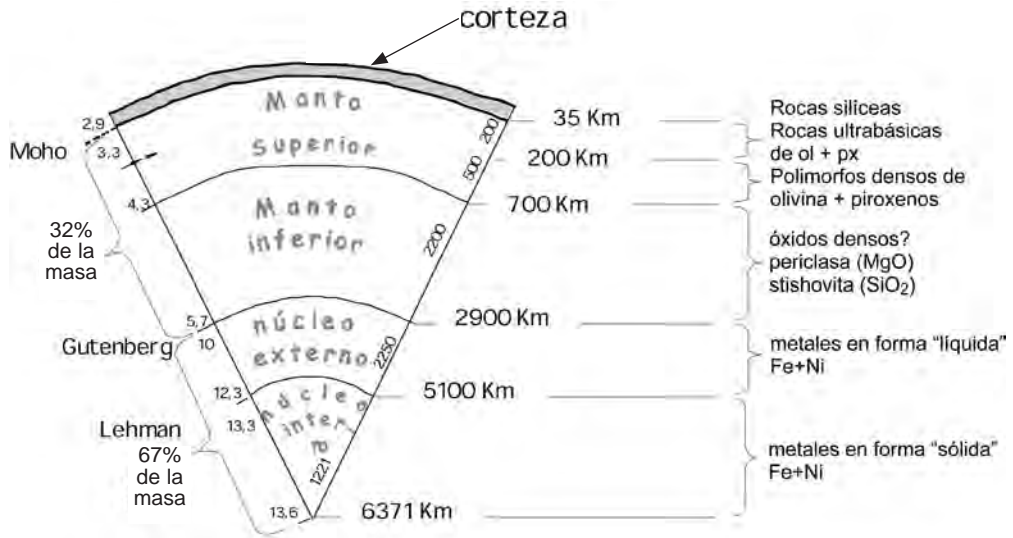


Figura 14. Uno de los modelos de la estructura interna de la Tierra.

Los diamantes con impurezas ayudan a entender este problema. La transformación del grafito en diamante ocurre a P mayores de 150 km de profundidad, es decir en el manto terrestre. Los diamantes suelen cristalizar en forma de octaedros (más raramente en forma de cubos o agregados fibrosos). El diamante posee una red cristalina relativamente abierta (es "poco" denso) y por ello acepta elementos trazas como el nitrógeno, además cuando cristaliza envuelve a otros minerales y posee inclusiones fluidas. O sea que puede captar inclusiones minerales estables a gran profundidad. En los diamantes octaédricos se han inventariado más de 40 especies sólidas de un centenar de micrómetros de diámetro de los cuales se aceptan como minerales "seguros" de alta P unos 20 que se distribuyen en tres familias: los silicatos, los óxidos y los sulfuros.

Los petrólogos conocen desde hace tiempo que las rocas básicas ricas en hierro y magnesio pueden cristalizar en dos formas, como **basalto** compuesto principalmente por plagioclasa cálcica y piroxenos, o como **eclogita** compuesta por granate y onfasita (corresponde a una serie de soluciones sólidas entre la augita y la jadeita). Estas dos rocas tienen aproximadamente la misma composición química pero sus propiedades físicas son distintas. El

basalto posee una densidad de $3,0 \text{ g/cm}^3$ y posee una velocidad de propagación de las ondas P de $6,8 \text{ km/s}$, mientras que la densidad de la eclogita es de $3,5 \text{ g/cm}^3$ con una velocidad de propagación de ondas P de $8,3 \text{ km/s}$, parecida a la velocidad de propagación en la parte superior del manto. Desde 1912 se pensaba que la eclogita era una forma de basalto de alta presión. De tal manera que se pensó que el manto estaba constituido de eclogitas. Holmes sugirió, de acuerdo a la equivalencia eclogita-basalto que el Moho se trataba de una discontinuidad provocada por este cambio de fase. Sin embargo los petrólogos pensaban que el manto era de composición ultrabásica tipo peridotita (roca granosa constituida fundamentalmente por olivina). Las peridotitas poseen una velocidad de propagación de las ondas P similar a las eclogitas, de tal manera que el Moho sería producto de un cambio químico entre rocas ultrabásicas (UB) por debajo y rocas básicas como los basaltos, por encima.

Green y Ringwood en la década de 1960 realizaron en Australia experiencias de laboratorio sobre los cambios de fases entre estas dos rocas y lograron determinar con precisión los rangos de P y t° del pasaje basalto-eclogita. Trabajaron con presiones de 10 a 40 km de profundidad y temperatura de 1100°C . Estos

autores demostraron que el Moho no está producido por cambio de fase, como se pensaba, sino por cambio de composición, volviéndose a la idea ya mencionada de que por debajo del Moho hay peridotitas (rocas ultrabásicas) y por encima basaltos (rocas básicas).

A 400 km de profundidad la velocidad de las ondas sísmicas comienzan a aumentar bruscamente y se hacen demasiado altas como para que sea su composición rocas peridotíticas. En 1936 Bullen demostró que este aumento de velocidad va acompañado por un aumento de densidad, también abrupto. Algunos pensaron que ello se debía a un aumento de hierro en las rocas. Pero Bernal y Jeffreys propusieron que la olivina, mineral muy abundante a esas profundidades, sufría un cambio de fase (400 km = 130 Kb) que era el que generaba el aumento de densidad y de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

Birch de la Universidad de Harvard estudió las propiedades elásticas del manto y propuso que en la zona de transición del manto ocurrían una serie de cambios de fases en la olivina, los piroxenos y los granates. El manto inferior estaría constituido por estos minerales muy compactados, con densidad mucho mayor y mayor velocidad de propagación de ondas sísmicas. Como ya no puede haber mayor compactación estructural sería una zona homogénea y caracterizada solo por un aumento gradual de la velocidad de las ondas sísmicas a medida que aumenta la profundidad.

La estructura de la olivina pasaría a la estructura del espinelo a una profundidad de 500 km. Los piroxenos a P altas son inestables, pasan a estructuras tipo ilmenita. Los Rusos en 1961 determinaron que el cuarzo común de densidad $2,65 \text{ g/cm}^3$ se transforma a 120 Kb en una fase de nueva densidad ($4,3 \text{ g/cm}^3$) de estructura rutilo. Esto demuestra que ante presiones muy altas el átomo de silicio, presente en la mayor parte de los minerales, puede adoptar coordinaciones mayores, de mayor densidad atómica, por ejemplo de coordinación 4 pasar a coordinación 6 en fases más densas que permiten empaquetamientos muchos más compactos y por lo tanto de mayor densidad. En 1966 los australianos consiguieron aparatología que les permitió trabajar a presiones de 200 Kb y 900°C pudiendo

transformar a la olivina común a una estructura de espinelo con una reducción del 10% del volumen. Se demostró que con los piroxenos sucedía lo mismo pasaban con el aumento de presión a estructuras tipo espinela y rutilo.

El manto terrestre

Sotin (2000) recuerda que los movimientos que mezclan las rocas del manto terrestre poseen un motor que es el calor pero se admite que pequeñas variaciones en la composición química pueden actuar promoviendo también convección.

La mayor parte de las manifestaciones de la actividad interna de la Tierra en la superficie terrestre se explican satisfactoriamente con la teoría de la tectónica de placas, pero dos formas de vulcanismo escapan a la regla. Según esta teoría todos los movimientos como los sismos o las erupciones volcánicas tienen que producirse en el límite entre dos placas. Los volcanes de Hawai son generados por un punto caliente (*hot spot*) mientras que en la Polinesia el vulcanismo de estos puntos calientes intruyen y se derraman sobre un gran abombamiento de la corteza de varios miles de kilómetros de extensión.

Se trató de reproducir estas condiciones en laboratorio utilizando dos capas de espesores variables de mezcla de agua, sal y celulosa y se demostró que el parámetro decisivo es el cociente entre las variaciones de densidad asociadas a la composición química y las debidas a la diferencias de temperatura. Si esta razón es mayor que 1, la convección termoquímica se organiza en un régimen estratificado, la interfaz entre las capas se deforma muy poco y los movimientos en cada una de ellas son independientes. Pero si este cociente es menor que 0,5 se desarrolla otro régimen: la interfaz se deforma en domos siguiendo un régimen oscilatorio. Estos domos calientes y por lo tanto menos densos, ascienden hasta la superficie, donde se enfrían y vuelven a hundirse. Los domos pueden presentarse coronados de pequeños penachos calientes.

Un ciclo en laboratorio dura entre 20 minutos y 2 hs, lo que significa a escala de la Tierra 100 y 1000 millones de años.

A través del estudio de las fases minerales que componen los xenolitos hallados en rocas básicas se puede deducir las profundidades de donde provienen. Las inclusiones silicáticas más comunes (ol+gr+px) corresponden a las tres fases minerales más abundantes entre los 150 y 200 km de profundidad, observadas en los xenolitos y en las peridotitas aflorantes. Las inclusiones de olivinas predominan sobre los piroxenos lo que concuerda con el manto peridotítico hasta los 400 km de profundidad. El granate se halla en el orden del 5% de abundancia es una inclusión muy frecuente.

Estos granates se distribuyen en dos grupos: los **granates violetas** magnésicos y cromíferos y los **granates anaranjados** cálcicos y ferrosos, los primeros son compatibles con los granates de las peridotitas y los segundos son típicos de las eclogitas. Estas inclusiones de peridotitas y eclogitas no vendrían de la misma profundidad. La distribución de ciertos elementos como el Fe, Ca y Mg procedentes de dos inclusiones distintas en un mismo diamante (pares olivina-granate y piroxeno-granate) permiten estimar la temperatura y presión de formación de los minerales considerados y en consecuencia su profundidad de origen. Así las inclusiones peridotíticas (par olivina-granate) cristalizaron entre 1000 y 2000 °C para presiones correspondientes a profundidades entre 50 y 200 Km. Las inclusiones eclogíticas (par piroxeno-granate) se habrían formado en un intervalo de temperatura más amplio (entre 850 y 1500°C) pero no se pudo determinar la presión. Estas variaciones de temperatura pueden corresponder tanto a profundidades de muestreo diferentes como a variaciones de temperatura a profundidad constante, por ejemplo, alrededor de un conducto magmático.

Sotin (2000) dice que tanto en los xenolitos del manto como en los afloramientos peridotíticos, los diamantes contienen muchas más inclusiones eclogíticas que peridotíticas, o sea que la formación de una gran cantidad de diamantes estaría ligada a la transformación de los basaltos en eclogitas durante la subducción. Esta observación es muy importante ya que hasta ahora la existencia de los diamantes se asociaba exclusivamente

a su agente de transporte desde las profundidades a la superficie (ascenso kimberlítico en los últimos 100 km).

Las inclusiones silicáticas de **mayorita** son menos frecuentes e indicarían una formación más profunda. Estos minerales no han sido hallados en la superficie terrestre. Los trabajos de laboratorio indican que la mayorita es el equivalente de alta presión de los granates y piroxenos, formadas a profundidades de 400 a 600 km, zona de transición. Estas inclusiones poseen una química muy variable ya que se encuentran tanto inclusiones peridotíticas como eclogíticas.

Si los diamantes ascendieron en una sola etapa, las raíces de la kimberlita se encuentran en el manto inferior, más de 670 km, pero si ascendieron en dos etapas, que es lo más probable, la subida se hace en dos tiempo, la primera es a través de una pluma mantélica procedente de la interface manto-núcleo y luego a partir de los 200 km la erupción kimberlítica es su transporte hasta la superficie permitiendo a los diamantes y los xenolitos que atraviesen la litosfera rígida.

Antes se creía que los diamantes estaban vinculados genéticamente a los episodios kimberlíticos por lo que debían tener la edad del magma que los transportaba (Cretácico o Proterozoico). Pero ahora se sabe que la mayoría de los diamantes son xenocristales ya existentes antes del suceso magmático que los llevó a la superficie ya que se han realizado dataciones radimétricas de los silicatos (piroxenos y granates) y sulfuros de las inclusiones con lo cual queda datado el diamante huésped. Los granates y piroxenos incluidos en los diamantes de las kimberlitas de Kaapvaal, en Sudáfrica poseen una edad de 3200 a 3400 Ma mientras que las kimberlitas que los contiene pertenecen al Cretácico. La edad del Escudo Sudafricano es de 3.500 Ma, edad obtenida en komatitas (basaltos de alta temperatura muy magnesianos derivados de la fusión parcial de peridotitas). Por lo tanto estos diamantes debieron estar desde hace unos 3.000 Ma debajo del escudo esperando ser transportado en el Cretácico por medio de una kimberlita hasta la superficie.

La edad de los granates y piroxenos en las inclusiones eclogíticas en diamantes sudafr-

ricanos es menor (1.580 a 990 Ma). Hay diamantes de edad Cretácica pero estos son de textura fibrosa y han cristalizado sobre otros diamantes de edad proterozoica.

Concluyendo: el diamante no solo permite ver directamente el manto en el espacio sino que también es su memoria. Los diamantes han cristalizado en el Arcaico (3000 Ma), en el proterozoico (1580 a 990 Ma) y en el Cretácico. Ciertos diamantes de afinidad peridotítica demuestran la estabilidad química de las raíces mantélicas frías de los viejos escudos a lo largo de los tiempos geológicos. Los diamantes eclogíticos demuestran que el mecanismo de subducción operaba ya en el proterozoico.

El manto posee una estructura estratificada que se debe a cambios sucesivos de fases desde su base a la parte superior.

En las zonas de baja presión, los silicatos están constituidos por tetraedros compuestos por un Silicio en su centro rodeado de 4 oxígenos, mientras que los demás elementos tales como Al, Mg, Ca, Fe, Na y K, ocupan los intersticios entre los tetraedros. A mayor presión, los átomos de oxígeno se reagrupan en forma más compacta y el Si queda rodeado por seis átomos de oxígeno, aumentando la densidad del mineral y generando una transición de fase.

Por ejemplo el piroxeno, estable en el manto superior, tiene todos los átomos de Si en posición tetraédrica. A 400 km de profundidad, se transforma en mayorita $\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{Al}, \text{Si}_2)(\text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe})_3$, granate saturado en silicio en el cual más de la tercera parte del Si ha pasado a ocupar una posición octaédrica más compacta y por ende más densa. A partir de los 670 Km, en el manto inferior, la mayorita se desestabiliza generando una estructura perovskítica, extremadamente densa en la que todo el Si esta en coordinación octaédrica.

La mayor parte del manto está constituido por peridotitas [olivina rica en Mg y Fe + ortopiroxeno (similar composición a la olivina

pero menos denso) + clinopiroxeno (contiene Al y más de 20% de Ca) + una fase muy aluminosa que corresponde al granate]. Al subir a la superficie estas rocas se descomprimen y se funden parcialmente. El clinopiroxeno es el primero en fundirse y va formando un magma basáltico, la parte sólida que queda relativamente se va enriqueciendo en elementos refractarios como el Mg y el Cr. En las zonas de subducción, a la inversa, al ir aumentando la P, estos basaltos recrystalizan dando origen a las eclogitas (roca granosa formada por granates rojo anaranjados y piroxenos, continuando el aumento de P estas eclogitas se transforman en granatitas (roca granosa constituida por granates ricos en Si [mayorita]).

Los xenolitos UB (ultra básicos) de los basaltos son muestras directas, por lo general, del manto superior, mientras que los diamantes, para algunos autores, serían muestras directas de profundidades mayores aún como la denominada "capa D" ubicada a unos 2900 km de profundidad.

Las inclusiones de los diamantes son de tres tipos:

- Tipo peridotita** de olivina verde clara y óxidos negros (cromita). Representativas del manto situado entre 150 y 200 km de profundidad.
- Tipo eclogitas** de granates anaranjados. Son las más abundantes y sugieren que los diamantes se habrían formado en el proceso de transformación del basalto a eclogita en la subducción.
- Tipo sulfuros** indicarían que esos diamantes se formaron a gran profundidad (2900 km) en el límite entre el manto y el núcleo (capa D).

El manto se interpreta que se halla constituido por una roca llamada peridotita constituida por: $\text{ol}(\text{SiO}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2) + \text{px}(\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6) + \text{espinelo}(\text{MgAl}_2\text{O}_4) + \text{granate}(\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3)$, con densidad = 3,3 g/cm³, que aparecen en los complejos ofiolíticos (ultrabásicos), son el tipo de rocas que constituyen el manto superior debido a que: a las temperatura del manto algunos minerales de las peridotitas (granate y algunos piroxenos) se funden dando líquidos basálticos (son los magmas más abundantes producidos por el manto). Los basaltos poseen a veces enclaves de dunitas (ol.+espinelo) que

son los minerales no fusibles en las condiciones de t° del manto superior. La similitud química de las peridotitas con las partes no metálicas ni volátiles de las condritas carbonáceas (meteorito procedente de los asteroides que implica que las rocas tipo peridotíticas eran comunes en la nebulosa solar cuando se enfrió). La anisotropía sísmica del manto se refiere a que los minerales anisótropos tienen distinta rigidez según cada uno de los tres ejes. El predominio de minerales anisótropos debido a su baja simetría en las peridotitas (ol y px) unido ello a corrientes en el manto que orientan a estos minerales explica la anisotropía mecánica del

manto, similar a las de las peridotitas. Esto vale para los primeros 500 km. No se puede asegurar lo mismo para el manto inferior.

Probablemente la única diferencia entre el manto superior y el inferior sea física, con un mayor empaquetamiento de los minerales. En el manto superior subsisten los tetraedros de $[\text{SiO}_4]^{4-}$ que dan estructuras muy abiertas, que luego por los efectos del aumento de la P se comprime dando tetraedros de espinelo $[\text{AlO}_4]^{5-}$ que son más comprimidos y en el manto inferior se forma una estructura perovskítica donde cada Si está rodeado de 6 oxígenos, Figura 15.

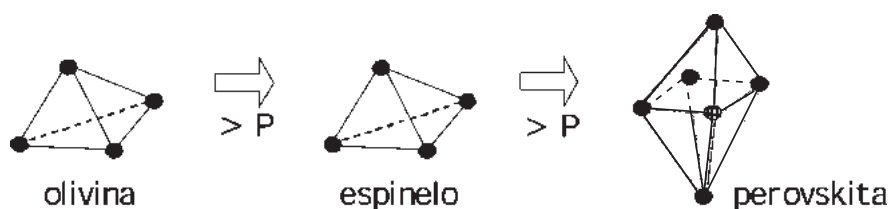


Figura 15. Variaciones estructurales mineralógicas por efecto del aumento de presión con la profundidad. Cada cambio estructural, como se ve en la figura de arriba, aumenta la rigidez de la roca y con ella la velocidad de propagación sísmica.

¿Cómo se originó el manto? El manto es el complemento no fundido del núcleo. Sin embargo los materiales del manto en parte se fundieron después que el Fe se separó y se especula con la idea que en esa época había un océano de magma como se cree existió también en la Luna. Esta idea es rechazada porque tendría que haber, si ello ocurría, una estratificación por densidad en la corteza y manto superior. Como esta estratificación no se encuentra, se concluye que la fusión fue parcial (20%) lo que excluye el océano de magma.

LA CORTEZA

La corteza terrestre es afectada por la interacción de diversos factores a lo largo de los tiempos geológicos. Entre los más destacables podemos citar la de la atmósfera con la hidrosfera sobre la litosfera produciendo las rocas sedimentarias, ello combinado con el desprendimiento de la energía interna del Planeta por

medio del vulcanismo y la tectónica el impacto meteorítico o acreción meteorítica que constantemente sigue, aunque en tiempos geológicos más recientes en forma más pausada.

Una visión actual de la superficie terrestre sin la hidrosfera, entre otras cosas, nos permite distinguir las áreas continentales elevadas de las oceánicas o deprimidas, no solo por sus características morfológicas sino también por su composición. Bajo el punto de vista composicional el área oceánica está principalmente constituida por basaltos con una fina cubierta sedimentaria, mientras que las áreas continentales son composicionalmente más complejas constituidas por rocas sedimentarias, ígneas (plutónicas y volcánicas) y metamórficas. Esta distinción se refleja también en la edad. Los fondos oceánicos tienen una antigüedad menor a 200 Ma mientras que las áreas continentales, como veremos tienen partes (cratones) mucho más antiguas que llegan a los 4.200 millones de años.

Los continentes ocupan la tercera parte de

la superficie terrestre. Si la superficie terrestre fuera de la misma altura la hidrósfera la cubriría toda y no habría lugar para todas las formas de vida continentales que conocemos. Recién en la década de 1950 se comenzaron los estudios del fondo oceánico en forma sistemática, sobre todo con la ayuda del SONAR (palabra derivada de la frase en inglés "sound navigation ranging" = determinación de la profundidad por sonido en navegación") y el desarrollo de submarinos científicos que permitió conocer el fondo con mucha precisión.

La corteza es más heterogénea que el manto y el núcleo posiblemente porque es más conocida. El espesor de los fondos oceánicos varía entre 6 y 12 km y está compuesto de basaltos, gabros, diques basálticos y escasos sedimentos (estos últimos en los bordes continentales pueden tener un espesor de hasta 10 km y ser nulos en las dorsales centro-oceánicas). Los continentes, como se dijo, son mucho más complejos, su espesor varían entre 25 y 70 km, la estructura es mucho más complicada que la de los sedimentos oceánicos, por ello es que ya no se define la supuesta existencia de la discontinuidad de Conrard que hipotéticamente separaría la corteza continental superior de composición granítica de la corteza inferior de composición basáltica. Cuando el nivel inferior es básico se detecta la discontinuidad de Conrard que es inexistente en otros lados.

Diversos autores han revisado la composición química de la corteza continental y dicen que se asemeja a la de una andesita y que el metamorfismo de este material puede generar gneises tonalíticos. La fuente principal, en corteza continental profunda, en donde se genera el magma es probablemente el gneis tonalítico junto con algo de anfibolita.

Hoy en día se tiende a creer que el modelo propuesto es tripartito, un **nivel inferior** de quimismo muy variable, compuesto por rocas ultrametamórficas (granulitas), plutónicas (anortositas y gabros) e incluso metasedimentarias (arcillas o calizas metamorfizadas); otro **nivel intermedio** de quimismo ácido a intermedio con rocas intensamente metamorfizadas como gneises y migmatitas y otras plutónicas que van de granitos a tonalitas, y un **nivel superior** con intrusiones graníticas y rocas sedimentarias y volcánicas con bajo o nulo metamorfismo. De tal manera que si bien las rocas básicas aumentan hacia abajo, la verdadera zonación es metamórfica dividida en alto, medio o bajo metamorfismo de acuerdo a la profundidad.

En la interfase continente-océano existe un tipo de corteza con estructura tipo continental pero con grosor intermedio (aproximadamente 20 km) que se denomina corteza transicional, Figura 16.

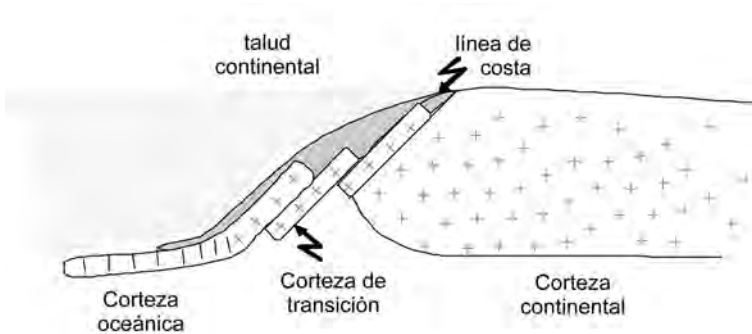


Figura 16. Esquema de la estructura del margen continental de transición.

La discontinuidad de Mohorovicic (el descubridor de esta discontinuidad que lleva su nombre era de Zagreb y el descubrimiento fue dado a conocer en 1900) se la reconoce en todo el Planeta; es una zona de transición de

varios kilómetros de espesor, con velocidad de propagación intermedia de las ondas sísmicas entre corteza y manto y marcaría la parte inferior de la corteza.

Origen de la corteza: como se mencionó las

rocas continentales más antiguas se aproximan a los 4.200 Ma, mientras que la corteza oceánica más antigua es de 200 millones de años. Esto lleva a deducir que la corteza oceánica producida desde hace 4.000 Ma hasta hace 200 Ma fue destruida varias veces. De ello también se deduce que la corteza continental es muy vieja y de lento crecimiento (tardó por lo menos 4.200 Ma en formarse y cubre el 40% de la superficie terrestre).

Otra diferencia es que la edad de las rocas en los océanos es más vieja en los bordes y más joven en las dorsales (centro), mientras

que en los continentes las rocas más antiguas están en el centro (cratones), de tal manera que pareciera que los continentes se forman por los bordes y los océanos por el centro.

El proceso formador de la corteza oceánica a la luz de la tectónica de placas es simple, se produce emisión continua de basalto por las dorsales con el desplazamiento hacia ambos lados de ellas, mientras que el crecimiento continental todavía no está bien esclarecido.

Quizás el mecanismo más efectivo de crecimiento continental es el magmatismo, Figura 17:

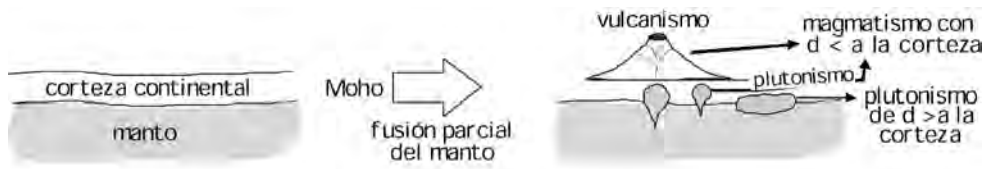


Figura 17. Esquema corteza-manto dónde se produce magma que por intrusión o efusión produciría el crecimiento continental.

Wilson en la década de 1960 pensaba que el proceso de crecimiento es como una exudación continua de lava en zonas de fracturación que se propagan por la corteza. Otros suponen que los continentes no han crecido mucho dado que se encuentran en ciertos lugares de la corteza rocas cratónicas próximas a los bordes continentales, como es el caso de la costa californiana en USA.

Otra teoría, a la que adhirieron personas como Gutenberg, Holmes y el holandés Vening-Meinesz, propone que el interior de la Tierra, por lo menos en un principio, era fundido y en él se generaban corrientes convectivas produciéndose en el material original una separación de dos componentes, uno el más denso se hundía formando el núcleo y el otro menos denso flotaría como una escoria formando los continentes. Las corrientes convectivas forman celdas y en este caso habrían adoptado una disposición octaédrica, con cuatro corrientes ascendentes y cuatro descendentes. Si las corrientes descendentes hubieran dado lugar a los continentes, estos se habrían ubicado en los vértices de un tetraedro.

Otra teoría, que es una variante de la anterior y es la más aceptada, no requiere un di-

seño tetraédrico de las corrientes convectivas, el diseño de dichas corrientes pudo haber sido otro cualquiera que ubicó al material menos denso como una sola masa (Pangea), que luego, por efecto siempre de las corrientes convectivas se transformó en dos continentes (Laurasia y Gondwana) y posteriormente las mismas corrientes con diseños variables llevaron a la disposición actual de los continentes, esto último habría ocurrido durante los últimos 200 millones de años.

Otra teoría es la de la Tierra en expansión. La Tierra tenía la mitad del diámetro actual donde se formó una corteza de aproximadamente 30 km de espesor, al aumentar el diámetro dicha corteza se rompió en distintos fragmentos que serían los continentes. Si el diámetro de la Tierra se multiplica por 2 la superficie se multiplica por 4 y este sería el tamaño de los continentes actuales. Como el aumento de radio produce un aumento de volumen, con la consecuente disminución de densidad media de la Tierra que es $5,5 \text{ g/cm}^3$, la densidad media antes de comenzar la expansión debió ser de 44 g/cm^3 , lo que es difícil de explicar e invalida esta teoría.

La densidad media de la corteza es de 2,7

g/cm³, la densidad del manto varía entre 3,3 g/cm³ en su parte superior y 5,5 g/cm³ en su parte más próxima al núcleo. Se cree que en el manto ocurren fenómenos dinámicos producidos por las corrientes convectivas puestas en funcionamiento en forma espontánea por el gradiente térmico que existe entre el núcleo y la parte inferior de la corteza. Además se conocen desde la década de 1920, por estudios realizados por el japonés Wadati, terremotos profundos con focos ubicados aproximadamente a 700 kilómetros. Este dinamismo provoca el movimiento de los continentes (deriva), los consecuentes terremotos, vulcanismo, orogénesis, plegamientos, fallamientos y procesos metalogénicos en la corteza que se comporta como cuerpo rígido.

Los geólogos y geofísicos para seguir conociendo con mayor detalle este dinamismo han dividido a la Tierra en varias zonas tectónicas principales. En los continentes los escudos (zonas estables), las zonas orogénicas (zonas inestables) y los márgenes continentales. En los océanos las cuencas profundas, las dorsales centrooceanicas y los arcos insulares.

El canadiense T. Wilson propuso que a través de las fallas transformantes, que generan las dorsales centrooceanicas, se produce en forma simétrica hacia ambos lados la emisión basáltica (acreción) que va formando el fondo oceánico que luego se hunde por debajo de los continentes (subducción). Además propuso, para ciertos casos como el de las islas Hawaii el mecanismo de los *hot spot* que corresponden a masas plásticas que por contraste de densidad ascienden dentro del manto y perforan la corteza marina y continental.

Uno de los objetivos de la geología es comprender la actual composición físico - química del Planeta. Este conocimiento es una necesidad fundamental para el conocimiento del origen y evolución subsiguiente del Planeta. La sísmica, como se vio, es una de las herramientas principales para avanzar sobre estos conocimientos.

Taylor y McLennan (1996) sostienen que las rocas graníticas que representan a la corteza se hallan enriquecidas en ciertos elementos característicos que son muy útiles para conocer como fue su origen y evolución. Estos elementos no se encuentran en otros tipos de rocas así que se los interpreta como un

enriquecimiento producido a lo largo de la formación de la corteza. Los sedimentos finos marinos del pasado ahora litificados producto de la erosión fluvial que se hallan en los bordes continentales poseen una composición química representativa de los continentes, en ellos faltan los elementos solubles en agua como el Na y el Ca, que se incorporaron a los océanos a través de los ríos, pero encontramos otros elementos insolubles de mucha importancia denominados tierras raras (REE = *rare earths*, o lantánidos, son 14 elementos químicos). Estos son de gran utilidad para tipificar la composición de la corteza ya que por sus características no se integran a las estructuras de los minerales más comunes, tienden a concentrarse en los productos graníticos más diferenciados que constituyen la mayor parte de la corteza continental.

El contenido de las REE en los distintos sedimentos es parecido por lo cual los geoquímicos presuponen que los mecanismos del ciclo exógeno deben de mezclar rocas ígneas de diverso origen produciendo una muestra representativa de la corteza continental. De esta manera las REE actúan como un índice de identidad que registra los acontecimientos ígneos que actuaron en la constitución de la corteza. De esta manera los geoquímicos determinaron que la composición de la parte alta de la corteza es granodiorítica y deducen que a unos 10-15 km de profundidad debe ser basáltica. Las rocas graníticas por su menor densidad flotan sobre la corteza basáltica. En promedio la corteza continental se encuentra a unos 125 m por encima del nivel del mar, estas alturas contrastan con el promedio de las profundidades oceánicas cuyo valor medio es de -4.000 m, concordando estas observaciones con el pensamiento de que los continentes flotan por encima de los basaltos.

Según Taylor y Mc Lennan (op.cit.) en la década de 1950 se pensaba que la corteza granítica se había formado al principio de los tiempos geológicos por los efectos de una fusión cortical que separó los materiales menos densos que quedaron flotando a modo de la escoria en un alto horno. Hoy en día se piensa que si bien esa fusión original existió, la corteza continental se fue creando gradualmente a través del tiempo por medio del mecanismo de subducción de la tectónica de placas.

Se cree, según estos autores, que en los primeros 50-100 Ma de la formación del Sistema Solar un gran planetesimal del tamaño de Marte habría impactado con nuestro planeta y rebotó y quedó orbitando alrededor de la Tierra convirtiéndose en la Luna mientras que el núcleo metálico de ese objeto cayó en la Tierra. Esta catástrofe fundió la superficie de nuestro Planeta formando una primitiva corteza similar a la de Venus actual. Esta corteza primaria fue afectada por los procesos exógenos de esa época y comenzó a formar una capa de composición granítica. De esta corteza primitiva no se conservó nada, probablemente los únicos testigos pueden haber sido los circones dado que se forman en rocas graníticas y son muy refractarios al ataque químico y a la erosión. Los circones más antiguos conocidos son de 4.200 Ma y aparecen en rocas sedimentarias precámbricas de Australia. Los circones de Ancasta en Canadá que poseen 4.000 Ma y se encuentran en gneises, se formaron a gran profundidad y la orogenia y posterior erosión los puso al descubierto. En Groenlandia occidental se encontraron circones de edad parecida en rocas sedimentarias. Estos ejemplos indican que en esa época ya había ríos y océanos. Todos estos datos se obtienen de rocas cuyas edades son de 400 a 500 Ma posteriores a la época de gran acreción de la Tierra. Se supone que ese hiato de 400 a 500 Ma fue caracterizado por impactos masivos que afectaron fuertemente la primitiva corteza.

El registro sedimentario muestra a los geólogos que la formación de la corteza continental ha sido un proceso continuo a lo largo de la historia del Planeta. Pero por ejemplo hace unos 2.500 Ma, entre los eones Arcaico y Proterozoico se produce una aceleración en dicho crecimiento. La corteza superior antes de esa época estaba constituida por una mezcla de basaltos y granitos ricos en sodio (TTG, tonalita-trondjemita-granodiorita) composición bastante distinta a la actual donde dominan los granitos ricos en potasio.

Este cambio hace 2.500 Ma parece deberse al mecanismo de la tectónica de placas. Con anterioridad la corteza oceánica se reciclaba rápidamente ya que los niveles de radioactividad eran muy altos y el intenso calentamiento producía corrientes convectivas muy rápidas. En el Arcaico se presupone que debió haber varias

decenas de placas, hoy en día hay una docena formadas por la agregación de placas más antiguas. Como esas placas del Arcaico eran más calientes que las actuales cuando se hundían se fundían a menor profundidad generando los diferenciados graníticos sódicos.

Con posterioridad a los 2.500 Ma la altura relativa de las cuencas oceánicas y las mesetas continentales se habrían mantenido bastante estables, la corteza ya habría adquirido gran parte de su constitución actual y comienza el reciclaje "moderno" de la tectónica de placas.

De acuerdo con Taylor y Mc Lennan (op. cit.) según la teoría de la tectónica de placas el fondo oceánico se forma a partir de las dorsales centro-oceánicas (*spreading*) hacia ambos lados en forma simétrica en una cantidad del orden de 18 km³ por año. Esta capa, junto con la parte del manto rígida con la que se integra la litósfera oceánica se vuelve a hundir en el manto en las zonas de subducción aportándole sedimentos húmedos y basaltos, quedando como cicatriz las fosas oceánicas. A unos 80 km de profundidad el agua de los sedimentos más la temperatura reinante produce la fusión de estos (los volátiles actúan como fundentes). El magma así producido asciende por contraste de densidad y puede llegar a la superficie generando vulcanismo explosivo (p.e. el Pinatubo en Formosa, Filipinas y el Santa Helena en USA). El vulcanismo del Arco de Fuego del Pacífico agrega por medio de este mecanismo unos 2 km³ anuales de material (lavas + cenizas + volátiles) a los continentes.

Esta no es la única fuente de roca granítica en la corteza ya que la acumulación de calor en el interior profundo de la corteza continental puede también producir fusión, el magma resultante por este otro mecanismo migrará, igual que en el otro caso, hacia la superficie por contraste de densidad. Parte de este calor es generado por la radioactividad pero otra parte es el calor generado por el ascenso de magmas basálticos producido en las profundidades del manto (plumas, *hot spot*) y que queda aprisionado debajo de la capa granítica.

Hoy en día se piensa que además de la época de los 2.500 Ma hubo otros importantes períodos en la formación de la corteza granítica: entre 2.000 y 1.700 Ma, entre 1.300 y 1.100 Ma y entre 500 y 300 Ma. Ello hace pensar que hubo pulsos de crecimiento.

Hace 250 Ma (Pérmico) los continentes formaban uno solo llamado Pangea. Este fenómeno de supercontinentes, piensan Taylor y McLennan (op cit.), ocurrió varias veces en el pasado y se repite a intervalos de unos 600 Ma así hasta el Proterozoico inferior (hace unos 2.500 Ma) pero se cree que antes, durante el Arcaico, también ocurría aunque las pruebas son difíciles de hallar. Durante 4.000 Ma los trozos continentales (**litosferoclastos**) se fueron agregando y separando a medida que iban creciendo.

Este mecanismo, según estos autores, hace que la Tierra sea dinámica y por el momento en el Sistema Solar única bajo este punto de vista.

RESUMIENDO

E. Suess en 1885 pensaba que cada orogenia agregaba un borde de roca a los continentes (acreción) (sedimentación-hundimiento-plegamiento-elevación= evolución geosicinal) y ello se producía por ciclos (ciclos orogénicos).

Tuzo Wilson creó lo que hoy se denomina ciclo de Wilson, parte de un continente que se fragmenta y se dispersa, cuando chocan se generan andesitas y granitos que hacen crecer los continentes.

La superficie terrestre está constituida en lo fundamental por tres grandes accidentes topográficos:

1. Los continentes con sus plataformas continentales y cordilleras.

2. Las cuencas oceánicas.

3. Las cordilleras y dorsales oceánicas.

Estos tres elementos tienen estructura e historias distintas.

La corteza continental es de composición "granítica" (densidad aprox. $2,7\text{g/cm}^3$) con espesores variables entre 35 y 70 km. Las rocas más antiguas suelen estar en las partes centrales y las más jóvenes en los bordes (escudos o cratones y cuencas sedimentarias respectivamente).

Las cuencas oceánicas poseen estructura sencilla y uniforme, sus partes más antiguas tienen una edad de 200 Ma y se ubican en los bordes y la edad va disminuyendo gradualmente hacia las dorsales.

Las dorsales poseen elevada sismicidad poco profunda, un flujo de calor muy elevado y son de edad reciente.

Los continentes se dividen en dos grupos: los del hemisferio N (América del N y Eurasia) que se denominan LAURASIA y los del hemisferio sur (Sudamérica, África, India, Australia, Antártida) más dispersos y se los denomina GONDWANA.

Gran parte de estos continentes desarrollan cadenas montañosas correspondientes a la orogenia Alpina (Andes, Himalaya, Alpes, etc.), Figura 18.

Una manera de explicar la formación de la corteza terrestre a la luz de las observaciones realizadas por las diversas sondas lanzadas dentro del sistema solar es:

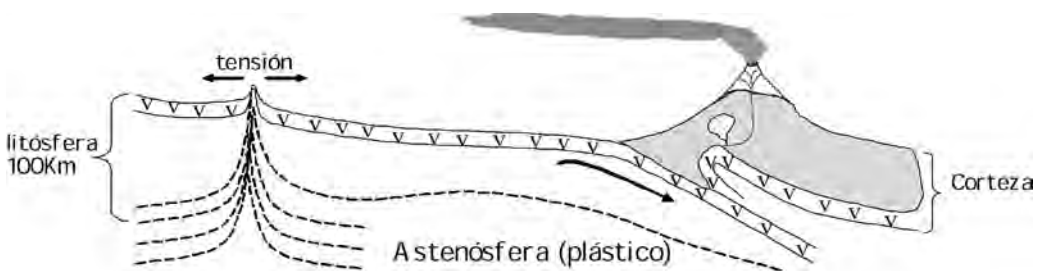


Figura 18. Esquema de la corteza terrestre con los lugares donde se forma magma y las cadenas montañosas.

La corteza

La actividad prolongada de la tectónica de placas es la responsable de la formación de los continentes. La corteza terrestre está conformada por rocas basálticas que constituyen los fondos oceánicos y por rocas "graníticas" que constituyen los continentes que se encuentran, por razones de densidad, por encima de los basaltos.

Venus, de acuerdo con Taylor y Mc Lennan (1996), es el planeta más parecido a la Tierra ya que posee tamaño, masa y composición similares pero su superficie, de acuerdo a las imágenes radar de la sonda Magallanes en 1990, es fundamentalmente basáltica. La mayor parte de los especialistas piensa que no hay corteza granítica porque no hubo tectónica de placas como en la Tierra. O sea que la creación de corteza, su desplazamiento y destrucción por subducción nunca funcionó en la superficie del planeta.

En el caso de nuestra Luna su corteza está cubierta por tierras altas de color claro que se formaron cuando se enfrió a partir de un estado fundido en sus orígenes, posteriormente coladas de basalto formaron los mares.

El estudio por medio de sondas de las cortezas de distintos planetas permite hacer una división tripartita de las mismas en corteza primaria, secundaria y terciaria.

La **corteza primaria** se formó en los orígenes del Sistema Solar por medio de impactos de grandes meteoritos que provocaron su fusión. Cuando la roca fundida comenzó a enfriarse por medio de la cristalización fraccionada los minerales se fueron formando en un orden de cristalización. A través de este mecanismo se formaron las altiplanicies claras (anortositas) de la Luna o sea que los cristales de feldespatos (anortita) flotaron sobre un océano de basalto.

La **corteza secundaria** se forma por la acumulación de calor radiactivo y el residual causado por el efecto de los impactos meteoríticos. Este lento calentamiento produciría la fusión de una pequeña fracción del interior rocoso del planeta provocando la erupción de lavas basálticas. Tanto las superficies de Marte, Venus como el fondo oceánico de

nuestro Planeta están cubiertos por una capa basáltica de ese origen.

La **corteza terciaria** se generaría por los mecanismos propios de la tectónica de placas donde el reciclaje de los materiales corticales crearía una diferenciación granítica que por razones de densidad flota sobre los basaltos. Este fenómeno, por el momento, sólo es conocido en la Tierra.

En la base de la corteza se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic, descubierta por medio de la sísmica, que marca un cambio brusco en la composición, se pasa de roca granítica-basáltica a otra llamada peridotita, mucho más densa. La subducción, según la tectónica de placas, transporta corteza oceánica hacia el interior de la Tierra, hundiendo sedimentos húmedos junto a los basaltos que constituyen la placa. Las temperaturas reinantes a unos 80 Km de profundidad junto a la humedad producen la fusión parcial del material sedimentario. El magma así generado por menor densidad asciende formando nuevo material continental próximo a la superficie. Estos episodios repetidos a lo largo del tiempo geológico van formando una capa superior granítica (granito-granodiorita-tonalita). El material peridotítico de la parte superior del manto se halla adherido a la corteza y se desplaza con la placa integrando la parte inferior de la corteza, formando el conjunto un espesor de 100 km denominado litosfera que se desliza sobre material peridotítico del manto que posee características plásticas. El desplazamiento se produce debido al esfuerzo generado por corrientes convectivas (caso de la subducción) y corrientes divergentes (caso de las dorsales centro oceánicas). Esta estructura no solamente se deduce por medio de la sísmica sino también a través de las inclusiones dentro de los diamantes formados a esas profundidades. La edad de dichos diamantes parecen superar los 3000 Ma lo que demuestra la edad de las profundas raíces de los continentes.

LAS MONTAÑAS

Diversos mecanismos fueron propuestos para tratar de entender la estructura de las

montañas. Dos de ellos son la **isostasia** y las **corrientes** convectivas.

ISOSTASIA

El concepto de isostasia fue propuesto por Dutton (1889) y trata sobre el equilibrio de las masas continentales sobre el SIMA y el manto superior. Bouger (1749) observó el fenómeno en los andes peruanos, luego verificado por Airy (1855) y Pratt (1855) en el Himalaya.

Las montañas se apoyan unas en placas de rocas duras y otras flotan en raíces corticales que penetran profundamente en el manto; en este último caso si cedieran sus flancos el edificio orogénico se desplomarían. Es comparable la arquitectura de las montañas con la de los edificios hechos por el hombre.

Los norteamericanos Pratt y Airy hicieron análisis gravimétricos sobre los estudios realizados por Everest en el Himalaya. Pratt, en 1854, se dio cuenta que los errores de

medición entre el método de triangulación normal y el astronómico se debían a apreciaciones astronómicas. Como para ubicar una estrella se necesita conocer la vertical del lugar que es definida por la plomada se dio cuenta que iba a ser atraída por la masa montañosa. Hizo los cálculos de cuanto iba a ser la desviación y vio que se desviaba las 2/3 partes de lo calculado, lo que implicaba que había sobreestimado la masa de la montaña, o sea que había menos masa por debajo de la Cordillera. Airy, que era un matemático, leyó el trabajo de Pratt y cada uno de ellos propuso una idea distinta.

Pratt: decía que en la parte más alta de la cordillera la densidad de las rocas era menor y esta iba aumentando simétricamente hacia ambos lados.

Airy: pensó que el manto se deformaba por el peso de la corteza con un concepto similar al Principio de Arquímedes que en geología se denomina **isostasia**.

Los siguientes esquemas, Figura 19, representan los pensamientos de Pratt y Airy.

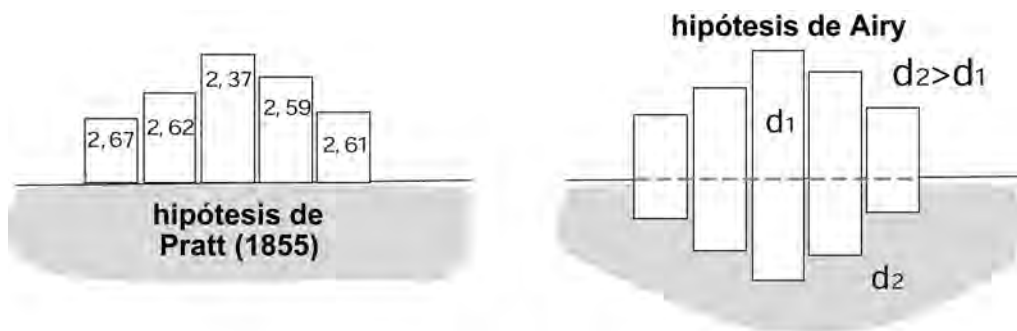


Figura 19. Esquemas propuestos por Pratt y Airy referentes a la estructura de las montañas.

Posteriormente, en 1930, Veining-Mainesz, geofísico holandés, sugirió que la compensación isostática debía realizarse a escala regional y no local y debía implicar algo más que raíces corticales produciendo una deformación de la **litosfera** que se apoya sobre una capa plástica denominada **astenosfera**.

Hoy en día se sostiene que la corteza está dividida en placas y que los movimientos de las placas sobre la astenosfera explica la deformación de cuencas oceánicas y cordilleras y otros fenó-

menos. Estas placas se comportan como rígidas y ello no contradice lo de Veining-Mainesz según lo cual la litosfera se hunde elásticamente bajo las cargas topográficas. Las placas son como tablas de madera que se mueven rígidamente cuando se las empuja, pero se comban si se les coloca una carga pesada encima.

La astenosfera ofrece resistencia de flotación al combamiento de la litosfera. A diferencia del límite que separa la corteza del manto, el que señala el paso entre la litosfera y la aste-

nosfera no es de tipo químico, por lo tanto no hay diferencia mayor de densidad. La diferencia entre la litosfera y la astenosfera es térmica, la litosfera es fría lo que implica una mayor dureza. En la litosfera la temperatura aumenta rápidamente con la profundidad, alcanzando los 1300°C en la astenosfera a la que pasa transicionalmente. El espesor de la corteza varía entre 10 y 50 km. Cuando más gruesa es una tabla más peso soporta y se deforma menos. Lo mismo ocurre con la litosfera. Las placas gruesas son más rígidas que las delgadas y se hunden menos con el peso de las cordilleras, por lo tanto una montaña deberá ser más alta cuando más gruesa sea la placa. No obstante una placa delgada puede sostener montañas de gran altura según el modo isostático (profundas raíces corticales). Los mecanismos isostáticos planteados por Airy y Veining-Mainez no se excluyen mutuamente. O sea que una cordillera puede sostenerse por:

- Un sólido cimiento de litosfera gruesa (como un edificio cualquiera).
- Por raíces profundas de corteza liviana (Flota como un barco).
- Por una combinación de ambos mecanismos.

CASO DE LOS MONTES HIMALAYA (choque de la India con Asia)

Se postuló que las montañas poseen una densidad media uniforme y espesores varia-

bles en sus distintas partes. Se postuló, también, que la corteza flotaba sobre el SIMA en un mecanismo como indica la figura, donde columnas de alturas distintas pero de igual densidad flotan a distintos niveles en el fluido que las soporta. De tal manera que si una montaña se erosiona, tiende a crecer para buscar su anterior equilibrio (un ejemplo de equilibrio isostático es la Península Escandinava por efecto del retiro de los hielos de la última glaciación, algunos amarraderos de las embarcaciones de los Vikingos se hallan unos 100 m por encima del actual nivel del mar). La teoría isostática es concordante con los resultados hallados por medio de la sísmica; y al fenómeno de erosión y ascenso se lo denomina **compensación isostática**.

CORRIENTES CONVECTIVAS

Ocurrirían por debajo de la corteza terrestre y se generarían por diferencias de temperatura ya que el material más caliente es menos denso y asciende, al ascender entrega calor y se va enfriando aumentando su densidad. Este material más frío y denso comienza a descender y se va calentando repitiendo el ciclo. Estas corrientes en parte son divergentes (generan tensiones superficiales) y en parte son convergentes (generan compresiones superficiales), poseen diseños complejos, y pueden explicar la separación de los continentes y la formación de cordilleras como se esquematiza en la Figura 20.

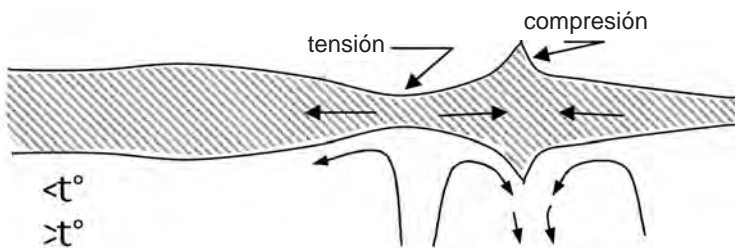


Figura 20. Esquema de los efectos de tensión y compresión en la corteza terrestre generados por corrientes convectivas.

El mecanismo de las corrientes convectivas va en contra de la teoría de la contracción. Estas corrientes generan zonas de tensión con desarrollos de grabens y horts. Pueden citarse como evidencias de la existencia de las corrientes convectivas:

—Las evidencias de Wegener (ver tercera parte).

—El desarrollo de arcos de islas por efectos compresivos.

—Las regresiones marinas asociadas a las orogenias y las posteriores ingresiones.

Debajo de las áreas continentales se acumula calor que provoca corrientes ascendentes que generan hinchamientos con un máximo de subsidencia en las áreas oceánicas provocando un regresión marina. Cuando el subsuelo continental se enfría se deshinch.

—La teoría de Bowen (1928) apoya el argumento a favor de las corrientes convectivas. El basalto, de acuerdo con Bowen, se forma por los efectos de la disminución de la presión que provoca la fusión parcial de las peridotitas.

—El paleomagnetismo de los basaltos oceánicos y la edad que no supera los 200 Ma indican una reposición constante de los mismos.

El relieve del fondo oceánico fue estudiado previamente por medio de sondas pero recién con el descubrimiento del sonar (ondas ultrasónicas que se propagan por el agua y se reflejan en el fondo oceánico) por Langevin (1872-1946), físico francés, se comenzó a conocerlo más detalladamente. Fue un buque oceanográfico alemán en la década del 20 que utilizó este fenómeno físico y relevó parte de la cordillera centro Atlántica.

La idea clásica es que la erosión es la única causa de la desaparición de los relieves. Hoy en día se piensa que además existen estiramientos en las raíces del orogeno que hacen que la estructura se hunda. Este mecanismo es un proceso tectónico muy eficaz ya que en una decena de millones de años lleva al relieve a nivel de llanura.

El pensamiento clásico actual sobre el mecanismo de formación de montañas es: por los efectos de la subducción se genera un choque entre dos placas que provoca una deformación intensa de las rocas que produce el engrosamiento de la corteza. A medida que aumenta

la compresión esta deformación se va haciendo más gruesa. Este amontonamiento de rocas deformadas a medida que crece aumenta, por compensación isostática, sus raíces. De donde una cordillera vive ya que crece, se ensancha y evoluciona durante varias decenas de millones de años.

Este mecanismo de formación de las montañas está bien establecido, pero las causas de su destrucción no es tan clara. El pensamiento clásico al respecto es que la erosión y el ascenso concomitante isostático de las raíces son el principal mecanismo de destrucción, sin embargo hoy en día se comienza a sospechar que en la destrucción de una cordillera no solamente interviene la erosión sino que también actúan fenómenos tensionales post orogénicos que producen una efectiva disminución vertical del cordón montañoso.

La flotación de la raíz cortical sostiene el peso de las montañas, pero las fuerzas horizontales que crean la raíz parecen ejercer un efecto más directo que es el de reforzar los Andes e impedir que se abran y desplomen. Mientras que en los flancos de la cordillera se ejerce presión, en alguna zona de los altos andes la corteza se está abriendo (por ejemplo la Cordillera Blanca en Perú). Al Oeste de la Cordillera Blanca la corteza se ha caído por un mecanismo de graben que indicaría una extensión cortical. La analogía con la arquitectura de las catedrales vale. Los arbotantes ejercen presión y sostienen la estructura. Las bóvedas ejercen presión hacia afuera (en el caso de las catedrales el empuje no solo se debe a la gravedad sino también a la carga de los vientos).

FORMACIÓN DE LAS ÁREAS CONTINENTALES

Los estudios geológicos indican que los continentes se formaron a partir de cratones a los que se fueron agregando rocas más jóvenes. Cada cratón se formó seguramente de la misma manera.

La base de la primitiva corteza se hunde por el peso de los sedimentos y se funde generando materiales menos densos que ascienden en forma de magma y se incorporan a la corteza

acrecionándola, formando los continentes primitivos (microcontinentes). La expansión del fondo oceánico producida por las corrientes convectivas desplaza a estos microcontinentes y por el roce que se genera en el borde de estos con el fondo oceánico se producen las primitivas cordilleras.

Se estima que el 5% de la corteza continental actual se generó hace 3500 Ma, el 50 % hace 2500 Ma, el resto se formó hace 500 millones de años. Hace unos 300 Ma todos estos microcontinentes se agregaron formando un supercontinente denominado PANGAEA que se comenzó a desmembrar hace unos 190 Ma hasta la configuración actual.

Este desmembramiento se piensa que ocurrió por los efectos de un gran *Hot Point* que se produjo debajo del GONDWANA, sector austral de la PANGAEA. Generó calor suficiente que produjo el abombamiento del GONDWANA que luego evolucionó fracturándose en tres partes (por medio de un punto triple). Por las fracturas se generaron grandes derrames de lavas y los bloques se fueron separando. El "rift" o depresión del tercer brazo quedó abandonado con abundante material volcánico como una depresión tectónica no activa.

Bruno Gutenberg (1959) determinó la astenosfera entre 60 y 250 Km de profundidad, comprende parte de la litosfera y el manto y

posee características plásticas que permiten el desplazamiento de las áreas continentales de acuerdo con la teoría de la Tectónica de Placas. La astenosfera está separada en forma transicional de la litosfera y esa separación coincidiría con la curva del "solidus" de la peridotita (fusión incipiente de la peridotita) suficiente como para justificar la gran abundancia de basaltos en el planeta (un fundido del orden del 15 al 25% de una peridotita tendría composición basáltica). Por debajo de la astenosfera sigue el manto que se denomina mesosfera. La litosfera constituida por el manto rígido y la corteza (rígida también) constituyen las placas. Estas placas tienen tres tipos de límites:

- dorsales centro oceánicas (zonas centrooceánicas tensionales donde se emite magma el basáltico que forma el fondo oceánico)
- subducción (se destruye el fondo oceánico y genera orógenos y arcos de islas)
- neutras (fallas transformantes)

Los siguientes esquemas representados en la Figura 21 indican los lugares donde se producen los sucesos de la subducción de acuerdo a la tectónica de placas (pensamiento actual) y la teoría de los geosiclinales (pensamiento anterior).

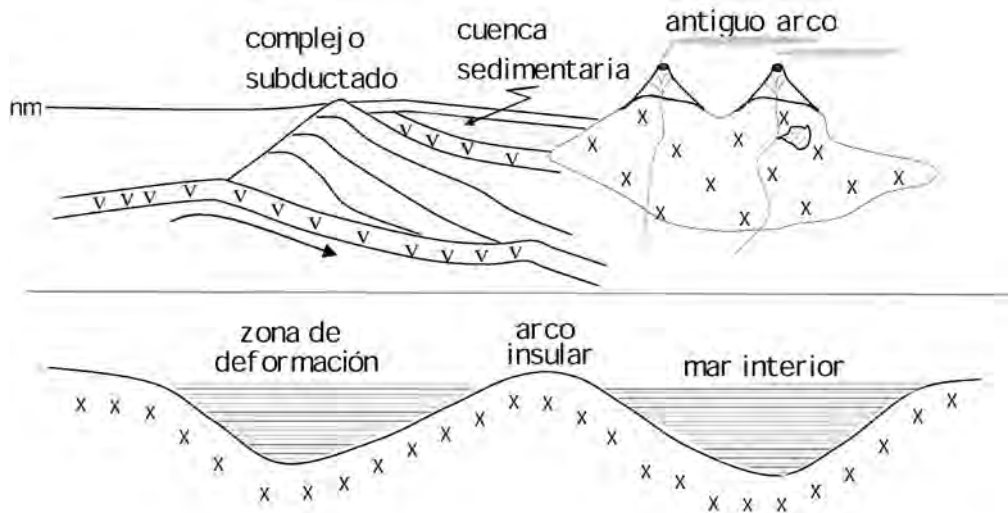


Figura 21. El esquema superior indica la subducción provocada por el choque de placas de acuerdo con la tectónica de placas, se aprecia la placa oceánica hundiéndose por efectos compresivos por debajo de la capa sílica. Los sedimentos oceánicos se van acumulando generando el complejo subductado generándose la cuenca sedimentaria frente al antiguo arco de composición sílica. La cuenca sedimentaria se rellena principalmente con sedimentos provenientes de la erosión del antiguo arco donde se desarrolla, también, magmatismo. El segundo esquema representa la anterior idea sobre el desarrollo de cuencas sedimentarias alargadas, formadas por compresión, denominadas geosinclinales. Las cuencas, de acuerdo con la teoría geosinclinal ocurrirían por el peso de los sedimentos.

En el choque de placas se forma un orógeno, cuando el orógeno es curvo se denomina **oroclinal**.

Dos continentes pueden chocar y formar uno solo. Pero también un continente se puede fragmentar, esto ocurre cuando se genera calor debajo del continente creando una incipiente fusión y se produce un **domo térmico** que se estira y fractura formando fosas tectónicas

y generan valles tectónicos (*grabens*) denominados *rift*, Figura 22. Por estas fracturas sale magma basáltico generando las dorsales centrooceánicas y construye el nuevo fondo oceánico.

Al final de la parte III se verá con mayor detalle el pensamiento del hombre respecto a este fenómeno que hoy en día es el paradigma de la geología.

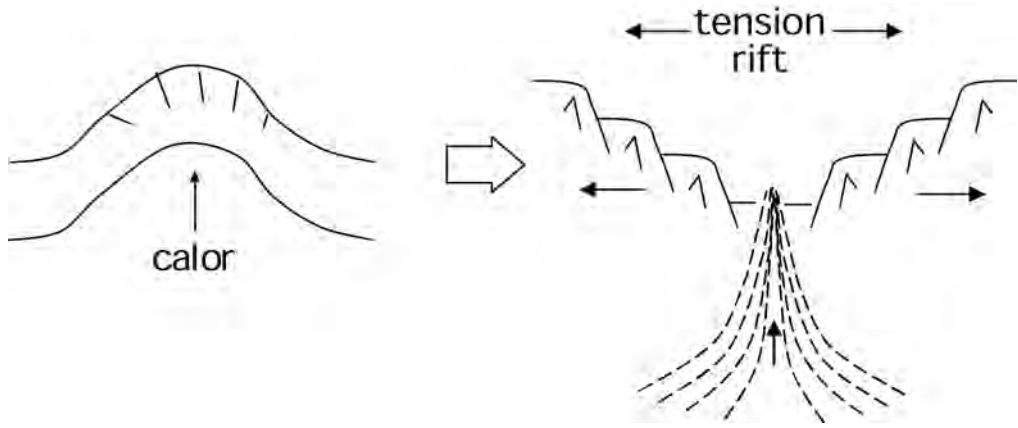


Figura 22. Por acumulación de calor debajo de la corteza continental se produce un hinchamiento de la misma con la consecuente fracturación y el desarrollo de esfuerzos tensionales que generan el rift. A través de las fracturas emergen lavas basálticas que posteriormente forman la dorsal centrooceánica y el fondo oceánico.

El espesor de las placas es del orden de los 100 Km.

Por sísmica 3D (tres dimensiones) se puede interpretar el desplazamiento de masas calientes en el manto (corrientes convectivas). Las masas calientes ascendentes coinciden con zonas de elevado flujo térmico en la superficie, algunas son lineales como en el caso de las dorsales centro oceánicas y otras puntuales como Islandia, Yellowstone y el Triángulo de Afar.

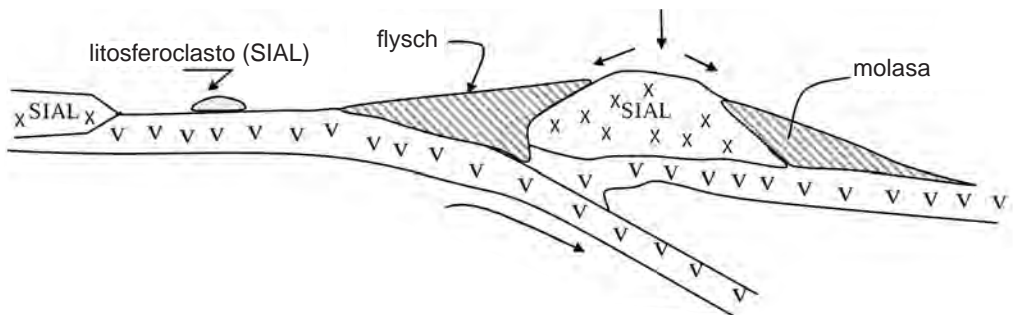
Las corrientes convectivas afectan a todo el manto mientras que la litosfera que es más rígida es empujada por esta y es fragmentada en placas.

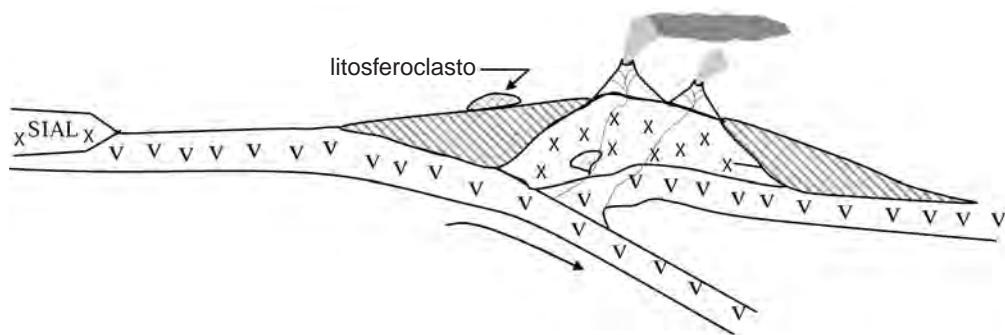
Las corrientes convectivas enfrían y desgasifican al planeta, además mecánicamente mueven a las placas superficiales.

Algunos geofísicos piensan que este sistema

convectivo, que funciona desde hace 4000 Ma, tendría que haber enfriado y desgasificado más al planeta. Ello hace suponer que debe de haber por lo menos dos niveles convectivos superpuestos que protegen al planeta del enfriamiento y la desgasificación, igual que una ventana de vidrio doble protege del enfriamiento a la habitacional crearse un nivel convectivo intermedio entre los dos vidrios. De ser correcta esta interpretación, la zona que limitaría los dos niveles celulares estaría a unos 700 km de profundidad, según ciertos autores.

Los orógenos se ubican en las zonas de subducción. La cuña de acreción está constituida por sedimentos provenientes de las tierras altas de los arcos de islas y de los litosferoclastos que se acrecionan, Figura 23.





Figuras 23. En el esquema se aprecia, de acuerdo con el movimiento de placas según la Tectónica de Placas, como se desplaza una porción de material siálico (litosferoclasto) hasta chocar y agregarse, sin hundirse por tener menor densidad que la capa somática (basáltica) al continente. Este fenómeno es otro mecanismo por el cual crece un continente.

En estos dos esquemas se aprecia una zona de subducción donde ocurre la acumulación de sedimentos pertenecientes a la facies flysch provenientes principalmente del área continental próxima (SIAL) del área continental de la derecha, mientras que en la misma área continental pero opuesta a la zona de subducción se depositan sedimentos pertenecientes a la

facies molásica. Sobre el fondo oceánico entre las dos áreas continentales del dibujo superior se aprecia un litosferoclasto (fragmento continental) que viene viajando por efectos de la subducción hasta chocar y adherirse, aumentando la masa, con el continente de la derecha del esquema.

4

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA TIERRA

La geoquímica es la rama de las Ciencias de la Tierra encargada de determinar la composición química de la Tierra. En el capítulo de mineralogía se avanza sobre este tema que en lo fundamental trata sobre:

1) Constitución química de la Tierra (de todos sus materiales).

2) Los procesos químicos que rigen la distribución de los elementos químicos.

En la Tabla 17 se dan a conocer los datos estimativos según distintos autores de la abundancia de los tipos principales de rocas en la litosfera.

Tabla 17. Composición petrográfica de la litosfera

TIPO DE ROCA	CLARKE y WASHINGTON	ENGELHART (1936)
magmatitas	95%	95%
lutitas	4%	4%
areniscas	0,75 %	0,6%
carbonáticas	0,25 %	0,4%

“Geochemical Tables” de Rösler y Lange; Elsevier, 1972.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA TIERRA

Núcleo: posee unos 3500 km de radio, se considera que está constituido por una aleación de Fe-Ni y su composición es:

Fe.....90,8%
Ni..... 8,6
Co..... 0,6

SiO₂.....43,9% en peso
TiO₂..... 0,8
Al₂O₃..... 4,0
Fe₂O₃..... 2,5
FeO..... 9,9
MnO..... 0,2
CaO..... 3,5
Na₂O..... 0,6
P₂O₅..... 0,1

Ésta es también la composición promedio de los meteoritos férricos según Brawn y Paterson.

Manto: posee un espesor de unos 3000 km, se supone constituido por **peridotitas** (olivinas + piroxenos) con óxidos y sulfuros.

Una peridotita posee la siguiente composición según Nockolds:

Corteza: posee un espesor variable entre 5 y 70 km. Su composición según Washington y Clarke es (para las rocas ígneas):

SiO₂.....59,1% en peso
Al₂O₃.....15,3
Fe₂O₃ + FeO..... 6,9
CaO..... 5,1

Na ₂ O.....	3,8
K ₂ O.....	3,1
MgO.....	3,5
TiO ₂	1,0
H ₂ O.....	1,1

La abundancia estimada para algunos metales útiles en la corteza es:

Cr.....	0,02 % en peso
Ni.....	0,008
Cu.....	0,007
Sn.....	0,004
Co.....	0,002
Pb.....	0,002
As.....	0,0005
U.....	0,0004
Hg.....	0,00005
Ag.....	0,00001
Au.....	0,0000005

Elementos químicos más comunes en la corteza terrestre:

O.....	46,6% en peso
Si.....	27,7
Al.....	8,1
Fe.....	5,0
Mg.....	2,0
Ca.....	3,6
Na.....	2,8
K.....	2,6

HIDROSFERA

La hidrosfera es la envoltura discontinua de agua dulce, salada y sólida de la superficie terrestre. Comprende océanos, mares, lagos, ríos, aguas subterráneas, nieve, hielo.

Los océanos cubren el 71% de la superficie terrestre (361.10⁶ km²). Tomando una profundidad media de 3800 m el volumen de las aguas oceánicas es de 1372.10⁶ km³. La densidad media del agua es de 1,03 g/cm³ y su masa es de 1413.10²¹ gramos.

Según Middleton la distribución y masa de la hidrosfera se indica en la Tabla 42 de la página 301.

El contenido iónico medio del agua de mar es:

Cl ⁻	55,05 % de iones disueltos
Na ⁺	30,61
SO ₄ ⁻⁴	7,68
Mg ⁺⁺	3,69
Ca ⁺⁺	1,16
K ⁺	1,10
HCO ₃ ⁻	0,41
Br ⁺⁺⁺	0,19
HBO ₃ ⁻	0,07
Sr ⁺⁺	0,03
F ⁻	0,00

El contenido medio de sales del agua de mar es de 35 g/litro.

ATMÓSFERA

Es la capa compuesta por una mezcla de gases que envuelve a la Tierra. La parte más baja de la atmósfera se denomina troposfera y es donde dominan las corrientes convectivas (vientos). Posee un espesor variable entre 10 y 15 km.

La estratosfera está por encima de la troposfera y posee un espesor variable de 65 a 70 km. Está compuesta por dos subcapas ricas en He e H.

Por encima se halla la ionosfera, donde la atmósfera se hace conductora a causa de la ionización producida por la radiación UV procedente del Sol.

Composición media de la atmósfera: masa = 50.10²⁰ gramos

	masa total 50.10²⁰ g %	aire seco a nivel del mar en volumen
N ₂	38,6.10 ²⁰ g	78,08
O ₂	11,8.10 ²⁰ g	20,95
Ar.....	0,6.10 ²⁰ g	0,93
CO ₂	0,02.10 ²⁰ g	0,031
Ne.....	0,0006.10 ²⁰ g	0,0018
He.....	0,00004.10 ²⁰ g	0,00052
CH ₄	0,00004.10 ²⁰ g	0,0002
Kr.....	0,0001.10 ²⁰ g	0,00011
N ₂ O.....	0,00004.10 ²⁰ g	0,00005
H ₂	0,000002.10 ²⁰ g	0,00005
O ₃	0,00003.10 ²⁰ g	0,00007 verano
.....	0,000002 invierno

La hidrosfera se cree que se formó hace unos 3.800 Ma, mientras que la atmósfera existió desde un principio. La atmósfera primitiva era muy distinta a la actual y fue cambiando junto con el aumento de la actividad solar. La atmósfera actual se formó del desprendimiento de gases del manto, principalmente, por medio de la actividad volcánica del Planeta y la vaporización generada por el impacto meteorítico. Se presupone que los volcanes del pasado arrojaban los mismo gases que los actuales (principalmente agua y CO_2), otros autores opinan que la primitiva atmósfera se componía de metano y amoníaco como la que domina hoy en Júpiter y Saturno. Una atmósfera rica en metano y amoníaco es preferida por aquellos que participan de la idea de que la vida primitiva se desarrolló en un ambiente reductor con agua y bombardeado por rayos. Sin embargo aparecieron otras ideas, como las de Hoyle y Wickramasinghe según la cual la vida se desarrolló en el espacio y llegó a la Tierra por medio de meteoritos.

Las plantas terrestres evolucionaron desde hace unos 400 Ma y recién en el Período Carbónico ubicado aproximadamente en el lapso de 345 a 280 Ma su diversidad y abundancia aumentaron mucho y dieron los grandes depósitos de carbón hoy bien conocidos. Este importante desarrollo de la vegetación produjo que la presión parcial de CO_2 atmosférico bajara significativamente, haciendo ello aumentar la alcalinidad de los océanos que quizás provocó la gran mortandad de especies ocurrida hace unos 230 Ma y que caracteriza el pasaje de las eras Paleozoica a Mesozoica, quizás ello ayudado por el enfriamiento que sufrió el Planeta por la disminución de este gas y la posición de los continentes respecto de los polos que tenían en ese entonces.

Su ubicación dentro del Sistema Solar, entre Marte y Venus, hace que la Tierra tenga características óptimas para el desarrollo de la vida. Venus, debido al efecto invernadero producido por la alta P de CO_2 de su atmósfera, desarrolla una temperatura superficial del orden de los 500°C , que es condición no apta para el desarrollo de la vida tal cual la conocemos, y en Marte por las bajas temperaturas reinantes el agua está congelada, solo en ciertas latitudes y épocas del año alcanza

temperaturas de 15°C , sino estas suelen estar por debajo de 0°C dificultando el eventual desarrollo biológico.

La distancia al Sol y el efecto invernadero de nuestro Planeta que está regulado por la composición de la atmósfera permite la actividad biológica que conocemos. El agua en estado líquido es fundamental para los procesos físicos y químicos de la biota. El efecto invernadero de nuestro planeta también está controlado por el agua en estado gaseoso (nubes) y en estado sólido (nieve-hielo) al aumentar su albedo que baja el exceso de radiación solar. Estos procesos de realimentación (calentamiento-mayor evaporación-mayor cantidad de nubosidad-aumento del albedo-consecuente enfriamiento) mantienen la temperatura media en 15°C , con suficiente cantidad de agua líquida que asegura las condiciones óptimas de la vida. La biota misma tiene su papel en modificar la composición de la atmósfera desde una atmósfera de H_2O y CO_2 hasta llegar a la composición actual de 80% de N_2 y 20 % de O_2 y trazas de otros componentes.

El accionar fotosintético de las algas en los cuerpos de agua va aumentando la concentración del oxígeno atmosférico, este, en un principio, se consumía en oxidar los minerales, especialmente el hierro de ferroso a férrico, esto ocurrió hace unos 2600 Ma, y luego el exceso se fue acumulando en la atmósfera y "obligó" a parte de la biota anaeróbica a pasar a aeróbica, o sea a usar el oxígeno como combustible sin quemarse, al mismo tiempo el oxígeno excedente se convirtió en ozono (O_3) que en la alta atmósfera actuó como filtro de la radiación UV, tan maligna a la vida, permitiendo que la biota saliera de los océanos e invadiera las áreas continentales.

Muchos autores consideran a la atmósfera parte de la biosfera ya que existe una autorregulación atmosférica por medio de los ecosistemas que permiten que la temperatura se mantenga dentro de un estrecho margen útil a la vida. Al ecosistema regulador estos autores le dieron el nombre de Gaia (diosa micénica de la Tierra). Este equilibrio sucede dentro de la variedad de climas que permite la inclinación del eje de la Tierra respecto de la eclíptica, ello también afectado por los denominados ciclos de Milancovich.

CIERTOS ASPECTOS DE LA EVOLUCIÓN DE LA TIERRA

De acuerdo con Allegre y Schneider (1994), la atmósfera y la Tierra continuamente sufren cambios. Por los efectos de la tectónica de placas que genera la deriva de los continentes se forman los cordones montañosos y se desplaza el suelo oceánico. Al mismo tiempo otros procesos aún no bien conocidos generan cambios climáticos. Estos cambios han ocurrido desde hace 4500 millones de años. Esta evolución fue controlada por el calor y la gravedad a las que gradualmente se fue agregando la vida.

Se cree que los planetas silicáticos como Mercurio, Venus, Tierra y Marte se formaron por acreción gravitatoria a partir de una nube de polvo y a través de el estudio de los cráteres lunares se fue mejorando este esquema al deducirse que sus cráteres habían sido causados por el impacto de cuerpos que eran frecuentes hace unos 4500 millones de años y que posteriormente la abundancia de impactos disminuyó rápidamente.

Esta visión concuerda con la propuesta realizada en 1944 por el geofísico ruso Otto Schmidt según la cual los planetas gradualmente fueron creciendo por el agregado gravitacional de materia espacial, o sea que el polvo cósmico se agregó para formar partículas, estas a su vez se agregaron para convertirse en fragmentos mayores que constituyeron los planetesimales que alcanzaron por el mismo mecanismo tamaños de planetas. Simultáneamente el espacio se fue limpiando de la materia prima que los generó. El cinturón de asteroides y los anillos de los grades planetas son restos de esta materia prima que aún no se acrecionó. Muchos de estos materiales también viajan erráticamente por el espacio interplanetario y periódicamente son atraídos por los respectivos campos gravitacionales de los planetas.

Allegre y Schneider (op. cit.) citan a Wetherill que cree que hace 4500 Ma un cuerpo de 10 km de diámetro tardaría unos 100 Ma en alcanzar a través de este mecanismo el tamaño de la Tierra.

Esta acreción, se piensa, produjo importantes consecuencias térmicas en el planeta así formado influyendo en su evolución geológica. Al colisionar los grandes cuerpos

generaron calor suficiente como para fundir el material de su interior. Ello pudo generar un denominado océano de magma ubicado a unos 200 o 300 km de profundidad que dio lugar a un vulcanismo superficial. En su principio, la Prototierra, seguía acumulando energía a través de los impactos (algunos de ellos del tamaño de la Luna o de Marte). En ese período, debido a las condiciones físico-químicas reinantes, la vida no pudo existir, según Allegre y Schneider (op.cit.) contradiciendo el dicho de Hutton sobre "ningún vestigio inicial, ni perspectiva final" ya que en la época de Hutton se creía que no se podía reconstruir la historia inicial porque su misma actividad destruyó las evidencias. Hoy en día, con ayuda de la geología isotópica, se brinda apoyo a estas nuevas ideas porque los relojes radioactivos (medición de la velocidad de un isótopo en otro) permite calcular la edad de las rocas que no poseen fósiles. A través de la geología isotópica el hombre pudo determinar que la acreción del Planeta culmina con su diferenciación en núcleo-manto-corteza-hidrosfera-atmósfera.

En 1953, según Allegre y Schneider (op. cit.), Patterson usando el sistema isotópico uranio-plomo establece una edad de 4.550 Ma para el Planeta datando meteoritos y rocas antiguas de la Tierra. Estudios posteriores realizados por Allegre et al. (1994) determinan que el Planeta siguió creciendo, después de los 4550 Ma, unos 120 o 150 Ma más (hace entre 4.440 y 4.410 Ma) época en la que comenzó a retener la atmósfera y a crear el núcleo, posibilidad ya sugerida por otros autores.

Dentro de este esquema, Allegre y Schneider (op. cit.) dicen que la formación de los continentes (Sial) fue posterior. Estas masas de tierra son las únicas que no se reciclan, de acuerdo con la tectónica de placas, al contrario van creciendo gradualmente y no se destruyen por los efectos de la convección del manto. Esta sería la razón por la cual las áreas continentales retienen en su memoria geológica gran parte de la historia de la Tierra que los geólogos pueden leer en sus rocas. Por ejemplo en las rocas sedimentarias a través de su contenido paleontológico pudo reconstruir la evolución de la vida. Sin embargo esta lectura no es fácil ya que la erosión por un lado y el magmatismo y metamorfismo por otro

pueden “borrar” parte de dicha información complicando su interpretación. Esta lectura es más difícil en las rocas más antiguas porque han sufrido un mayor proceso destructivo respecto de las más jóvenes. Estos autores dicen que Moorbath determinó rocas ubicadas al oeste de Groenlandia con edades de 3.700 y 3.800 Ma, mientras que Bowring determinó en rocas de Ancasta en Norteamérica con edades de 3.960 Ma; mientras que las rocas más antiguas datadas en la Tierra aparecieron en el este australiano (en circones que son minerales muy resistentes a la alteración) con valores de 4.100 y 4.300 Ma. En cuanto a la vida, los restos más antiguos encontrados corresponden a algas verdes azuladas de 3.800 Ma en rocas de la Formación Isua en el oeste de Groenlandia, además se hallaron en Australia y Sudáfrica restos similares de 3.500 millones de años.

La atmósfera es muy importante ya que permitió que la vida pasara de los cuerpos de agua a los continentes y se conservara. Por lo menos desde 1950 se creía que la atmósfera estaba formada por los gases que se escapaban del interior del planeta. El proceso volcánico es una evidencia de la desgaseificación de la Tierra. El fenómeno ¿ocurrió en forma rápida hace unos 4400 Ma o se desarrolló gradualmente con el paso del tiempo?

De acuerdo con Allegre y Schneider (op. cit.) los gases raros (inertes) como el Ar y Xe poseen varios isótopos, el ^{40}Ar formado por la desintegración del ^{40}K y el ^{129}Xe que posee dos orígenes distintos uno formado por nucleosíntesis anterior al Sistema Solar y el otro por la desintegración del ^{129}I radioactivo que ya no existe en la Tierra. Estos gases provienen de rocas basálticas de las dorsales centro-oceánicas originadas en el manto terrestre. Según estos autores la interpretación de estos análisis les permiten inferir que entre el 80 y 85% de los gases que componen la atmósfera se generó en el primer millón de años; el resto se fue liberando gradualmente en forma constante a lo largo de los restantes 4.400 millones de años.

La atmósfera primitiva se componía principalmente de CO_2 y N_2 y en menor abundancia habían CH_4 , NH_3 , SO_2 y HCl , pero aún no había oxígeno. Excepto por la abundancia de agua la atmósfera era similar a la de Venus o a la de Marte. Durante esa época, Arqueano

(período ubicado entre 4.500 y 2.500 Ma) el Sol irradiaba el 75% de la energía actual por lo que se crea el problema de entender de cómo se podía mantener la vida de entonces (¿vida asociada a cuerpos de agua calentados por actividad volcánica?). Según estos autores, las lluvias producidas en esa primitiva atmósfera se cargaban de elementos y compuestos que le daban carácter ácido atacando químicamente a la primitiva litosfera y ello producía los cuerpos de agua, que tendrían carácter alcalino, rocas carbonáticas (calizas), entre otros productos.

La desgaseificación del manto aportó a la hidrosfera. Según estos autores, las lluvias producidas en esa primitiva atmósfera se cargaban de elementos y compuestos que le daban carácter ácido atacando químicamente a la primitiva litosfera y ello producía los cuerpos de agua, que tendrían carácter alcalino, rocas carbonáticas (calizas), entre otros productos. El conocimiento de la cantidad inicial de CO_2 es muy importante para poder deducir el control climático que hubo. Algunos investigadores creen que este gas se producía por retroalimentación geoquímica inorgánica, mientras que otros piensan que se generaba por acción biológica. Probablemente las dos líneas de pensamiento sean correctas a la que cabría agregar, como ya se mencionó, la actividad volcánica como generadora de CO_2 ya que el vulcanismo actual produce este gas continuamente.

El modelo que explica el origen inorgánico de éste gas, según Allegre y Schneider (op. cit.), asume que era abundante a principios del Arqueano y a medida que el clima iba siendo más cálido se evaporaba más agua aumentando la actividad del ciclo hidrológico. Estas lluvias, como se dijo, de carácter ácido, atacaban químicamente a las rocas sedimentarias generando calizas, restando de esa manera CO_2 de la atmósfera haciendo disminuir el efecto invernadero. Ese efecto debe de haber sido compensado con el aumento de la radiación solar a medida que pasaba el tiempo.

Según estos autores, otra idea, como ya se mencionó, es la de Gaia dada a conocer por Lovelock, quién suponía los microorganismos fotosintetizadores, como los que integran el fitoplancton, serían muy abundantes en un ambiente rico en dióxido de carbono. Estos

organismos extraerían CO_2 lentamente del aire y de los océanos convirtiéndolos en carbonatos que pasarían a formar sedimentos (calizas). En un proceso donde la mayor concentración de CO_2 en la atmósfera le corresponde mayor calentamiento por el efecto invernadero que produce, luego los organismos al restar este gas de la atmósfera e hidrosfera producirían el consecuente enfriamiento planetario que a su vez disminuiría la actividad geológica, que haría, una vez más, aumentar la concentración de CO_2 atmosférico para repetirse el ciclo. De tal manera, según Lovelock, la vida sería reguladora del clima del Planeta.

Siguiendo siempre a Allegre y Schneider (op. cit.) Volks y Schwarzman lanzaron otra idea de tipo biogénica al hacer notar que las bacterias aumentan el contenido de CO_2 de los suelos al descomponer la materia orgánica y generar ácidos húmicos. Ello hace que disminuya el CO_2 atmosférico.

En general los geoquímicos creen que el mecanismo de génesis del CO_2 es fundamentalmente inorgánico y valoran de que si bien interviene la actividad biogénica, su accionar no es significativo.

Desde hace 1.000 a 2.000 Ma las algas de los océanos produjeron oxígeno que fue rápidamente absorbido por los minerales reducidos al oxidarse, tales como el hierro al pasar de la forma ferrosa a la férrica ($\text{Fe}^{++} \rightarrow \text{Fe}^{+++}$ o sea $\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$) antes de pasar a la atmósfera. De tal manera que la primera biota fue aneróbica. Tanto el oxígeno como los rayos UV procedentes del Sol eliminarían esta vida si se hallara expuesta, por lo tanto se debería conservar en los océanos para protegerse.

El oxígeno se comenzó a acumular en la atmósfera hace unos 2.000 Ma después de consumirse en oxidar a los minerales reducidos. Se estima que hace entre 2.000 y 1.000 Ma el oxígeno alcanzó los niveles actuales creando un nuevo nicho para la vida que evolucionaba y donde la mayor parte de los organismos debieron aprender a usar el oxígeno para su función metabólica.

La estabilidad de ciertas especies tales como los óxidos de uranio y de hierro fue estudiada por Holland quién demostró que el contenido de oxígeno de la atmósfera Arqueana, hace más de 2.000 Ma, era bajo comparado con el 20% actual, lo que lleva a pensar que la acti-

vidad (fotosíntesis) biológica es la responsable de tal aumento. Estudios recientes indican que éste oxígeno se generó rápidamente hace entre 2.100 y 2.030 Ma y que la abundancia actual se alcanzó hace unos 1.500 millones de años.

Antes que la vida saliera de los cuerpos de agua, donde se encontraba protegida de la radiación UV solar, se tuvo que formar ozono (O_3) suficiente como para filtrar dicha radiación. El ozono es un buen absorbente de rayos UV y protege de ser destruidas a todo tipo de moléculas orgánicas, entre ellas el ADN. Ello permitió la evolución de la vida de los procariontes a los eucariontes y a los metazoos (organismos pluricelulares) en un lapso de 1.000 Ma y durante el cual se acumuló en la atmósfera el oxígeno y se forma el ozono.

A lo largo de 4.500 Ma el clima fue cambiante, varias veces lo suficientemente frío como para que se desarrollen glaciaciones, por lo menos dos en el Precámbrico, una en el Ordovícico, otra en el Carbónico-Permiano y la actual que comenzó hace unos 20 millones de años. El registro paleoclimático en rocas de hace 2 ó 3 millones de años muestra expansiones y contracciones significativas de los períodos cálidos y fríos en ciclos del orden de 40.000 años (esta periodicidad se corresponde con lo que tarda la Tierra en completar una oscilación de la inclinación de su eje de rotación llamada precesión). Estas variaciones en la geometría de la órbita terrestre generan cambios del orden del 10% en la insolación, los que podrían ser responsables del comienzo y el fin de los períodos glaciares. Este ciclo parece haber cambiado hace entre 800.000 y 600.000 años pasando a intervalos de 100.000 y de 40.000 años con grandes fluctuaciones. El último enfriamiento ocurrió hace unos 20.000 años donde se generó el suficiente hielo en los continentes como para hacer bajar el nivel del mar unos 100 m, la temperatura media era 5°C más baja que la actual y el manto de hielo produjo cambios ecológicos.

De acuerdo con Allegre y Schneider (op. cit.) las causas precisas de los cambios climáticos no están aún bien establecidas ya que son muchas las razones que los pudieron haber provocado, p.e. la actividad solar; las erupciones volcánicas (casos recientes como las erupciones del Chichón en México y el Pinatubo en las Filipinas); los acontecimientos tectónicos

como la formación del Himalaya generado por el choque de la India contra Asia; el impacto de meteoritos grandes también pueden causar cambios climáticos a corto plazo con consecuencias catastróficas para la vida.

Cuando nieva, el aire queda retenido en los copos, que luego por acumulación son presionados y poco a poco se transforman en hielo que sigue con el aire atrapado en forma de pequeñas burbujas. Se realizó el estudio de dicho aire en muestras de hielo obtenidas en la Antártida a distintas profundidades hasta 2.000 metros. El aire atrapado a 2.000 metros de profundidad formado hace unos 200.000 años no difería mayormente al que respiramos hoy en día. De esta manera se vio que los egipcios, hace 2.500 años, respiraban un aire similar al que respiramos hoy. Se detectaron algunos contaminantes introducidos hace unos 100 a 200 años que se atribuyen al desarrollo de la industria y del campo, p.e. respecto a hace 200.000 años el CO_2 aumentó un 25% (industrialización, deforestación) y el metano se duplicó se cree por causas de la agricultura y la ganadería.

Cuando el mundo era más frío los gases que producen efecto invernadero como el CO_2 y el CH_4 se encontraban en menor cantidad. A medida que la superficie de la Tierra se calentaba, aumentó la concentración de estos gases acelerando el calentamiento. La mayor parte de los científicos piensan que la vida es el principal regulador de la retroalimentación positiva entre el cambio climático y los gases

que contribuyen al efecto invernadero. Este fenómeno podría ser explicado por el aporte de nutrientes procedentes de las plataformas continentales que aumentaron al descender el nivel del mar. Ello creó una mayor biomasa (la mayor parte de esta biomasa corresponde a endo y exoesqueletos de carbonato de calcio) que extrajo anhídrido carbónico del medio; al mismo tiempo, los bosques boreales, responsables del 10 al 20% del carbono de la atmósfera, estuvieron diezmados durante el período glacial. Este carbono de los bosques pudo haberse liberado a la atmósfera, sin embargo el contenido de CO_2 de la atmósfera de esa época fue menor que el actual, de tal manera que es posible que el sistema de retroalimentación positiva generado por la biota oceánica contrarreste la retroalimentación negativa causada por la destrucción de los bosques.

Según estos autores los modelos matemáticos climáticos muestran que si el contenido de CO_2 atmosférico se duplica a mediados del 2.000 el planeta se calentará entre 1 y 5°C, o sea que habrá un calentamiento medio de 1°C cada 100 años, o sea 10 veces más rápido que la media histórica. Esto provocaría un desplazamiento de hábitat de muchas especies como ocurrió en los interglaciares pasados (período ubicado entre 20.000 a 15.000 años atrás). Es importante conocer lo más detalladamente posible este pronóstico por las implicancias naturales en el ecosistema y además, que es lo mismo, las implicancias económicas que puedan tener.

CARACTERÍSTICAS DE LOS SÓLIDOS

Los sólidos, en contraste con los gases, poseen características de incompresibilidad, rigidez y propiedades geométricas. Estas propiedades macroscópicas se explican en función de la teoría atómica que implica la idea de una red cristalina debida a un ordenamiento permanente de los átomos unidos entre sí por fuerzas electromagnéticas considerables.

Las sustancias amorfas poseen algunas de las propiedades mecánicas de los sólidos pero no se encuentran con características geométricas regulares y son isótropas ya que ciertas propiedades como la resistencia mecánica, el índice de refracción y la conductividad eléctrica son iguales en todas las direcciones. Estas características son comunes a los líquidos y gases; mientras que los sólidos son anisótropos ya que sus propiedades mecánicas, eléctricas y ópticas dependen en general de las direcciones en que se miden, Figura 24.

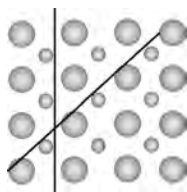


Figura 24. Representación en dos dimensiones de un supuesto cristal compuesto por dos variedades de átomos. Según las direcciones indicadas se aprecia que las vinculaciones entre ambos tipos de átomos son distintas y por lo tanto también lo son las propiedades físicas.

Precisamente la anisotropía de los cristales es importante porque ella es la propiedad

macroscópica que indica con mayor eficacia la existencia de una red atómica ordenada.

En esta red cristalina se aprecia que la resistencia al corte es distinta según las dos direcciones indicadas. Es una red bidimensional compuesta por dos tipos de átomos. En los líquidos y gases no existe ordenamiento. De tal manera que los cuerpos amorfos o isótropos son aquellos que transmiten con igual intensidad en todas las direcciones del cuerpo las propiedades físicas que dependen del espacio y del tiempo (color, crecimiento, dureza, etc.). Las sustancias amorfas son pocas en la naturaleza (p.e. ópalo, vidrio volcánico). En los cuerpos cristalinos o anisótropos, las propiedades físicas varían según las direcciones (p.e. el color, crecimiento, dureza en el disteno o cianita (SiO_5Al_2), Figura 25; el pleocroismo en las turmalinas $\text{Na}(\text{Mg,Fe,Mn,Li,Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH,F})$; etc.).

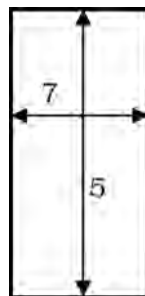


Figura 25. Representación esquemática de la variación de la dureza según la dirección en un cristal de cianita o disteno (doble dureza).

No obstante existen minerales que para ciertas propiedades se comportan como isó-

tropos y para otras como anisótropos, p.e. la fluorita, F_2Ca , donde la luz se propaga en todas las direcciones a la misma velocidad, pero la dureza varía según las direcciones. En este caso se dice que la fluorita es isótropa ópticamente.

Todos los minerales son anisótropos al crecimiento, si fueran isótropos darían lugar a esferas cristalinas. La velocidad de crecimiento de un cristal desde el centro del cristal al centro de una cara es menor que al centro de una arista y a su vez menor que a un vértice.

Los agregados minerales finos, en los que estos tienen orientaciones desordenadas, presentan isotropía aparente en casi todas sus direcciones (isotropía estadística). Esta característica hace obvio que el mineralogista sepa, previa determinación de cualquier propiedad física, reconocer entre un cristal, un agregado cristalino fino, una sustancia criptocristalina y una sustancia amorfa. En la naturaleza los cristales pueden o no aparecer con su morfología externa cristalina, a veces se observan como cristales enteros o fragmentos de cristales, o como finos agregados que pueden hacerlos confundir con sustancias amorfas. Hay cristales de 12 m de longitud y cristales submicroscópicos. Estos tamaños y morfología dependen de las condiciones físico-químicas de formación.

Las sustancias cristalizadas son mucho más abundantes que las amorfas pues estas últimas son metaestables y tienden a pasar con mayor o menor velocidad al estado cristalino (aunque en la Luna hay vidrios volcánicos con edades que van desde 1500 a 2800 Ma debido a la ausencia de atmósfera e hidrosfera).

Otra manera de distinguir los sólidos cristalinos de las sustancias amorfas (vidrio, ópalo, caucho, etc.) es que los sólidos tienen punto de fusión definido o sea que las propiedades mecánicas de un cristal cambian muy poco hasta que alcanzan una temperatura característica a la cual se funde bruscamente y se convierte en líquido. Mientras que las sustancias amorfas no poseen un punto de fusión definido, p.e. a medida que la temperatura sube el vidrio se ablanda gradualmente hasta que comienza a fluir, o sea que existe un % temperatura de fusión, por eso a un vidrio se lo puede considerar como un líquido de alta viscosidad (como por ejemplo se observa

en los vitreaux de las catedrales medievales de Europa, donde el perfil transversal de los vidrios posee forma de gota, la parte inferior es levemente más gruesa que la superior, debido al flujo ocurrido por gravedad durante los últimos 1000 años). Por eso el término sólido es equivalente al de cristal.

Un cristal de $CaNa$ (halita) que crece libremente en una solución ligeramente sobresaturada desarrolla un cubo perfecto, mientras que ese mismo cristal en el fondo de un vaso de cristalización, no puede crecer hacia abajo, sólo crece hacia arriba y los costados dando lugar a un cristal achatado pues en sentido horizontal crece el doble que en el vertical, Figura 26. Este mismo cristal si crece en una solución con urea desarrolla un octaedro regular. Este octaedro es un cubo que no ha desarrollado sus vértices. En estos casos el ordenamiento atómico interno sigue siendo el mismo y el ángulo entre las caras también.

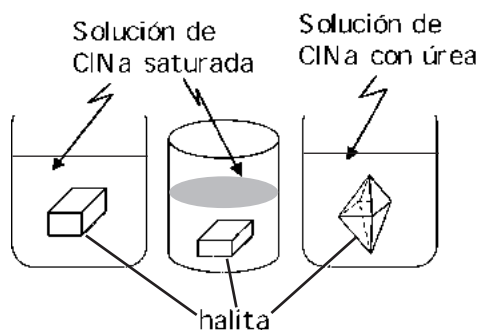


Figura 26. Diferentes morfologías de un cristal de halita ($CaNa$, cúbico) según las condiciones en el medio de crecimiento.

TIPOS DE SÓLIDOS

Debido al ordenamiento atómico interno las propiedades características macroscópicas de los cristales son: la anisotropía y la morfología cristalina externa. Todo ello depende de la naturaleza de las fuerzas que sostienen la red cristalina de las cuales distinguimos: sólidos de red iónica, metálica, molecular (van der Waals) y covalente. Esta clasificación es arbitraria ya que hay sustancias que no encajan dentro de estas cuatro clases porque tienen combinación de 2 ó más de éstas uniones.

Cristales iónicos: están compuestos por una alternancia de iones positivos y negativos en el espacio, Figura 27, ordenados de tal manera que la energía potencial de los iones es más baja que la de los mismos iones cuando están separados infinitamente. Hay muchos tipos de ordenamientos, uno de ellos es el del ClNa (halita), donde el tipo de unión entre los iones es fuerte y por ello a temperatura ambiente la P de vapor es baja y funden a temperatura relativamente altas. Estos cristales son duros y quebradizos debido a las fuerzas electroestáticas. Cuando por efectos mecánicos se producen desplazamientos en la red de tal manera que se enfrentan iones de igual carga, el mineral se rompe debido al rechazo de esas cargas. Estos cristales son buenos aisladores eléctricos a bajas temperatura, pero cuando están fundidos son excelentes conductores.

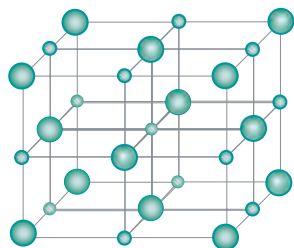


Figura 27. Estructura del cristal de halita. O= ión cloruro, • = ión sodio

Cristales moleculares: En estos cristales la unidad que se repite es un átomo o molécula identificable que lleva una carga residual (van der Waals). Estas cargas de van der Waals generan fuerzas de unión débiles comparadas con las electrostáticas o de Coulomb. Por lo tanto estos cristales suelen ser algo volátiles, poseen bajos punto de fusión y de ebullición, son blandos, son buenos aisladores eléctricos p.e. Ar, Xe, Cl₂, CO₂, CH₄, etcétera. Estos cristales no se encuentran naturalmente.

Cristales covalentes: Los átomos están unidos compartiendo pares de electrones. p.e. diamante, en estos casos el cristal se comporta como una sola molécula, cada C está unido a otros 4 C, Figura 28 izquierda. Algunos cristales desarrollan redes covalentes bidimensionales "infinitas", p.e. el grafito, Figura 28

derecha, en las que en las capas horizontales la unión es covalente y la unión entre las capas es de tipo van der Waals. Debido a este último tipo de unión posee el grafito la propiedad lubricante. Sin embargo por el efecto de las uniones covalentes este mineral no es volátil y posee alto punto de fusión.

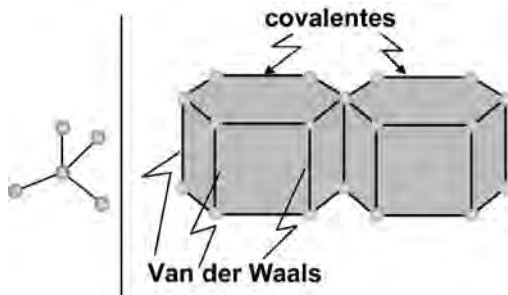


Figura 28. Estructuras de los cristales de diamante a la izquierda y de grafito a la derecha.

Cuando, como en el caso del diamante, prevalece la unión covalente esos cristales son muy duros y malos conductores y se parecen a los cristales iónicos.

Cristales metálicos: Se caracterizan por su brillo metálico, su capacidad de reflexión y su alta conductividad eléctrica y térmica. Son maleables y dúctiles (Au, Ag, etc.). De metal a metal esta propiedades pueden variar, p.e. el W es quebradizo, y el Pb no es buen conductor de electrones.

La unión es metálica o sea los electrones "navegan" entre los átomos o dicho de otra manera los iones están inmersos en un "mar" de electrones móviles. Hay una enorme variación en ciertas propiedades, p.e. el Hg funde a -39°C, el W a 3300°C y los metales alcalinos (Na, Li) pueden ser cortados por un cuchillo (séciles), pero el Os raya el vidrio. Para comprender estas divergencias hay que ahondar en la teoría de los enlaces.

En realidad en la mayoría de los minerales existe más de un tipo de unión, a raíz de ello se producen propiedades direccionales. P.e. en el caso del grafito. En las micas los tetraedros están unidos por fuerzas covalentes y las hojas se unen entre sí por enlaces iónicos relativamente débiles.

En 1784 el abate francés Haüy propuso que

los cristales estaban constituidos por moléculas cuyas diferentes disposiciones originan las distintas formas cristalinas de los minerales.

La **Mineralogía** trata sobre la forma, propiedades, composición, yacimiento y génesis de los minerales. O sea que se propone estudiar la forma externa, estructura interna, sus cualidades físicas y químicas y condiciones de génesis.

El primer estadio del desarrollo de la mineralogía como ciencia se puede ubicar entre 1500 y 1912. La cristalografía morfológica, o sea la disciplina que estudia las formas de los cristales, tomó impulso cuando se le ocurrió al hombre aplicar un microscopio a un goniómetro obteniéndose el goniómetro a reflexión, pero anteriormente se conocían las dos leyes fundamentales de la cristalografía (Ley de Steno o de la constancia de los ángulos diedros, y la Ley de racionalidad o Ley de Haüy, como se verá más adelante). A partir de 1912 los alemanes M. von Laue y su equipo de investigadores obtienen por primera vez el espectro de difracción de rayos X de un cristal de blenda demostrando la existencia del ordenamiento atómico cristalino. Pocos años después y sobre todo por mérito del físico inglés W. L. Bragg se reconstruyen las estructuras de muchos minerales. Así se demostró que los nodos del retículo cristalino están constituidos por átomos, ya sea no excitados, en estado iónico (simples o complejos) y a veces por moléculas. Las fuerzas que tienen unidos entre sí a estos átomos son de naturaleza electrostática.

Cristal: (Gr.: hielo, en la antigüedad pensaban que el cuarzo era agua congelada) sólido mineral natural y homogéneo, limitado por superficies habitualmente planas que forman entre ellas ángulos bien definidos, lo que supone una organización interna de la materia. Dicho de otra manera es la expresión externa de la disposición de los átomos que constituyen el mineral o sea el retículo cristalino.

Mineral: es una sustancia inorgánica natural que posee una composición química definida dentro de ciertos límites y una estructura atómica ordenada.

Esta definición admite algunas excepciones, o mejor decir, extensiones. El mercurio, por ejemplo, aparece en la naturaleza en estado líquido, es considerado mineral, mientras no

son considerados minerales los vidrios volcánicos, de aspecto sólido, pero sin estructura cristalina o sea sin ordenamiento en sus átomos. Algunas sustancias con elementos radioactivos, por efecto de la fisión nuclear, no poseen estructura atómica ordenada o de cristal sino que tienen carácter amorfo (caso de los minerales metamórficos) son consideradas minerales porque por calentamiento o por irradiación pueden retomar su anterior estructura cristalina. Ciertos minerales pueden no tener un origen del todo inorgánico, por ejemplo muchas calizas, rocas formadas esencialmente por calcita, derivan de la acumulación de esqueletos de organismos marinos animales y vegetales, pero esta calcita es considerada mineral porque en la formación de la roca intervinieron fenómenos geológicos de compresión, disolución y recristalización de claro origen inorgánico. Algunos autores incluyen como minerales el ámbar que es resina de origen vegetal y ciertos hidrocarburos pesados y oxalatos y fosfatos de origen orgánico.

Una de las características de los cristales es la de poseer una cierta regularidad en la disposición de las caras. Ello induce al concepto de **simetría cristalina**. Si observamos una serie de cristales vemos que hay una gran tendencia en las caras para ordenarse, de tal manera que muchas aristas son paralelas; luego nos damos cuenta que existen caras similares (del mismo tamaño y forma) formando parejas.

Las caras de un cristal están en estrecha relación con un ordenamiento interno atómico regular. No solo la forma externa, sino todas las propiedades físicas, dependen de esta estructura interna.

Una gema tallada está limitada por caras planas regularmente dispuestas, pero su disposición depende del tallador que cortó y pulió la piedra, en gran medida según el tamaño y la piedra; mientras que las caras de un mineral son consecuencias de un proceso natural.

La formación de un cristal a partir de un fundido ¿aparentemente contradice el Segundo Principio de la Termodinámica? (aumento de la entropía). No lo contradice porque para llegar al fundido se gastó ener-

gía que contribuye al aumento de la entropía total. O sea se consigue el orden sobre la base de consumo de energía. Esa energía sobrante, inherente a cualquier proceso físico, es irrecuperable y aumenta la entropía del Universo.

Existen sustancias que por impacto meteorítico no tienen estructura ordenada de los átomos, todavía se discute para ellas una apropiada clasificación. Todas las sustancias químicas elaboradas por el hombre no son consideradas como minerales.

Dado que los cristales son cuerpos geométricos, pueden ser estudiados desde un punto de vista puramente geométrico descriptivo, sin tener en cuenta como están distribuidos los átomos. Este tipo de estudio representa el primer estadio del desarrollo de la mineralogía como ciencia. Como los cristales son cuerpos visibles (los átomos no se pueden ver directamente, salvo, hoy en día, con los microscopios de efecto túnel), las primeras observaciones sobre su morfología fueron hechas a simple vista y con la ayuda del goniómetro de aplicación, posteriormente con el microscopio. Los cristalógrafos de ese tiempo se dieron cuenta que el tamaño del cristal no cuenta, porque sus formas son constantes también cuando son pequeños.

El gran avance de la cristalografía morfológica se produce cuando se conectó a un microscopio un medidor de ángulos (goniómetro de reflexión). Antes de ello ya se conocían las dos leyes básicas de la cristalografía (la Ley de Steno, enunciada en 1667 por Niels Stensen, médico de la corte de los Medici; y la segunda Ley fue enunciada por el abate francés R.J. d'Haüy en 1782, como se verán más adelante).

CONCEPTO DE SIMETRÍA

Cuando estudiamos en un cristal cuantitativamente las variaciones de sus propiedades físicas, vemos que estas cambian según las direcciones en que se aplique el ensayo, y vemos que estas se repiten simétricamente respecto de ciertos planos o aristas.

Comparando estas dos figuras, Figura 29, se entiende que la **B** posee simetría y la **A** no:

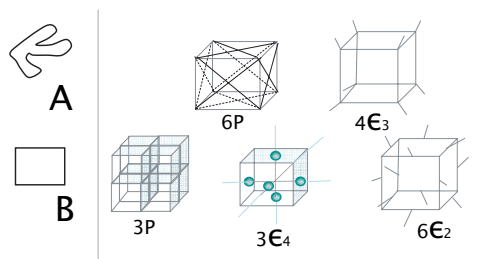


Figura 29. Concepto de simetría. A la izquierda el dibujo inferior **B** posee simetría, mientras que el **A** no posee. Los dibujos de la derecha muestran un hexaedro o cubo con sus planos de simetría, ejes de simetría de distintos ordenes y además posee centro de simetría.

OPERACIONES DE SIMETRÍA

Los elementos de los cristales son: caras, aristas y vértices y pueden llevarse a coincidir con otro equivalente por medio de las operaciones de simetría:

- 1) Giro: por rotación de cierto valor angular alrededor de un eje de simetría. A se superpone con A' por efecto del eje de simetría, Figura 30.

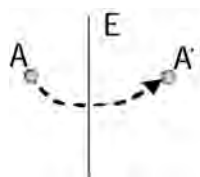


Figura 30

- 2) Reflexión: por reflexión de un plano de simetría. A se superpone con A' por reflexión del plano m , Figura 31.

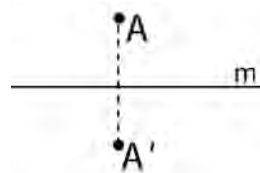


Figura 31

- 3) Giro-reflexión: es una operación compuesta de simetría, está dada por la combinación de 1) y 2) o sea A gira por un eje hasta la posición A' y luego se refleja por el plano m en la posición A''.

O sea que involucra el concepto de centro de simetría o giro-reflexión, Figura 32.

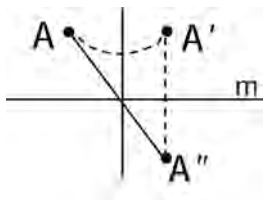


Figura 32

Estas tres operaciones de simetría se realizan por medio de los elementos de simetría que son:

1) **Eje**: es una línea tal que haciendo girar el cristal alrededor de ella, repite 2, 3, 4 o 6 veces una figura dada (cara, vértice o arista) quedando definidos $1E_2=180^\circ$, $1E_3=120^\circ$, $1E_4=90^\circ$ y $1E_6=60^\circ$.

2) **Plano de simetría**: es un plano que divide al cristal en dos partes simétricas tal que cada una de ellas se comporta con la otra como su imagen especular.

3) **Centro de simetría**: punto en el interior del cristal en el cual toda línea que pase por él encuentra en sus extremos a igual distancia elementos homólogos del cristal (cara-cara, vértice-vértice, arista-arista). No confundir con centro de gravedad. Todos los cuerpos, cristalinos o no poseen centro de gravedad. Hay cristales como los piramidales que no poseen centro de simetría.

Por combinación de estas tres operaciones de simetría se deducen 230 grupos que quedan distribuidos en 32 clases de simetría que a su vez se pueden agrupar en 7 (ó 6) sistemas cristalinos. Esta es la clasificación cristalográfica universal de los sólidos, en nuestro caso de los minerales. Cualquier sólido natural (cristal) pertenece a alguno de estos sistemas, por lo tanto se trata de una clasificación universal.

Hessel (1829) dedujo hace más de 150 años las 32 clases posibles de simetría cristalina.

Otros autores como Bravais (1849) llegaron a las mismas 32 clases. Esto se realizó por consideraciones geométricas teóricas y en la Naturaleza sólo se han encontrado minerales de algunas de estas clases.

Además de las tres operaciones de simetría se agregan los **ejes helicoidales** (rotación y simultánea traslación paralela al eje) y los **planos de deslizamiento** (reflexión con traslación paralela al plano de simetría). Estas dos últimas operaciones no pueden ser visualizadas en la parte externa de un cristal, tema este que es tratado con mayor detalle en cursos de Mineralogía o Física del sólido.

Los cristales están limitados por caras, aristas y vértices. Lo mismo que en el caso de los poliedros se puede aplicar el teorema de Euler o de Descartes que dice:

$$N^\circ \text{ de caras} + N^\circ \text{ de vértices} = N^\circ \text{ de aristas} + 2$$

CRUZ AXIAL (Figuras 33 y 34)

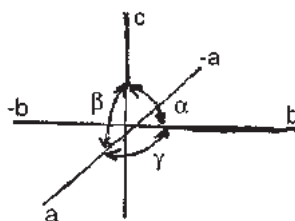


Figura 33

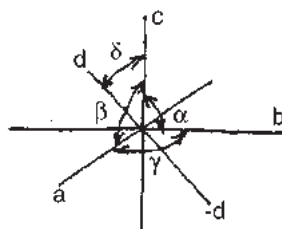


Figura 34

Figuras 33 y 34. Los elementos de un cristal se ubican en el espacio por medio de un sistema cartesiano de tres ejes y tres ángulos, Figura 33, ó de cuatro ejes y cuatro ángulos en los casos del trigonal y hexagonal, Figura 34. Los ejes de la cruz axial normalmente son paralelos a aristas del cristal. Estos sistemas de referencia se utilizan por

comodidad en los cálculos matemáticos que se realizan en los cristales.

En cristalografía a los ejes se los denomina **a** al antero posterior, **b** al izquierda derecha y **c** al vertical, y los ángulos que los vinculan se denominan α , β y γ de acuerdo con la Figura 33. En los sistemas hexagonal y trigonal, por comodidad para los cálculos, se utiliza un cuarto eje denominado **d** que es antero posterior ubicado en el mismo plano entre los ejes **a** y **b** y pero cuya parte positiva es la posterior y la vinculación angular con el eje **c** se denomina $\delta = \delta$ como se indica en la Figura 34.

SISTEMAS CRISTALINOS

(Singonías cristalinas)

Isométrico

- 1) **Cúbico** = $3E_4$; $4E_3$; $6E_2$; $9P$ y C
 $a = b = c$
 $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

Bimétricos

- 2) **Tetragonal** = $1E_4$; $4E_2$; $5P$ y C
 $a = b \neq c$
 $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$
- 3) **Hexagonal** = $1E_6$; $6E_2$; $7P$ y C
Trigonal = $1E_3$; $3E_2$; $3P$ y C
 $a = b = d \neq c$
 $\alpha = \beta = \delta = 90^\circ$ $\gamma = 120^\circ$
- 4) **Rómbico** = $3E_2$; $3P$ y C
ó $3E_2$ ó $1E_2$ y $2P$ que contienen al E_2
 $a \neq b \neq c$
 $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$

Trimétricos

- 5) **Monoclínico** = $1E_2$; $1P$ y C
 $1E_2$ o $1P$
 $a \neq b \neq c$
 $\alpha = \gamma = 90^\circ$ $\beta > 90^\circ$
- 6) **Triclínico** = C ó **nada**
 $a \neq b \neq c$
 $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$

Subrayado, corresponde a los elementos (característicos) de simetría mínimos y necesarios para definir el sistema cristalino al cual pertenece la especie mineral de referencia en el caso de las formas meroédricas.

Holoedría y meroedría: Cristales **holoédricos** son aquellos que poseen todos los elementos de simetría del sistema al cual corresponden. Cristales **meroédricos** son aquellos cristales que poseen parte de los elementos de simetría del sistema al cual corresponden, pero nunca le faltan los **elementos característicos**. **Hemiedría** es cuando el cristal posee la mitad de los elementos de simetría pero conserva los elementos característicos.

La regularidad geométrica de los cristales se debe al ordenamiento atómico interno. La regularidad y simetría de las caras requiere una matemática precisa. Steno fue el primero en observar (Ley de la constancia de los ángulos diedros) el carácter geométrico de los cristales, usó goniómetros (instrumento que mide el ángulo entre las caras de los cristales) para su medición. Se mide el ángulo entre las caras y se las representa en proyecciones estereográficas.

La simetría de los cristales se describe por medio de los elementos de simetría y las operaciones de simetría.

GRADO DE SIMETRÍA

El grado de simetría de un cristal está dado por el conjunto de los elementos de simetría. Es necesario distinguir la **simetría aparente** (o singonía) que se deduce del examen de la forma geométrica externa del cristal de aquella real o **simetría verdadera** que se reconoce solo después de haberlo puesto a prueba por una serie de experiencias físicas y químicas y que puede también no ser igual que la singonía.

Para reconocer la simetría verdadera se puede hacer referencia al aspecto externo de las caras (presencia de estrías de crecimiento, caras "homólogas" con brillos diferentes, figuras de corrosión natural), proceder al ataque químico, verificar la piezoelectricidad o la piroelectricidad para constatar la presencia de ejes polares. Por ejemplo, en un octaedro de blenda se observan cuatro caras brillantes y cuatro estriadas, ello se debe a la compenetración de dos tetraedros y la verdadera simetría es aquella de la clase exaquistetraédrica y

no de la clase exaquisoctaédrica del sistema cúbico. El estriamiento “triglifó” de un cristal cúbico de piritita le permite atribuir una simetría más baja de la del hexaedro (cubo), o sea aquella de la clase diaquisdodecaédrica del sistema cúbico. En el caso de un cristal de calcita, por figuras de corrosión, se puede determinar que no pertenece al sistema hexagonal sino al trigonal (clase escalenoédrica).

Una vez establecido el conjunto de los elementos de simetría, se debe establecer la fórmula de simetría válida para todos los cristales de ese mineral.

Cristales distintos de un mismo sistema cristalino pueden tener distintas simetrías. Por ejemplo:

Halita (ClNa) pertenece al cúbico holoédrico ($3E_4$ $4E_3$ $6E_2$ $9P$ y C)

Blenda (SZn) pertenece al cúbico meroédrico ($4E_3$ $3E_2$ $6P$) (sin centro de simetría)

Piritita ($S_2\text{Fe}$) pertenece al cúbico meroédrico ($4E_3$ $3E_2$ $3P$ C) (piritoedro)

Los tres minerales pertenecen al sistema cúbico (isométrico) pero sus iones están empaquetados en forma distinta por lo cual las simetrías son distintas.

REDES ELEMENTALES

Bajo consideraciones de tipo geométricas Frankenheim dedujo la posibilidad de 14 redes elementales, conocidas también como redes de Bravais (1850). Estas redes corresponden a las condiciones mínimas y necesarias para constituir cualquier estructura cristalina natural. O sea que repitiendo en el espacio el tema de estas redes se puede construir cualquier estructura cristalina natural. Estas redes involucran el concepto de **celda unidad** (cuerpo elemental o paralelepípedo simple) o sea que es la menor pieza con la cual puede engendrarse la red cristalina, sus aristas son los ejes del sistema coordinado. Estas consideraciones geométricas permitieron determinar como es el arreglo de los átomos en el espacio mucho antes de que se pudiera demostrar no sólo la existencia de los átomos sino de su ordenamiento. Recién en 1912 von Laue pudo determinar dicha estructura.

Los **paralelepípedos fundamentales** son básicos para la descripción y cálculo de las estructuras reticulares.

La disposición regular en tres dimensiones de los átomos de un cristal puede ser descrita en términos de paralelepípedos fundamentales o celda unidad. Cada uno de ellos está constituido, para una misma especie, con los mismos átomos en la misma posición y se repiten indefinidamente en las tres dimensiones. La descripción completa de un cristal, además de su composición química y sistema cristalino, requiere definir el tamaño y forma del paralelepípedo fundamental (el largo de los ejes a, b, c y los ángulos a, b, g) que define la posición de cada átomo en la celda.

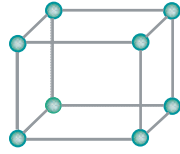
La estructura de un cristal se define por medio de la difracción de Rx (DRx) que es la técnica estándar, ello se debe a que la longitud de onda de los Rx es del mismo orden de magnitud que la separación de los átomos y el tamaño de la celda unidad.

A mediados de la década de 1980 los australianos fabricaron en laboratorio los que posteriormente fueron llamados **cuasi-cristales**. Estos tienen simetría pentámera o sea que poseen eje de orden 5 ($1E_5$) condición geométrica prohibida para los cristales naturales. La explicación consiste en que se trata de individuos con estructura atómica ordenada pero con 2 o más celdas unidades, característica básica que los diferencia de los cristales “*sensu stricto*” que solamente poseen una sola celda unidad.

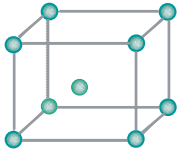
Las caras de un cristal son paralelas a los planos del retículo. Los ángulos entre las caras dependen y pueden calcularse a partir de la celda unidad.

Las caras paralelas a los planos de la celda unidad son de baja energía y con alta densidad atómica, son las más frecuentes de un cristal. Otras caras son posibles pero son menos frecuentes. Estas características generan el hábito de un cristal o sea la forma con que suelen aparecer los minerales de una misma especie en la naturaleza.

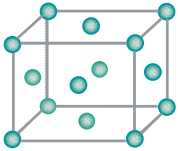
Sistema cúbico, Figuras 35.



1) Cubo simple



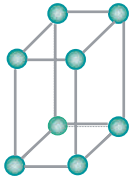
2) Cubo centrado



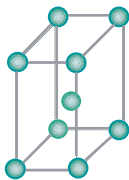
3) Cubo de caras centradas

Figuras 35. Redes elementales de los minerales que cristalizan en el Sistema Cúbico.

Sistema tetragonal, Figuras 36.



4) Prisma tetragonal simple

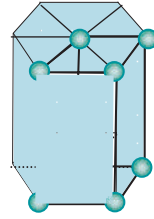


5) Prisma tetragonal centrado

Figuras 36. Redes elementales de los minerales del Sistema Tetragonal.

Sistema hexagonal, Figura 37.

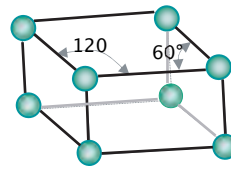
La unidad mínima es el prisma de base rómbica.



6) Prisma rómbico con base de 60°

Figura 37. Red elemental de los minerales que cristalizan en el Sistema Hexagonal.

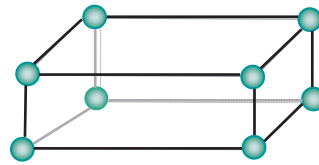
Sistema trigonal, Figura 38.



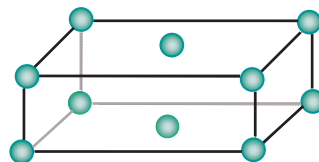
7) Romboedro

Figura 38. Red elemental de los minerales que cristalizan en el Sistema Trigonal.

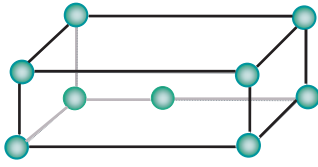
Sistema rómbico, Figura 39.



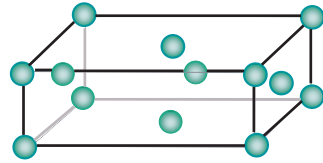
8) Prisma de base rectangular



9) Prisma de bases rectangulares centradas



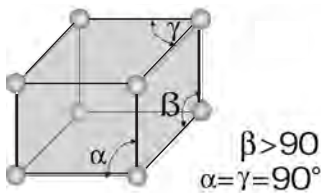
10) Prisma de base rectangular centrado



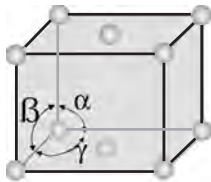
11) Prisma de base rectangular de caras centradas.

Figura 39. Redes elementales de los cristales que cristalizan en el Sistema Rómbico.

Sistema monoclinico, Figura 40.



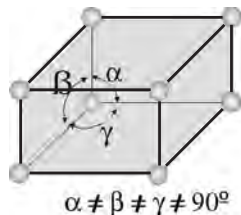
12) Prisma oblicuo de base rectangular



13) Prisma oblicuo de bases rectangulares centradas

Figura 40. Redes elementales de los cristales que cristalizan en el Sistema Monoclinico.

Sistema triclinico, Figura 41.



14) Prisma bioblicuo de base paralelogramica

Figura 41. Red elemental de los minerales que cristalizan en el Sistema Triclinico.

Los cristales de una misma especie no siempre tienen igual forma, el mismo número de caras ni estas presentan contornos semejantes.

LEYES GEOMÉTRICAS DE LA CRISTALOGRAFÍA

I. Ley de la constancia de los ángulos diedros o Ley de Steno

Esta ley la propuso en 1667 el dinamarqués Niels Stensen, médico de la corte de los Medici, al que se llamaba Nicola Stenone. Esta ley vale tanto para un pequeño cristal como para uno de gran tamaño de la misma especie.

En cristales de una misma especie los ángulos entre las caras homólogas son iguales a igualdad de presión y temperatura. La forma y magnitud de las caras no tienen influencia.

II. Ley de racionalidad de Haüy ó Ley de los parámetros

El abate francés R.J. d'Haüy en 1782 establece:

Las numerosas caras existentes o posibles en los cristales de una misma especie están ligadas entre sí geoméricamente por números racionales y sencillos (homóloga a la Ley de Dalton).

Para ubicar una cara en el espacio referimos esta a tres ejes que denominamos a, b y c y que poseen una relación angular entre sí conocida (cruz axial). Necesitamos conocer solamente la relación $a : b : c$ pues cualquiera que sean los valores absolutos de los parámetros no variarán las orientaciones en el espacio y se cumplirá la **Ley de la constancia de los ángulos diedros**. De estos valores absolutos depende la mayor o menor distancia de la cara al origen del sistema coordenado. Los ejes son paralelos a los ejes de simetría o a tres aristas posibles del cristal, o lo que es igual son las intersecciones de tres caras que se cortan en un vértice. **La experiencia nos enseña que los cocientes de los parámetros sobre un mismo eje de todas las caras de un mismo cristal están expresados por números racionales casi siempre muy sencillos.**

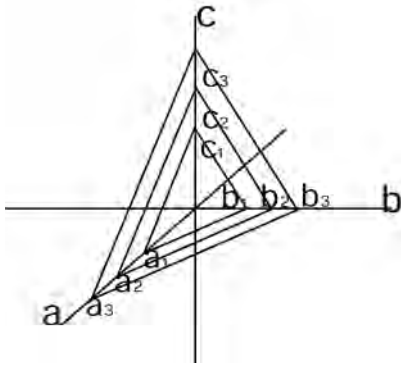


Figura 42. Esquema de tres caras que cortan a los tres ejes del sistema de referencia

para la cara I $a_1 : b_1 : c_1$
 para la cara II $a_2 : b_2 : c_2$
 para la cara III $a_3 : b_3 : c_3$

 para la cara n $a_n : b_n : c_n$

—la Ley nos dice que las relaciones:

$a_1 : a_2 : a_3 : \dots : a_n$;
 $b_1 : b_2 : b_3 : \dots : b_n$;
 $c_1 : c_2 : c_3 : \dots : c_n$ son siempre racionales y sencillos como:
 $1 : 2 : 3 ; 1 : 2/3 : 3/4 : \dots$

—Pero las relaciones de los parámetros de una cara en los tres ejes, como $a_1 : b_1 : c_1 \dots$; $a_n : b_n : c_n \dots$ son en general irracionales.

Cuando esta ley no se cumple es porque hubo anomalías en el crecimiento del cristal.

Hasta hace poco tiempo no era posible determinar los valores absolutos, se trataba con valores relativos partiendo de los valores angulares. Con el estudio con Rx (röntgenografía o difracción de Rx), que inició von Laue en 1912, se crea la etapa moderna de la mineralogía y es sobre todo en las décadas de 1920 y 1930, donde se mejora la tecnología que ha permitido conocer los valores absolutos de los parámetros de la **celda unidad** de muchas de la especies mineralógicas. Paralelamente avanzan las técnicas de análisis químico.

La incidencia de Rx sobre una substancia excitan los electrones de los átomos constitu-

yentes que a su vez emiten Rx secundarios (fluorescencia) característico.

La determinación mineral debe comenzar hacerse con el estudio macroscópico de las propiedades físicas de la muestra incógnita tales como: color, brillo, dureza, densidad, magnetismo, raya, etcétera. Cuando estas determinaciones no son suficientes se puede hacer uso del microscopio óptico para la determinación de las propiedades ópticas del mineral.

Si estas determinaciones aún no son suficientes, se puede practicar el análisis por difracción de rayos X (DFx) en el cual se hace incidir rayos X, generados a unos 40.000 volt y a 4 miliamper, de una determinada longitud de onda, sobre la muestra incógnita pulverizada o sea fragmentada en finos trozos de cristales. Estos rayos se difractan en las caras de los cristalitas e imprimen su espectro característico sobre un film fotosensible que luego es leído y usado para identificar a la especie mineral incógnita Figura 43.

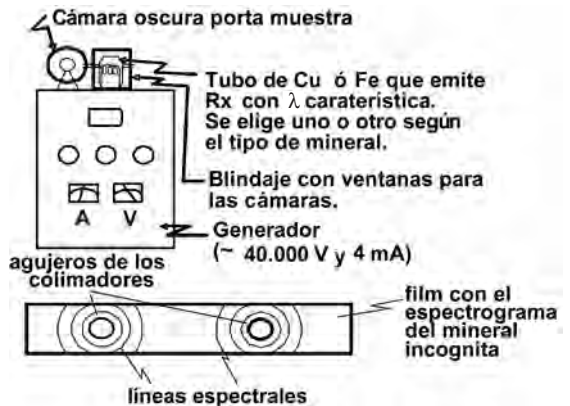


Figura 43. Equipo de DRx y film con el espectro impreso de DRx de un mineral

Los cristales de una misma especie no siempre tienen igual forma, el mismo número de caras ni estas presentan contornos semejantes.

Cuando un cristal es bombardeado por radiación x la dirección de los rayos difractados en el cristal depende de la longitud de onda de los Rx y la forma y tamaño de la celda unidad. Las dimensiones de las celdas pueden ser determinadas directamente por la lectura de los espectrogramas de Rx difractados y la

simetría de dichos esquemas da cierta información sobre el ordenamiento atómico.

A fin de tener información sobre los átomos que componen la celda unidad se tiene que ver la intensidad de los rayos difractados que depende del poder de dispersión de los átomos (es proporcional al número atómico) y su posición en la celda unidad.

Normalmente la determinación de una estructura cristalina incluye las dimensiones de la celda unidad, los símbolos del grupo espacial, coordenadas atómicas y parámetros de vibración térmica de los átomos. Las coordenadas atómicas están dadas como fracciones de los ejes de la celda unidad. El símbolo del grupo espacial describe los elementos de simetría de la celda unidad que definen el conjunto de posiciones atómicas equivalentes que surgen de la simetría. Las coordenadas están en las Tablas internacionales para cristalografía donde la anotación está explicada.

Las determinaciones están acompañadas por una tabla con distancias de unión y los ángulos de estas uniones para los átomos del entorno más próximo.

¿Como se describe la estructura cristalina? Usualmente se describe como número de coordinación (z_0) y poliedro de coordinación siendo estos conceptos más útiles para las estructuras con uniones iónicas tales como óxidos y silicatos.

El número de coordinación de un catión, como veremos más adelante, es el número de aniones que lo rodea. Estos aniones se ubican en los vértices del poliedro, el poliedro de coordinación.

En los silicatos, que poseen coordinación 6 (tetraédrica) un átomo de Si está rodeado de 4 átomos de O que se ubican en los vértices de un tetraedro.

Cuando más grande es el anión y más chico el catión, menos aniones pueden compactarse alrededor del catión y disminuye el número de coordinación, como veremos. Habiendo establecido la coordinación de cada átomo o ión, en relación a sus vecinos, el paso siguiente en la descripción de una estructura cristalina es ver la forma en que los poliedros de coordinación están ligados. Los poliedros pueden encajar juntos compartiendo vértices, ejes o caras y el número de esos elementos compartidos puede variar. La clasificación estructural

de los silicatos, veremos más adelante, está basada en como cada vértice de un tetraedro (SiO_4) comparte con otro tetraedro. Así existen los nesosilicatos que no comparten vértices, los sorosilicatos comparten un vértice, etcétera.

El análisis químico de un mineral es un procedimiento largo, complejo, difícil y además muchas veces falaz porque es difícil separar material puro en cantidad suficiente. El único método seguro es el análisis instrumental, por ejemplo la microsonda electrónica, pero su costo es muy elevado. Existen ensayos cualitativos que necesitan poca cantidad de muestra, no son costosos y dan buena información orientativa como la espectroscopia que permite el análisis cuantitativo de un mineral sobre la base de la presencia de líneas de absorción o de emisión de la luz que atraviesa el mineral y que luego es dispersada por un prisma, Figura 44.

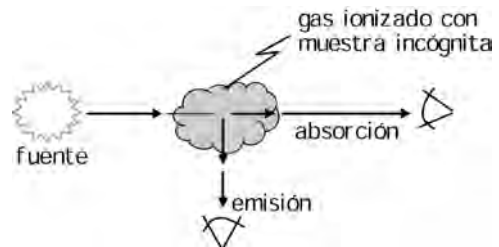


Figura 44. Esquema de un espectrómetro de emisión y de absorción atómica. La fuente emite luz de longitud de onda conocida. El gas contiene la muestra incógnita ionizada que emite luz. La luz de la fuente al incidir en el gas absorbe parte de esta radiación y da un espectro característico de la muestra incógnita y al mismo tiempo el gas emite, por los efectos la luz de la fuente, un espectro característico. Ambos espectros caracterizan al elemento incógnita ionizado.

En la espectroscopia se hace incidir un haz de luz monocromática sobre la muestra incógnita ionizada. La muestra emite luz característica (λ = longitud de onda característica) que es analizada en el espectro de emisión propio. Mientras que la luz que atraviesa la muestra ionizada es absorbida parcialmente y deja pasar luz característica que es analizada en su espectro de absorción característico. Estos espectros dan la composición cuali y cuan-

titativa de la muestra, o sea informan sobre que tipo de átomo está presente en la muestra incógnita (cualitativo) y en que cantidad se halla presente (cuantitativo).

NOMENCLATURA DE LAS CARAS DE LOS CRISTALES

Los ejes cristalográficos son las coordenadas para la referencia de las caras de un cristal. En la Figura 45 la cara dibujada queda determinada por los parámetros a , b y c y los tres ángulos que forman entre sí los ejes. **En la práctica no se usan los valores absolutos de dichos parámetros ya que varían con el tamaño eventual del cristal** (según el estado de crecimiento).

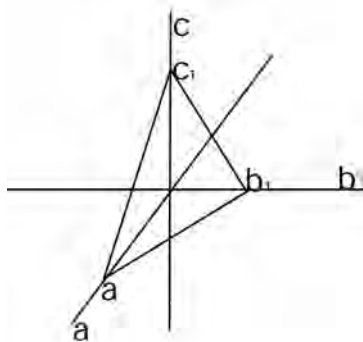


Figura 45. Representación de la cara (a_1, b_1, c_1)

En su lugar se emplea la relación entre las tres longitudes $a : b : c$, tomando b como unidad queda:

$$a/b : b/b : c/b \text{ ó } a/b : 1 : c/b$$

ejemplo: En dos cristales de **axinita** (triclínica)

$(Ca, Mn, Fe)_3Al_2BO_3(SiO_{12})OH$ se midieron los siguientes parámetros en milímetros:

crystal 1 $a = 13,0115$; $b = 2,5430$; $c = 12,2064$

crystal 2 $a = 6,5393$; $b = 1,2715$; $c = 5,9088$

$$a : b : c = 5,1165 : 1 : 4,80$$

Esta es la **relación axial** de una cara del mineral axinita en dos cristales del mismo mineral. Los verdaderos valores se usan cuando se trabaja con Rx para el cálculo de la **celda elemental**.

Para estos estudios se elige una **cara parametral** o **cara fundamental** que es aquella que en lo posible corta a los tres ejes cristalográficos, que posea índices sencillos y que sea la más frecuente en la especie cristalina que se estudia. Se toma como unidad la distancia que corta a cada eje ya sea Angströms, milímetros o centímetros.

Índices de Weiss: los índices son m , n y p que son las distancias a que corta una cara respectivamente a el eje a , eje b y eje c , **Figura 46**. Para el caso de los sistemas hexagonal y trigonal se propone un cuarto índice que se denomina q .

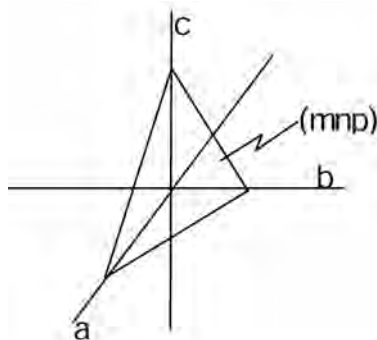


Figura 46. Representación de la cara (mnp) según Weiss.

Cuando una cara es paralela a un eje cristalográfico corta e éste en el infinito. En el caso de la cara del dibujo serían los índices ($a \infty a$), Figura 47.

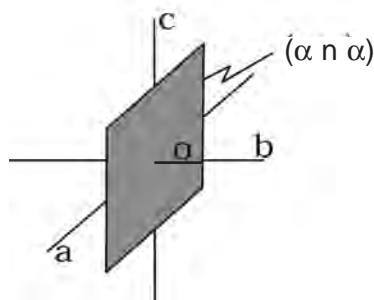


Figura 47. Representación de la cara ($\alpha n \alpha$) según Weiss. Dicha cara corta al eje a en el infinito. Al eje b lo corta en n y al eje c en el infinito.

La nomenclatura de las caras se escribe entre paréntesis. Un conjunto de caras que definen una forma se anota entre llaves con el nombre de la cara que se repite para dar la forma (p.e. {010}). Cuando se define una serie de caras paralelas (zona), por ejemplo las caras de un prisma sin las bases, se anota con el índice de una de las caras pero entre corchete (p.e. [100]).

Índices de Miller: Miller emplea índices que son la inversa de los de Weiss para evitar en los cálculos geométricos la indeterminación de a y los denomina:

$h=1/m$ $k=1/n$ $l=1/p$ $\bar{i}=1/q$ de donde el a se transforma en 0. De tal manera que la cara antes descrita sería (0k0).

PASAJE DE ÍNDICES DE WEISS A MILLER

En la cristalografía moderna se usan los índices de Miller por eso siempre se debe tener en cuenta que son la inversa de los de Weiss. **La notación de Weiss permite una interpretación visual e inmediata de la cara, pero no es práctica ni cómoda para el cálculo cristalográfico.**

Sea la cara (342) según Weiss, para Miller sería $(1/3 \ 1/4 \ 1/2)$, se busca el **mínimo común múltiplo** de los tres coeficientes que es 12 y queda:

$12 \times 1/3$, $12 \times 1/4$ y $12 \times 1/2$ que es igual a 4, 3, 6. De tal manera que la cara (342) según Weiss corresponde a la (436) según los índices de Miller.

Como ya se mencionó en los casos de los sistemas hexagonal y trigonal se agrega un cuarto eje y por lo tanto un cuarto índice que en el caso de Weiss es q y según Miller es \bar{l} , de tal manera que la cara que indica la figura posee los siguientes índices: según Weiss: (mnpq) según Miller: (hk \bar{l} l), Figura 48. Como ejercicio, dibujar en una cruz axial, según los índices de Miller las siguientes caras: (0kl), (00l), (h0l), (hk \bar{l} 0), (hk0l).

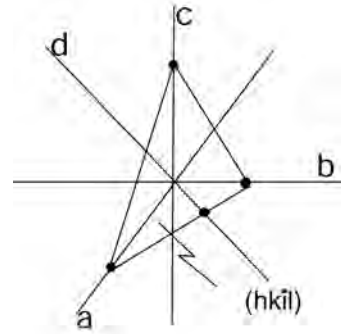


Figura 48. Cara (hk \bar{l} l) de acuerdo con los índices de Miller. El eje antero-posterior d es negativo desde el origen hacia adelante.

Si tenemos la cara (314) según Miller quiere decir que:

la cara corta al eje a a $1/3$
de la cara fundamental
la cara corta al eje b a 1
de la cara fundamental
la cara corta al eje c a $1/4$
de la cara fundamental

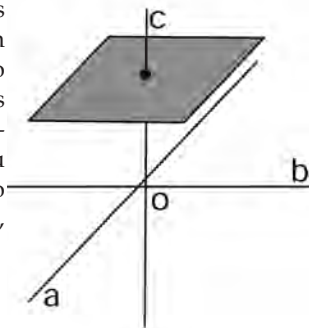
Si tenemos la cara (110):

corta al eje a a 1 de la fundamental
corta al eje b a 1 de la fundamental
corta al eje c en el infinito o sea
que es paralela al eje c .

(Dibujar y explicar según Miller las caras, (111), (234) y (102).

CLASES DE CARAS

Las caras de los cristales pueden cortar a un solo eje, a dos o a los tres ejes cristalográficos. Según su posición respecto de ellos tenemos, Figura 49:



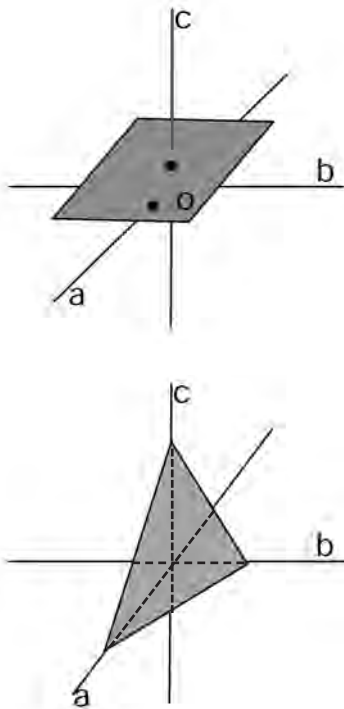


Figura 49. De arriba a abajo, cara que corta un eje, cara que corta a dos ejes y cara que corta a los tres ejes.

Formas cristalinas: es el conjunto de caras equivalentes requeridas por la simetría del cristal o sea que es el conjunto de caras que se obtiene a partir de una por medio de los elementos de simetría.

Por ejemplo, un cristal que tiene $1E_4$, $1P$, C , la cara 1 en virtud del E_4 se repite 4 veces y por el plano P perpendicular al E_4 y C debe repetirse otras 4 veces de acuerdo a la Figura 50:

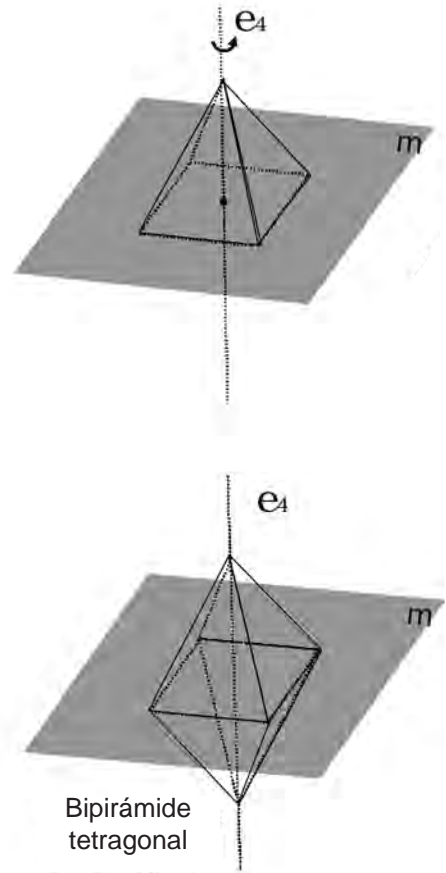
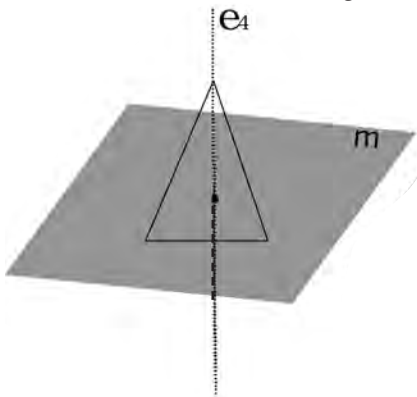
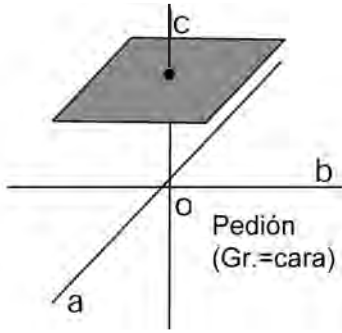


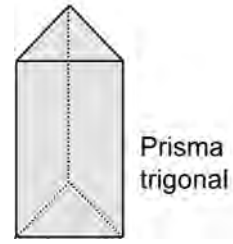
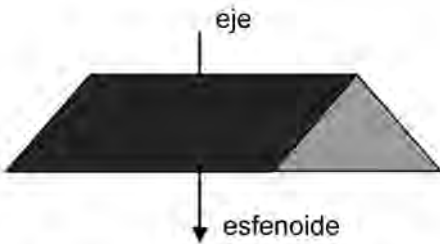
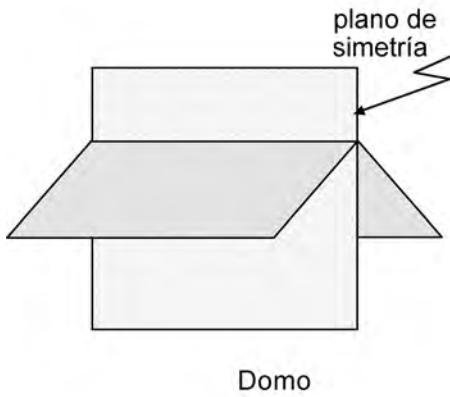
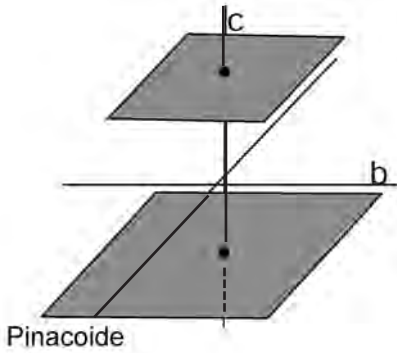
Figura 50. Bipirámide tetragonal, forma meroédrica del Sistema Tetragonal generada por los elementos de simetría $1E_4$, $1P$ y C . El E_4 repite las cuatro caras según el dibujo del medio, y el plano m repite la pirámide superior de acuerdo con el dibujo inferior.

Esta sería una forma simple, otras serían el cubo, romboedro, etcétera. Además existen formas combinadas que están constituidas por dos o más formas simples. Las formas de los cristales dependen de la simetría y existen muchas clases de formas.

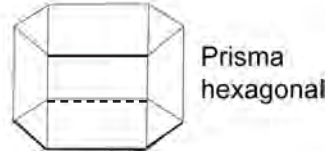
Formas abiertas, Figuras 51: son aquellas que no cierran el espacio, por lo tanto los cristales están combinadas con otras formas.



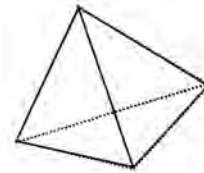
Figuras 51. Ejemplos de formas abiertas.



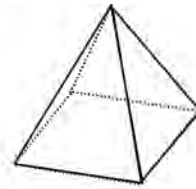
**Prisma
trigonal**



**Prisma
hexagonal**

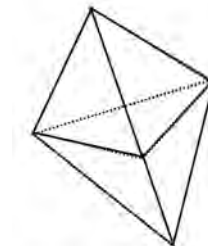


Pirámide trigonal

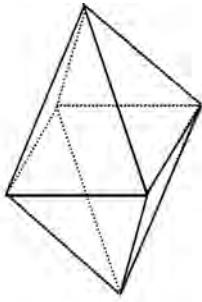


Pirámide tetragonal

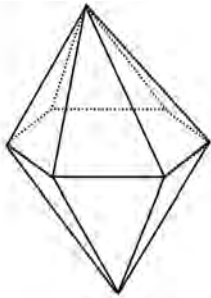
Formas cerradas, Figuras 52.
etcétera



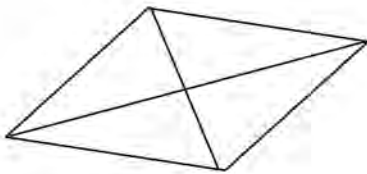
bipirámide trigonal



bipirámide tetragonal



bipirámide hexagonal



Biesfenoide

Figuras 52. Algunos ejemplos de formas cerradas.

Las formas cristalinas dependen de la simetría y también de la velocidad de crecimiento del cristal, cuando esta es muy rápida se generan en las caras pequeños escalones que dan estriaciones como es el caso de las estriás triglifas de la pirita, o también depresiones o cavidades como el caso de los pozos triangulares en las caras octaédricas del diamante. Otras imperfecciones son debidas a fenómenos de disolución por efectos de fluidos circulantes después que el cristal se formó (a veces estas figuras de corrosión se las hace artificialmente para facilitar el reconocimiento

de la verdadera simetría ya que son iguales sobre caras equivalentes desde el punto de vista cristalográfico).

La forma externa de un cristal es determinada por la velocidad de crecimiento: las caras de mayor velocidad de crecimiento son las menos desarrolladas, mientras que aquellas que crecen más lentamente están más desarrolladas y tienden a hacer desaparecer a las otras. El desarrollo de una cara es directamente proporcional a la densidad de nodos del plano reticular correspondiente. El crecimiento puede ocurrir por capas sucesivas sobre toda la superficie, o en espiral con el agregado de hileras de átomos a partir de una discontinuidad lineal sobre una cara, o puede ser esquelética con el agregado de partículas en una sola dirección. En este último caso se forman dendritas (arborescentes).

Las formas poseen más caras cuanto mayor es el grado de simetría. Así en el sistema triclínico son posibles solamente las formas de una sola cara (pedión) o de dos caras (pinacoides); en el monoclinico puede haber formas de cuatro caras (prismas); en el rómbico con ocho caras (bipirámide) y así hasta el cúbico que es la clase de mayor simetría donde se encuentra una forma de 48 caras (exaquisoctaedro).

Zona: es el conjunto de caras paralelas a una dirección que es el eje de zona. Los ejes de zonas pueden o no ser paralelos a los ejes cristalográficos. Por ejemplo la zona [100] en el prisma tetragonal corresponden a las cuatro caras prismáticas y el eje de zona es el E_4 .

Hábito: Es la forma o combinación de formas comunes y características en las cuales cristaliza un mineral. Se supone que el hábito de un cristal lo determina las condiciones físico químicas de formación, está influenciado por la presencia de impurezas y del medio donde se desarrolla el cristal, las impurezas se ubican en el retículo y obstaculizan el crecimiento, incluso sin ser englobadas en la estructura. Ciertas impurezas de tipo químico pueden ser aceptadas en el cristal bajo la forma de solución sólida y provocar, en ciertos casos, no solo un cambio de color sino un cambio en el modo de crecimiento; un caso típico son las turmalinas de la isla Elba y de Madagascar donde hay un cambio de color de rosa (Mn) a verde (Fe^{+2}) en forma triangular concéntrica

y negro (Fe^{+3} , Mg) de forma hexagonal. El cambio de hábito se puede deber, también, al efecto de la temperatura, p.e. la fluorita tiene forma cúbica u octaédrica en alta temperatura, mientras que toma formas más complicadas a bajas temperaturas. También la presión puede cambiar el hábito, p.e. en las tentativas de síntesis de los diamantes se observó que los cristales obtenidos a más de 60.000 Atm. poseen formas octaédricas y forma cúbica a presiones menores.

Otros ejemplos son: La galena tiene hábito de cubo, la magnetita tiene hábito octaédrico, la malaquita tiene hábito fibroso, etcétera.

Tipos de hábitos: acicular, hojoso, dendrítico (arborescente), radial, drusa, fibroso, laminar, granular, prismático, etc.

AGREGADOS CRISTALINOS

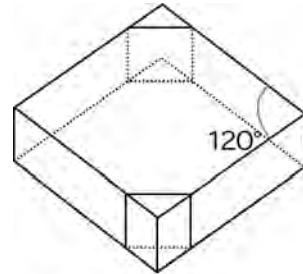
Los minerales en la naturaleza pueden encontrarse como:

- 1) **Agregados de minerales de distintas especies** que es el caso de la generalidad de las rocas. Una variante es la **epitaxia**: crecimiento orientado de dos o más especies minerales (p.e. Calcita-rodocrosita).
- 2) **Agregados de una misma especie: rocas.** Hay distintos casos. Un caso son ciertos tipos de rocas que constituyen un agregado monomineral por ejemplo caliza, anfibolitas, cuarcitas. La **sineusis** es el agregado de dos o más individuos de una misma especie que crecen en forma adosada y paralela (aparece en flujos de coladas y en rocas esquistosas). Otro caso son las **macla** que son el agregado de dos o más individuos de una misma especie de tal manera que uno se puede llevar a coincidir con el otro mediante reflexión sobre una cara común (plano de macla) o por giro de 180° alrededor de una recta común (eje de macla).

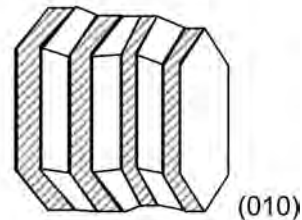
En el caso de las **maclas** fácilmente se puede comprender que un plano de simetría no puede ser un plano de macla, ni un eje de simetría puede ser un eje de macla sino serían cristales normales. En general las maclas presentan ángulos entrantes (aunque los cristales

esqueléticos generados por malformación por desajustes en las condiciones físico-químicas de formación del mineral también presentan ángulos entrantes). Los cristales normales no presentan ángulos entrantes. Las maclas aparte de su belleza y como fenómeno natural pueden brindar al petrólogo información físico-química del medio formacional. Por ejemplo en el caso de los feldespatos se puede conocer la composición química de las plagioclasas midiendo el ángulo de extinción de las maclas polisintéticas, o entre los feldespatos alcalinos aquellos de alta presión y baja temperatura desarrollan maclas en "arpillera", Figura 53, también llamada macla del microclino.

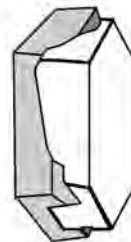
Las maclas pueden ser de contacto, de penetración, múltiples (polisintéticas), Figura 53. En algunos casos pueden llegar a simular una simetría mayor a aquella del cristal (mimesia).



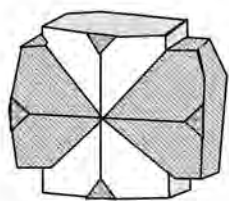
Calcita, romboedro



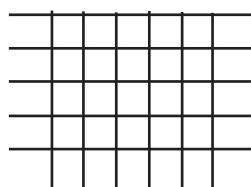
Ley de la albíta



Ley de Carlsbad



**macla en cruz
estauralita**



Microclino

Combinación de maclas según la ley de la albita y ley del periclino (indica alta P y baja t°)

Figura 53. Distintos ejemplos de maclas

ISOMORFISMO

El concepto fue dado por Mitscherlich en 1819. Los minerales **isomorfos** cristalizan en el mismo sistema y poseen composición química análoga. En el caso de los minerales de composición distinta pero igual sistema cristalino se los denomina **isotípicos** (p.e. la halita (ClNa) y la piritita (S_2Fe), son cúbicos).

Solución sólida: es el fenómeno producido por el reemplazo de átomos o iones por otros de características semejantes (radio-carga) pero en donde la estructura cristalina no siempre se conserva.

El isomorfismo no es condición necesaria y suficiente para que haya solución sólida: no es **necesario** porque puede existir solución sólida sin que exista isomorfismo (caso de la esfalerita SZn con Fe, cúbica, el Zn es reemplazado por el Fe y queda SFe con Zn con cambio de estructura ya que el SFe (Zn) pertenece al sistema hexagonal y es un mineral que se llama würtzita. No es **suficiente** porque hay casos donde hay isomorfismo y no hay casi solución sólida, p.e. las series de los carbonatos y de los sulfatos:

GRUPOS ISOESTRUCTURALES

Grupo de la calcita (trigonal)	Grupo de la aragonita (rómico)	Grupo de la baritina (rómico)
calcita CO_3Ca	aragonita CO_3Ca	anhidrita SO_4Ca
dolomita $CO_3(Ca,Mg)$	witherita CO_3Ba	baritina SO_4Ba
magnesita CO_3Mg	stroncianita CO_3Sr	celestina SO_4Sr
siderita CO_3Fe	cerusita CO_3Pb	anglesita SO_4Pb
rodocrosita CO_3Mn		
smithsonita CO_3Zn		

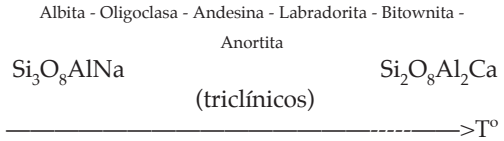
En la magnesita y la siderita el Fe y el Mg poseen características muy parecidas de radios iónicos y de potencial de ionización, por lo tanto se pueden reemplazar el uno al otro dando origen a una solución sólida que se indica como $(Mg,Fe)CO_3$ donde los elementos que se reemplazan mutuamente se escriben entre paréntesis y separados por una coma;

según la relación de reemplazo entre el Fe y el Mg reciben nombres de distintos minerales, en orden de mayor a menor reemplazo de Fe por Mg se tienen las siguientes especies: brunnerita, mesitina, pistomesita, en todos los casos se mantiene la relación 1:1 entre el anión y los cationes. Esta serie se puede complicar cuando aparecen otros cationes parecidos como el Zn,

Mn o Co que pueden intervenir en la solución sólida. La solución sólida es un fenómeno muy complejo, presente en todos los minerales ya que no existe ningún elemento que no tenga otro bastante parecido en el tamaño y carga aunque sea en estado de traza. El elemento que entra en la estructura se denomina vicariante, cuando el reemplazo es a nivel de traza se denomina diadocia. Estas sustituciones pueden ocurrir entre elementos de distinta valencia, p.e. el Na^+ por Ca^{++} en el caso de las plagioclasas, pero para que subsista la neutralidad eléctrica del mineral es necesario que haya otra sustitución como es en este caso el Si^{+4} por el Al^{+3} .

EJEMPLO DE GRUPOS ISOMORFOS

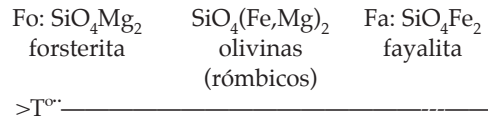
—Las de las **plagioclasas** es un ejemplo de serie isomorfa donde:



La regla de Strünz dice que la diferencia de los radios iónicos de los elementos que se reemplazan no debe pasar del 15%. En el caso de las plagioclasas en la anortita un **Si** ha sido sustituido por un **Al** para equilibrar la carga positiva de más que introduce el **Ca** respecto del **Na** reemplazado (sustitución iónica de tipo **diadócico** según Niggli)

$$(rK^+ = 1,33; rNa^+ = 0,95; rCa^{+2} = 0,99).$$

—Otro ejemplo de serie isomorfa es el de las **olivinas**:



RADIOS IÓNICOS DE LOS CATIONES MÁS FRECUENTES EN LOS MINERALES

(expresados en Ångstrom, 1Å = 10^{-8} cm)

ANIONES	CATIONES	
$\text{O}^- = 1,40$	$\text{Mg}^{+2} = 0,66$	$\text{Ni}^{+2} = 0,69$
$\text{OH}^- = 1,40$	$\text{Fe}^{+2} = 0,74$	$\text{Mn}^{+2} = 0,80$
$\text{F}^- = 1,36$	$\text{Fe}^{+3} = 0,64$	$\text{Ti}^{+3} = 0,76$
$\text{Cl}^- = 1,81$	$\text{Co}^{+3} = 0,63$	$\text{Na}^+ = 0,97$
$\text{S}^{-2} = 1,82$	$\text{B}^{+3} = 0,23$	$\text{Ca}^{++} = 0,99$
$\text{C}^{-4} = 0,16$	$\text{P}^{+5} = 0,35$	$\text{K}^+ = 1,33$
	$\text{Si}^{+4} = 0,42$	$\text{Ba}^{++} = 1,34$
	$\text{Al}^{+3} = 0,51$	

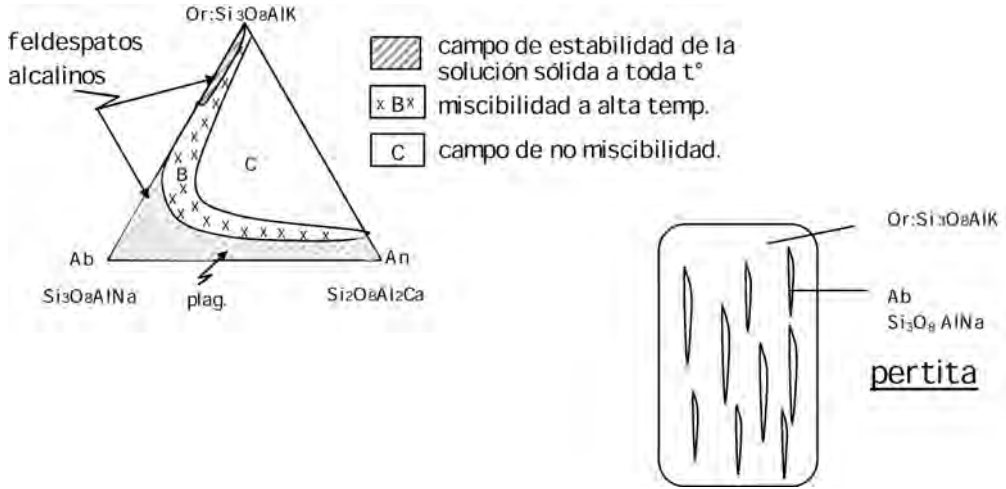
Tanto en el caso de las plagioclasas como en el de las olivinas los minerales se consideran moléculas y son los extremos de una solución sólida donde ha habido reemplazos diadócicos iónicos Al x Si y Ca x Na en el primer caso y Fe x Mg en el segundo. Estos fenómenos ocurren también en anfíboles y piroxenos, de tal mane-

ra que es un fenómeno natural y común. Son de menor abundancia los minerales donde este fenómeno de reemplazo no ocurre como en el caso del **cuarzo** donde el Si puede estar reemplazado por el Al pero a nivel de traza.

Este diagrama muestra el campo las de soluciones sólidas de alta y baja temperatura.

La albita y la ortosa por encima de los 1000°C se hallan en solución sólida por debajo de los 600°C se desmezclan dando una textura típica llamada pertita en la cual el cristal hospedante es la ortosa $\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlK}$ y el hospedado es la albita $\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlNa}$ que aparece como finas laminitas orientadas en planos cristalográficos par-

ticulares dentro de la ortosa. La composición de las dos especies desmezcladas depende, en modo continuo, de la temperatura que tiende a aproximarse a un mínimo en los cuales, en cada caso, la presencia de K en la albita o de Na en la ortosa no molesta en nada la estabilidad reticular de ambos minerales, Figuras 54.



Figuras 54. El gráfico indica los campos de estabilidad de los feldespatos y ejemplo de cristal de feldespato pertítico.

La diferencia relativamente fuerte entre los radios catiónicos suele ser causa determinante de la **inmiscibilidad limitada**. El ClNa y el ClK tienen igual estructura cristalina (cúbica), pero la miscibilidad es casi nula a T° ambiente, debido a la gran diferencia que existe entre sus radios catiónicos ($r\text{Na}^+ = 0,9\text{A}$; $r\text{K}^+ = 1,33\text{A}$); a mayor T° la miscibilidad aumenta llegando a ser ilimitada, si luego enfriamos la mezcla a T° normal, se produce la desmezcla. En el caso de las blendas es típico este comportamiento con la T° , donde el % de Fe da la T° de formación del mineral, de donde tenemos un **termómetro geológico**.

La fórmula general de la blenda es $\text{SZn}(\text{Fe}, \text{Cd}, \text{Mn})$. Se dice, de acuerdo con el gráfico de la Figura 55, que la würtzita es un dimorfo de la esfalerita o blenda.

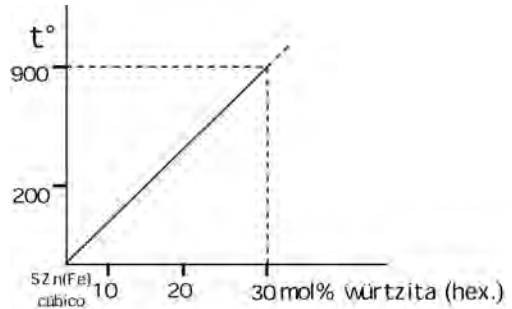


Figura 55. Representación gráfica temperatura vs. % en moles del sistema blenda-würtzita.

POLIMORFISMO

Un tipo de red cristalina puede pasar a otro cuando las relaciones de radios atómicos o iónicos toman determinados valores entre los límites de una coordinación y otra. Son esen-

ejemplo tenemos el caso del azufre representado en el gráfico de la Figura 57.

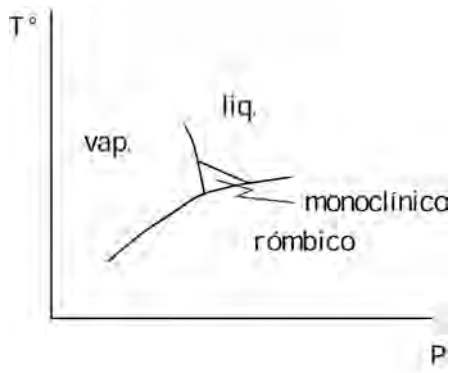


Figura 57. Diagrama presión-temperatura del azufre. Se aprecian las condiciones físicas del azufre vapor, líquido y sólido en las formas monoclinica y rómbica.

Otro ejemplo:

würtzita $SFe(Zn)$ [hexagonal]
 blenda $SZn(Fe,Cd,Mn)$ [cúbica]

La würtzita es la forma de baja temperatura y es metaestable ya que entre 30 y 100°C pasa a blenda que es la forma estable.

dimorfismo

	α		β
argentita S_{Ag}	— rómbica	$\leftarrow 179^{\circ}C \rightarrow$	cúbica
calcocina SCu_2	— rómbica	$\leftarrow 91^{\circ}C \rightarrow$	cúbica

Los dimorfos a veces se denominan formas α y β o a veces cambian de nombre como es el caso de la esfalerita y la würtzita.

Polimorfismo del cuarzo a presión de 1 atmósfera:

cuarzo α	$\leftarrow 573^{\circ}C \rightarrow$	cuarzo β	$\leftarrow 870^{\circ}C \rightarrow$
trig.		hex.	
tridimita	$\leftarrow 1470^{\circ}C \rightarrow$	crystalita	
rómb.		cúbico	

PSEUDOMORFISMO

Cambiando las condiciones de presión y temperatura del medio un mineral puede reemplazar a otro sin que tenga lugar cambio alguno en la forma externa. Este hecho puede producirse por:

- a) sin cambio de sustancia (paramorfismo). La forma reemplazante es un paramorfo de la reemplazada. Por ejemplo la calcita (trigonal) respecto de la aragonita (rómbica), o sea que la aragonita cambia de estructura al sistema trigonal (calcita) conservando la morfología externa de la aragonita (rómbica); rutilo TiO_2 (tetragonal) respecto de brookita TiO_2 (rómbica).
- b) por adición de algunos elementos con separación de otros. Los pseudomorfos de los que se ha formado un nuevo mineral a partir del primero, mediante un proceso de alteración química, se pueden originar por:
 - 1) con pérdida de un constituyente (caso del Cu nativo a partir de la azurita $(CO_3)_2Cu_3(OH)_2$).
 - 2) con adquisición de un constituyente (anhidrita SO_4Ca , rómbico da yeso $SO_4Ca \cdot 2H_2O$ monoclinico).
 - 3) con cambio parcial de dichos constituyentes (limonita $FeO(OH) \cdot nH_2O$ amorfa según pirita S_2Fe (cúbica)
 - 4) con cambio total de los mismos (cuarzo SiO_2 hexag. a partir de fluorita F_2Ca cúbica).

El estudio de los pseudomorfos sirve para suministrar testimonio de valor para descifrar la historia geológica de las rocas que los contienen. A veces indican la naturaleza y la composición de las soluciones circulantes que han añadido o sustraído ciertos elementos. Si se conocen los campos de estabilidad del mineral de origen y de su pseudomorfo, es posible calcular la P y T° a que se ha producido la alteración.

Es común encontrar en las rocas volcánicas ácidas que el cuarzo a (trigonal), estable a temperatura ambiente, mantiene la forma externa de bipirámide hexagonal del cuarzo b, estable por encima de 573°C, o también puede guar-

dar la forma externa de láminas hexagonales de tridimita (rómbrica) estable por encima de los 870°C. El fenómeno se denomina paramor-

fosis y es útil para descifrar la evolución de una roca ígnea.

Las propiedades físicas de los minerales dependen de los constituyentes químicos, del tipo de vinculación entre cada uno de ellos (tipo de uniones) y de los defectos estructurales. Estas propiedades se revelan y solo pueden medirse como resultado de la aplicación de fuerzas exteriores del tipo mecánicas, de radiación electromagnéticas, térmicas, etcétera. La interacción de estos caracteres con el mineral genera su parcial o total absorción o dispersión, variación o transformación en otras formas y ello se expresa en la aparición de distintos efectos o propiedades físicas.

Estas propiedades se dividen en no direccionales y direccionales, las segundas comprenden las propiedades escalares expresadas bajo la forma de números y ciertas propiedades difíciles de expresar con números que dependen de una valuación sugestiva basada en los sentidos humanos; las primeras, denominadas vectoriales se expresan no solo con un valor numérico (módulo) sino que también hay que especificar la dirección en la cual fue hecha la medida.

Las propiedades físicas de los minerales se usan para su determinación pero también para el uso práctico en la industria de los minerales (p.e. la dureza del diamante como abrasivo; la blandura del grafito y la molibdenita como lubricantes, etc.).

Peso específico y densidad: Son propiedades escalares numéricamente iguales, el peso específico no tiene unidades pues es el cociente entre dos números que poseen las mismas unidades. La determinación precisa de la densidad no es siempre diagnósticamente decisiva ya que son pocas las muestras minerales que no presentan lagunas, impurezas, fracturas, etc. que alteran el valor.

peso específico es el número que expresa la relación entre el peso de una sustancia y el peso del volumen igual de agua a 4°C. Si un mineral tiene un peso específico igual a 2 quiere decir que pesa a igualdad de volumen dos veces el agua. Como es el cociente entre el peso del mineral y el peso del volumen de agua desalojado no posee unidades.

densidad es la relación entre el volumen y la masa del cuerpo.

$$d = M/V = \text{g/cm}^3$$

De acuerdo a la densidad se dividen los minerales en:

livianos.....<3
medianos.....3-4
pesados.....>4

La máxima densidad hallada en una especie mineral corresponde al **platinoiridio** (PtIr) con 23 g/cm³.

La densidad depende de la estructura y de la composición de la especie mineral, por ejemplo:

diamante (C)= 3,5 g/cm³ (cúbico)
grafito (C)= 2,3 g/cm³ (Hexagonal)
calcita (CO₃Ca)..... = 2,8 g/cm³ (Trigonal)
aragonita (CO₃Ca) = 3,0 g/cm³ (Rómbico)
cuarzo (SiO₂) = 2,65 g/cm³ (Hexagonal)
stischovita (SiO₂) ... = 4,35 g/cm³ (Tetragonal)

PROPIEDADES MECÁNICAS

Estas propiedades se manifiestan al aplicar sobre los minerales la influencia mecánica

de fuerzas exteriores (compresión, tracción, impacto, etc.). Son propiedades cohesivas.

clivaje: ciertos autores lo llaman exfoliación o crucero. Es la propiedad de un mineral de partirse según determinados planos (anisotropía discontinua). Estas superficies planas son paralelas a caras o posibles caras y normalmente tienen índices sencillos. Los minerales pueden tener más de un plano de clivaje. Normalmente el clivaje se produce a favor de planos de mayor densidad atómica y más alejados entre sí. Cuando este criterio falla es porque además depende de los tipos de uniones químicas que existen entre los planos atómicos.

Si **a** y **b**, en la Figura 58, son mucho menores que **c**, es más probable que el cristal se parta por el plano α . El acero es más bueno cuanto más finos son los cristales.

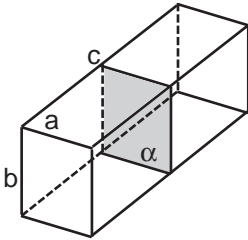


Figura 58. En el esquema se indica un probable plano de clivaje.

El clivaje es una propiedad direccional, cualquier plano paralelo a él es un plano de clivaje en potencia. Existen minerales con un desarrollo de clivaje muy malo o sin él como es el caso del cuarzo.

El caso de la blenda, Figura 59, en la cara (111) el clivaje tendría que ocurrir por $0,8\text{Å}$ pero esto no sucede porque existe una gran afinidad química entre el S y el Zn.

	Zn
$0,3\text{Å}$	S
$0,8\text{Å}$	Zn
$0,3\text{Å}$	S

Figura 59. Distanciamientos de las capas de S y Zn en la cara (111)

clasificación:

- 1) muy perfecto (micas, yeso, etc.)
- 2) perfecto (calcita, galena, etc.)
- 3) mediano (feldespatos, hornblenda, etc.)
- 4) imperfecto (berilo, apatita, etc.)
- 5) muy imperfecto (cuarzo, casiterita, etc.)

partición: ciertos minerales cuando son sometidos a esfuerzos desarrollan planos de debilidad estructural a lo largo de los cuales puede romperse. Esto ocurre especialmente en los cristales maclados, donde el cambio estructural (orientación) entre maclas es un probable plano de debilidad. Este fenómeno es parecido al clivaje pero se distingue de él porque la partición no aparece en todos los ejemplares de una misma especie sino en aquellos que estén maclados.

fractura: es la manera como se rompe un mineral cuando este no tiene clivaje.

Ejemplo de fracturas: concoide, fibrosa, irregular, etc.

dureza: es la resistencia que ofrece un mineral a ser rayado (D o H). Es una de las propiedades diagnósticas más importante, refleja la fuerza de unión de los átomos del mineral. Se utiliza la escala comparativa de Mohs.

Durezas útiles:

- uña.....2
- moneda de cobre.....3
- corta plumas.....5
- vidrio de ventana....5,5
- acero de lima.....6,5

La dureza es una propiedad vectorial y un mismo cristal puede presentar distintos grados de dureza dependiendo de la dirección según se lo raye. Pero esta diferencia de dureza por lo general es muy pequeña tal que con los métodos comunes comparativos no se las puede detectar. La calcita y la cianita son dos excepciones, la calcita tiene dureza 3 en todas las direcciones salvo en (0001) donde es 2; la cianita o también llamado disteno (doble dureza) SiO_5Al_2 , triclínico, tiene dureza 5 según el alargamiento del prisma y 7 perpendicularmente a aquel, Figura 60. La escala de Mohs no es continua por ejemplo la diferencia de dureza entre el corindón y el diamante es mucho mayor de la que existe entre el topacio y el corindón.

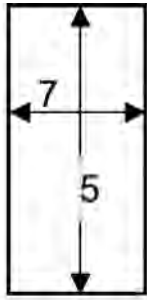


Figura 60. Esquema de una de las caras prismáticas del cristal de cianita o disteno respecto de la dureza según la escala de Mohs.

TABLA DE EQUIVALENCIAS

Mohs	esclerómetro	abrasión	método de presión
1.- talco		0,03	5
2.- yeso	0,04	1,25	14
3.- calcita	0,26	4,5	96
4.- fluorita	0,75	5,0	106
5.- apatita	1,23	6,5	237
6.- ortosa	25,0	37,0	253
7.- cuarzo	40,0	120,0	270
8.- topacio	152,0	175,0	525
9.- corindón	1000,0	1000,0	1150
10.- diamante	—	140.000	2500

Se distinguen tres clases de durezas:

1) **Dureza frente al rayado:** la sustancia más dura raya a la más blanda. Se usa la escala de Mohs (1812), y para mayor precisión el **esclerómetro** aparato que arrastra una punta dura sobre el mineral con una P constante (Seebeck, 1896).

2) **Dureza frente a la fricción:** el material se desgasta con polvos de dureza tipo (Rosiwal, 1896).

3) **Dureza frente a la incisión:** se ejerce una P determinada con una esferita o punta de acero sobre el cristal. La profundidad de la incisión determina la dureza. Este método se usa en metalurgia (Brinell, Vickers) y hoy se emplea en el estudio microquímico de los minerales.

La dureza de acuerdo a la escala propuesta por Mohs es la siguiente:

- | | | |
|-------------------|---|-------------|
| 1. talco | Si ₄ O ₁₀ Mg ₃ (OH) ₂ | monoclínico |
| 2. yeso..... | SO ₄ Ca(H ₂ O) ₂ | monoclínico |
| 3. calcita..... | CO ₃ Ca | trigonal |
| 4. fluorita..... | F ₂ Ca | cúbico |
| 5. apatita..... | (PO ₄) ₃ Ca ₆ | hexagonal |
| 6. ortosa..... | .Si ₃ O ₈ AlK | monoclínico |
| 7. cuarzo..... | SiO ₂ | hexagonal |
| 8. topacio..... | SiO ₄ Al ₂ (F,OH) | rómbico |
| 9. corindón..... | Al ₂ O ₃ | hexagonal |
| 10. diamante..... | C | cúbico |

[Hay que tener cuidado con los minerales alterados y los agregados microcristalinos, además se debe de tener cuidado con el estado del mineral, por ejemplo si un mineral es terroso, pulverulento o fibroso, puede ser rayado por otro de menor dureza]

Los minerales con enlaces puramente **covale**ntes como el diamante son muy duros. Los de enlaces **iónicos** son de dureza intermedia como el caso de la halita. Los enlaces de tipo **van der Waals** le dan poca dureza al mineral como el caso del grafito. La mayor parte de los minerales tienen enlaces mixtos. El aumento de carga del catión o anión aumenta la dureza.

tenacidad: es la resistencia que un mineral opone a ser roto, molido o doblado. O sea que la cohesión del mineral se conoce como tenacidad.

frágil: mineral que se rompe fácilmente.

maleable: mineral que puede ser laminado por percusión.

séctil: mineral que puede ser cortado por un cuchillo.

dúctil: mineral que se le puede dar forma de hilo (Au,Ag,Cu,etc.)

plástico: mineral que es deformado y no recupera su forma primitiva (yeso).

elástico: mineral que recobra su forma primitiva al cesar el esfuerzo deformante (micas).

tenaz: resistente a la ruptura.

PROPIEDADES QUE DEPENDEN DE LA LUZ

Las propiedades ópticas obedecen a las leyes de la óptica geométrica. Están vinculadas con la variación de la velocidad de la luz que atraviesa a los minerales transparentes y se describe sobre la base de la naturaleza electromagnética de la luz.

La luz se caracteriza por su longitud de onda, amplitud y frecuencia.

índice de refracción $(n) = c/v$

c = velocidad de la luz en el vacío

v = velocidad de la luz dentro del mineral

También n se define como: $\text{sen } i / \text{sen } r = n$
(Figura 61)

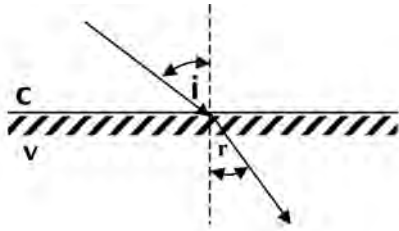


Figura 61. Representación de la marcha de los rayos en dos medios de índices distintos (c y v)

Los minerales del sistema cúbico son **isótropos** respecto a la propagación de la luz. La luz se polariza al pasar por medios anisótropos tales como los minerales pertenecientes a los otros sistemas cristalinos. La luz natural al entrar en un cristal anisótropo se desdobra en dos ondas polarizadas (rayo ordinario y rayo extraordinario); ambas ondas están polarizadas en planos perpendiculares y se propagan a distinta velocidad. La diferencia de velocidad de propagación se denomina birrefringencia.

Los minerales se dividen en dos grandes categorías: monorefringentes y birefringentes, en los primeros la luz se propaga con la misma velocidad en todas las direcciones dentro del mineral, solamente sufriendo el rayo una disminución de su velocidad y un cambio de ángulo respecto a la dirección del rayo incidente proveniente del vacío o del aire (refracción).

Son monorefringentes los gases, la mayor parte de los líquidos y las sustancias amorfas y entre las sustancias cristalinas aquellas pertenecientes al sistema cúbico o monométrico. En cambio en un mineral birrefringente (dimétricos y trimétricos) un haz de luz incidente se divide en dos rayos de luz polarizada que vibran a 90° y se propagan a distinta velocidad (birrefracción o doble refracción), pero en ciertos cristales existen una dirección de propagación (dimétricos) o dos direcciones (trimétricos) a lo largo de las cuales el fenó-

meno de doble refracción no se manifiesta. Estas direcciones monorefringentes se las denomina ejes ópticos de tal manera que los cristales dimétricos poseen un solo eje óptico y los trimétricos dos ejes ópticos. Un cristal espático de calcita muestra muy bien el efecto birrefringente ya que este valor es grande para este mineral apreciándose una doble imagen. Al hacer girar el cristal se observa que una de las imágenes permanece en su posición y la otra gira alrededor de la anterior con el giro del cristal, la primera imagen es debida al rayo ordinario y la segunda al rayo extraordinario. Ambos rayos se propagan a una velocidad distinta o sea con diversos índices (el índice del rayo ordinario se indica con la letra griega omega (ω) y el extraordinario con la letra epsilon (ξ). La diferencia entre omega menos epsilon es la birrefringencia.

$$\omega - \xi = \text{birrefringencia (d)}$$

Cuando ω es mayor que ξ se dice que el cristal es ópticamente negativo, al revés se dice que es ópticamente positivo.

En los cristales trimétricos son tres las direcciones en las cuales se comporta como isótropo y se las denomina α , β y γ .

Estos índices se visualizan a través de las helipsoides de revolución (indicatrices ópticas), en el caso de los cristales pertenecientes a los sistemas dimétricos (tetragonal, hexagonal y trigonal) los ejes de la indicatriz son proporcionales al valor de los índices de refracción, en los cristales positivos el menor es ω y el mayor es ξ y en los cristales negativos es a la inversa. En el caso de los cristales de los sistemas trimétricos (rómboico, monoclinico y triclínico) α es el índice menor que se corresponde con el eje menor de la indicatriz, β es el eje intermedio correspondiente al índice intermedio y γ el eje mayor correspondiente al índice mayor. En el caso de los cristales trimétricos existen dos direcciones para las cuales el cristal se comporta como isótropo a la propagación de la luz (direcciones en las cuales no hay birrefringencia), cada una de esas direcciones contiene un eje óptico, formando ambas un ángulo que se denomina $2V$, que es un ángulo característico de la especie mineral. Cuando la bisectriz aguda de ese ángulo es g se dice que el cristal es ópticamente positivo y

cuando la bisectriz aguda es a se dice que es ópticamente negativo.

Luminiscencia: es la emisión de luz en una longitud de onda particular (color) como resultado de una excitación que puede ser mecánica (triboluminiscencia) o calentamiento (termoluminiscencia) o químico (químico-luminiscencia).

Brillo: es el aspecto general de la superficie de un mineral cuando se refleja la luz y depende del índice de refracción. Se distingue el brillo metálico, típico de las sustancias en las cuales la luz es absorbida completamente resultando opacas, del brillo no metálico típica de los minerales transparentes. Un caso intermedio es el brillo submetálico propio de minerales opacos en cristales grandes y transparentes en cristales pequeños (p. Cinabrio y cuprita). Entre los minerales de brillo no metálico hay varios grados correspondientes más o menos a los valores del índice de refracción.

Tipos de brillo: adamantino cuando es parecido al diamante como el caso de la blenda, casiterita, etc.; resinoso, cuando es parecido al brillo de la resina como en el caso del azufre y la blenda; vítreo, cuando se parece al vidrio y es propia de los silicatos; graso, cuando es parecido al brillo de la grasa como en el caso de la nefelina; madreperla, cuando es parecido al de la perla, algo iridiscente debido a las pequeñas microfisuras como las micas y el talco; sérico, parecido a la cera, propia de los minerales fibrosos como el yeso y el amianto.

Algunos minerales presentan características ópticas particulares debido a la presencia de impurezas, el brillo de ojo de gato se debe a la presencia de minúsculas cavidades isoorientadas, o a un mineral de estructura fibrosa que lleva a concentrar la luz en una banda sutil, oscilante e iridiscente (crisoberilo [ojo de gato], cuarzo con inclusiones de amianto [ojo de tigre], adularia, yeso, etc.). El asterismo se debe a la presencia de inclusiones en forma de agujas entrecruzadas que se manifiestan con la apariencias de una estrella luminosa (rubí, zafiros, cuarzo rosa, flogopita y en ciertos piroxenos). El brillo de la labradorita (tipo ala de mariposa) se debe a una particular disposición de la desmezcla que, bajo un ángulo visual particular, produce una onda luminosa azulina.

Color: Es la propiedad de los minerales de reflejar ciertas longitudes de ondas de la luz

blanca que recibe. Es una de las propiedades físicas no muy diagnóstica dado que si bien es cierto que algunos minerales siempre poseen el mismo color (idiocromáticos) muchos otros presentan coloraciones diversas de acuerdo a las impurezas contenidas y de las eventuales distorsiones reticulares (alocromatismo). El color de los minerales opacos se debe a la reflexión de una particular banda de radiación lumínica y casi siempre es **idiocromático**; la pirita es siempre amarilla clara, la calcopirita es siempre amarilla latón, el cobre es rojo, la pirrotina es bronce, etcétera. El color de los minerales transparentes es debido al hecho de que el mineral absorbe selectivamente solo una parte de la luz y trasmite la otra, de lo cual el color resulta de la longitud de onda reflejada. Algunos son idiocromáticos como la azurita, lapizlázuli, malaquita, etcétera. Otros son alocromáticos, que en general a veces son incoloros pero que toman una coloración variable porque absorben impurezas químicas durante la formación (iones cromóforos como lo son los metales de transición), o por impurezas físicas (presencia de pequeñas impurezas o de burbujas de aire que desvían la luz), o también defectos reticulares (centro de colores). En los minerales birrefringentes el color cambia con la dirección (existen dos tonalidades extremas en los minerales dimétricos (dicroicos), tres en aquellos trimétricos (tricroicos).

Alocromatismo: cuando el color de un mineral lo dan las impurezas que “ensucian” al mineral (por ejemplo: el color rosado de la ortosa lo da la hematita en desmezcla de la solución sólida; el color verde de la scheelita se debe a malaquita que tapiza las finas fisuras, o el color gris oscuro a escamitas de molibdenita).

Pseudocromatismo: al ser recalentado un mineral se forma una fina película de mineral secundario (p.e. oxidación). El color iridiscente violeta a azul de la bornita Cu_5FeS_4 es característico.

Opalescencia: se da en el ópalo porque tiene una estructura globulada.

Irisación: se produce en minerales semi-transparentes que contienen inclusiones orientadas de minerales extraños. Por ejemplo la iridiscencia amarilla-verde-azul de la labradorita se debe a inclusiones laminares muy finas de ilmenita ($FeTiO_3$, trigonal).

Raya: es el color del polvo fino de un mine-

ral. El color de un mineral puede variar pero el de su raya no. El color del polvo de un mineral allocromático en general es blanquecino o gris claro, mientras que la de los idiocromáticos mantiene el color del mineral.

Pleocroismo: se debe a que algunos cristales poseen absorción selectiva de la luz según determinadas direcciones cristalográficas. Si el mineral tiene solamente dos direcciones de absorción se lo denomina **dicroico**.

Termoluminiscencia: es la propiedad de ciertos minerales de emitir luz cuando son calentados (celestina, barita, apatita, espodumeno)

Fluorescencia: emisión de luz de un mineral cuando es sometido a radiaciones UV o Rx (por ejemplo la calcita, la fluorita, scheelita, diamante, etc.), la luz cesa cuando se deja de aplicar la excitación. Algunos minerales son fluorescentes cuando son excitados con UV de onda corta, otros cuando los son con UV de onda larga. Algunos minerales son siempre luminiscentes, pero otros solo cuando poseen ciertas impurezas (p.e. willemita $[\text{SiO}_4\text{Zn}]$, trigonal] no es luminiscente pero cuando tiene Mn posee una luminiscencia amarillo verdosa; la sheelita $[\text{WO}_4\text{Ca}]$ es siempre fluorescente con color blanco azulado salvo cuando contiene Mo que es amarillo).

Fosforescencia: emisión de luz sin necesidad de excitación externa, es propia de ciertos minerales que contienen elementos del grupo del uranio.

Triboluminiscencia: luminiscencia emitida por un mineral al ser sometido a presión (fluorita, blenda o lepidolita).

Radioactividad: emisión de partículas alfa, beta y gama en forma espontánea por un elemento radioactivo tal como los isótopos del U, Th o K. Minerales radioactivos son, entre otros, uraninita, torbernitita, autunita, etc.

Pirotecnia: Unos pocos grupos de moléculas son responsables de casi todos los colores. Por ejemplo:

—el rojo lo dan los compuestos del Sr (SrOH y SrCl) con $\lambda = 605$ a 682 nanómetros.

—el verde lo da el Ba (BaCl) con $\lambda = 507$ a 532 nanómetros.

—el azul lo da el Co (CoCl).

—Las chispas de color rojo se producen por una combinación de SrCO_3 (luz roja) + Al (chispa).

—Las bengalas rojas de auxilio se producen con SrNO_3 más perclorato de K (oxidante).

—Los fósforos comunes están constituidos por clorato de K (oxidante) + S + aglutinante.

—Para calentar los alimentos durante la 2da. Guerra Mundial se usaba siliciuro de calcio (SiCa_2) + óxido de hierro = calor moderado sin humo.

—Uno de los propelentes sólido de los cohetes es Aluminio (combustible) + perclorato amónico (oxidante).

Propiedades eléctricas: la conductibilidad varía según la dirección dentro del cristal dependiendo del tipo de uniones químicas dominantes. Los metales, ciertos sulfuros y ciertos óxidos son buenos conductores. Malos conductores o dieléctricos son aquellos minerales donde predominan las uniones iónicas y covalentes. Entre los minerales no conductores hay algunos capaces de desarrollar una diferencia de potencial entre dos de sus caras al ser presionados o calentados. Estas propiedades son muy importantes para el uso industrial para la construcción de manómetros, osciladores, estabilizadores y para acoples de frecuencia en radiotransmisión, generador de impulsos para relojes de cuarzo.

Piezolectricidad: ciertos minerales (cuarzo, turmalina) al ser sometidos a P (piezo) en dos caras determinadas producen una diferencia de potencial entre otras dos de sus caras (p.e. magiclic).

Piroelectricidad: propiedad de ciertos minerales de generar un campo eléctrico al ser calentados (piro).

Magnetismo: son magnéticos aquellos minerales que en su estado natural son atraídos por el imán. La magnetita (Fe_3O_4) y la pirrotina (SFe) son los únicos minerales magnéticos comunes. Se distinguen tres tipos de materiales de acuerdo con su relación al magnetismo, Figura 62:

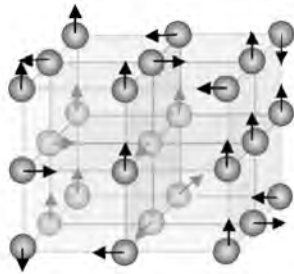
materiales ferromagnéticos: son aquellos con magnetismo permanente.

materiales diamagnéticos: son aquellos rechazados dentro de un campo magnético.

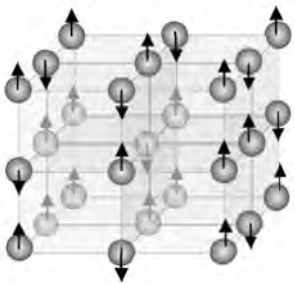
materiales paramagnéticos: son sustancias que se magnetizan ante un campo magnético, sacado este desaparece el magnetismo de la sustancia.



ferromagnético



paramagnético



antiferromagnético

Figura 62. En el esquema se representan los tres casos de magnetismo. Los átomos se comportan como si fueran imanes. Cada flecha indica el polo N del imán. En el **ferromagnético** todos los polos están orientados. Los **paramagnéticos** están al azar. En los **antiferromagnéticos** los átomos vecinos orientan sus polos en direcciones opuestas.

PROPIEDADES ORGANOLÉPTICAS

Estas propiedades la poseen algunos minerales ya que dependen de la presencia de uniones iónicas débiles. Se trata del sabor (salado o amargo) de ciertas sales hidrosolubles y del olor característico de algunos minerales fáciles de vaporizar.

ANÁLISIS QUÍMICO GENERAL

Cuando el oxígeno representa un gran rol en la composición del mineral se da el análisis en forma de óxidos, caso de los silicatos que son los minerales más abundantes en la corteza terrestre.

El agua en los minerales puede ser absorbida cuando se va a menos de 105°C o asimilada (agua de cristalización) cuando se necesitan temperaturas mayores de 105°C para irse.

Se presentan dos problemas

- a) Dado el **análisis** determinar la fórmula.
- b) Dada la **fórmula** determinar el análisis.

¿Cuanto es de preciso un análisis químico? cuando la sumatoria de todos los % está entre 99,5% y 100,5% o sea que el rango de error es de $\pm 0,5\%$.

EJEMPLOS DE ANÁLISIS Y LA RECONSTRUCCIÓN DE LA FÓRMULA MINERAL

Análisis: un mineral está constituido por los siguientes elementos.

	% en peso
Fe.....	46,55
S.....	53,05
	96,60

	peso atómico	% peso atómico	relación
Fe	55,85	0,834	1
S	32,07	1,654	1,98 ~ 2

La relación es 1:1,98 o sea que la fórmula es:
 $S_2Fe =$ marcasita

Otro ejemplo, la composición química del siguiente mineral es:

	%	PA	%PA	relación atómica
Fe	0,15	55,85	0,003	—
Mn	vest	54,94	—	—

Cd	vest	112,94	—	—
Zn	66,98	65,37	1,026	1
S	32,78	32,07	1,024	1

La fórmula es $SZn = \text{blenda}$

Otro ejemplo:

	%	PM	%PM	relación atómica
CaO	32,44	56	0,58	1
SO ₃	46,61	80	0,58	1
H ₂ O	20,74	18	1,15	2
	<u>99,79</u>			

SO₃: CaO: H₂O = 1:1:2 o sea SO₄Ca(H₂O)₂ = yeso

Proceso inverso: dada la fórmula calcular el % de los componentes.

	S ₂ Fe (pirita)
Fe.....PA	55,85
S2.....PA x	<u>2 64,14</u>
	119,99 peso molecular

Cálculo del % de Fe:

$$\frac{119,99}{55,85} \times 100\% = 46,5\%$$

O sea que la marcasita posee **46,5% en peso de Fe**

MINERALOGÍA QUÍMICA

La composición química de un mineral tiene importancia fundamental ya que de ella dependen las propiedades del mineral. Estas propiedades dependen también de la estructura cristalina.

Antes la clasificación de los minerales se hacía químicamente, hoy en día se tiene en cuenta tanto la composición como la estructura.

calcita	—	CO ₃ Ca	—	aragonita
trig.				rómbica

Químicamente poseen la misma composición pero pose en estructuras distintas por lo cual son minerales distintos.

No obstante la clasificación química es la base de la clasificación moderna de los minerales. Los minerales se clasifican en clases que dependen del anión dominante y del grupo iónico presente como veremos más adelante.

—Los minerales que poseen el mismo anión tienen características similares, que en general son más claras y marcadas que la de los minerales que poseen el mismo catión.

—Los minerales del mismo anión tienden a aparecer juntos en la naturaleza.

—Éste esquema de clasificación concuerda con la nomenclatura química corriente y la sistemática de los compuestos inorgánicos.

TIPOS DE ENLACES

Enlace iónico (heteropolar-polar o electrovalente): En este caso las unidades son partículas cargadas eléctricamente (aniones las negativas y cationes las positivas). Cuanto más pequeña es la distancia entre ellos y mayor la carga iónica más fuerte es el enlace y mayor el punto de fusión (p.e. ClNa, BrK, ClK, FNa, OMg, OCa, etc.). Los cristales iónicos están constituidos por la alternancia de cationes y de aniones (los aniones se sostienen entre si por uniones covalentes, como es el caso de los SO₄₋₂ y CO₃₋₂). Cada ión trata de rodearse del mayor número posible de iones de carga opuesta respetando el número de coordinación. Son poco conductores de la electricidad y temperatura porque los electrones están retenidos en la unión de los iones, son transparentes y en general de colores variables, duros y con un punto de fusión altos.

Enlace covalente (homopolar): este tipo de unión puede ocurrir entre elementos neutros eléctricamente. Se comparte e-. Los fundidos de cristales homopolares no son conductores de electricidad como los fundidos de sustancias iónicas (p.e. C-C, C-Si y Si). Poseen durezas elevadas, alto punto de fusión, baja conducción térmica, alto índice de refracción y densidad media o baja.

Enlace metálico: los átomos están en un mar de electrones (e-). Son buenos conductores de electricidad y de temperatura. Aparecen en pocos minerales que corresponden a elementos nativos, poseen estructura compacta y por lo tanto poseen alta densidad, buena conduc-

tibilidad térmica y eléctrica pues los electrones están “suelos”, son opacos.

Enlace de Van der Waals (intermolecular): la moléculas eléctricamente neutras pueden ser dipolos debido a la distribución no uniforme de cargas. Esas cargas son residuales. Los cristales con solo estos tipos de uniones no se conocen solo es posible en los gases nobles en estado sólido. Estas uniones aparecen en combinación con otros tipos pero en general son blandos y muy buenos aislantes térmicos y eléctricos.

Enlaces híbridos: rara vez en un mismo cristal se encuentra un sólo tipo de unión o sea que en general los cristales son **heterodésimicos**, Figura 63.



Figura 63. Representación esquemática de Correns de los cuatro tipo de enlaces

DEFECTOS CRISTALINOS

Por defectos cristalinos se entiende toda anomalía en el crecimiento regular de la estructura cristalina. El conocimiento de estos puede ser muy importante ya sea porque producen defectos no deseados o deseados, Figura 64. El conocimiento de estas características hoy en día es muy importante en distintas disciplinas pero especialmente en el estudio de los materiales semiconductores.

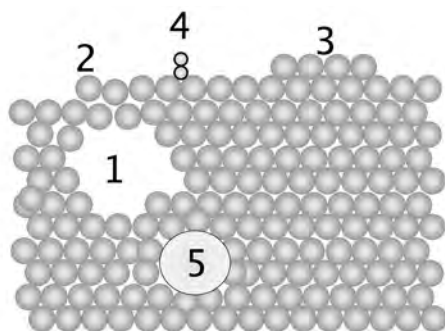
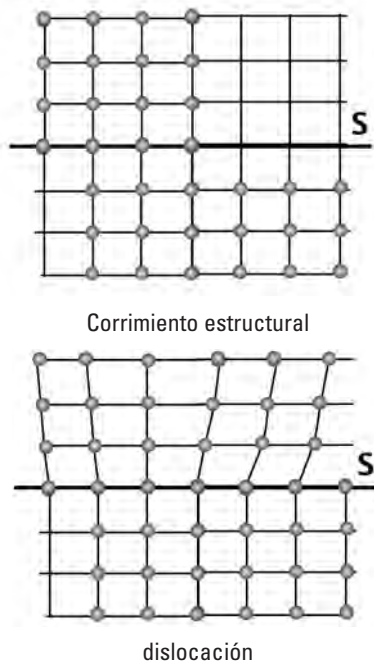


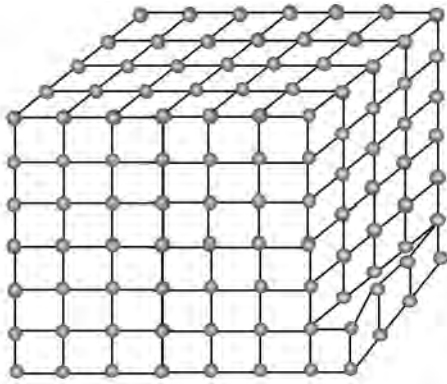
Figura 64. Esquema de un plano cristalino con posibles defectos

- átomos que faltan (vacantes) (1)
- escalones de altura atómica (2)
- pequeñas islas en las terrazas (3)
- átomos y moléculas contaminantes (4) absorbidas en la superficie o incorporadas a la misma.
- átomos de mayor tamaño que disturban la estructura (5).

DISLOCACIONES

Otros tipos de defectos que poseen los cristales son de tipo mecánico, en la Figura 65 se los representa.





flexurada

Figura 65. Ejemplos de deformación mecánica cristalina.

DETERMINACIÓN MODERNA DE LOS MINERALES

Además de los métodos físicos usados en las prácticas del Curso determinación del color, dureza, raya, brillo, clivaje, etcétera) los métodos modernos de identificación mineralógica son:

- Difracción de Rx (DRx)
- Fluorescencia de Rx (FRx)

de absorción

- Espectrometría de emisión

óptica

- microscopía electrónica
- de efecto túnel ($\times 45.10^6$ aumentos)

Los análisis microquímicos se realizan a través de microscopía electrónica de barrido que trabaja a una escala de 10^{-6} m donde se puede visualizar las microestructuras de alteración e inclusiones en los minerales, mientras que la parte química se realiza por espectrometría de Rx con microsonda electrónica, para elementos con una concentración superior al 1%, y con espectrometría de masa para aquellos elementos trazas y volátiles

Mineral metamórfico: es aquel mineral que posee en su composición química elementos radiactivos que por su actividad a través del

tiempo destruyen la estructura transformándose en sustancias amorfas; pero calentando dichas sustancias regeneran la estructura primitiva. p.e. la **thorianita** ($\text{Th, U}^{+4}\text{O}_2$, cúbica, pasa a través del tiempo por los efectos radioactivos del Th y del U a un mineral amorfo. Al calentar la muestra se regenera la estructura cúbica. Forma una serie química y estructural con la **uraninita** UO_2 , cúbica.

GEOQUÍMICA

Los objetivos de la geoquímica son:

- conocer la abundancia de los elementos
- conocer la distribución de los elementos
- conocer la sustitución de los elementos entre sí.

En 1923 Goldschmidt, al que se puede denominar padre de la geoquímica, clasifica empíricamente los elementos en cuatro clases que caracterizan las diferentes capas del Globo Terrestre:

atómfilos: químicamente indiferentes (H, He, En, Ar, Kr, Xe, N, O, C, F, Cl, Br, I)

litófilos: con tendencia a ligarse con el oxígeno (Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y, RE, [C], Si, Ti, Zr, Hf, Th, [P], V, Nb, Ta, O, Cr, W, U, [Fe], Mn, F, Cl, Br, Y, H, Tl, Ga, Ge, N)

calcófilos o tiófilos: que se combinan fácilmente con el S (Cu, Ag, [Au], Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, [Ge], [Sn], Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, , [Fe], [Mo], [Re]).

siderófilos: con tendencia a asociarse o aparecer juntos con el Fe (Pd, Ni, Co, Ru, Rd, Re, Os, Ir, Pt, Au, Mo, Ge, Sn, C, P, [Pb], [As], [W]).

Esta clasificación la basó sobre el estudio de distintos tipos de meteoritos en los cuales se encontraron estos tipos de asociaciones. Esta distribución refleja también la afinidad química y su tendencia a formar enlaces iónicos, covalentes o metálicos.

La **crystaloquímica** relaciona las propiedades macroscópicas de los cristales y sus propiedades químicas con los datos estructurales. El propósito es esencialmente el estudio de los enlaces, entre partículas en los cristales, que son de naturaleza eléctrica.

Elementos que forman parte de una roca:

- mayoritarios:** > 0,1% (> 1000 ppm)
- minoritarios:** 0,1 a 0,01 % (entre 1000 y 100 ppm)
- trazas:** <0,01% (<100 ppm)

$$1\% = 10.000 \text{ ppm}$$

REGLAS DE PAULING

A fines de la década de 1920 el norteamericano Linus Pauling propuso una serie de reglas que tienden a explicar los mecanismos de unión de los elementos y radicales en la configuración de las estructuras cristalinas, de tal manera que la formación de los cristales a partir de iones simples o de radicales más complejos siguen ciertas reglas empíricas.

Regla N°1: número de coordinación. Alrededor de cada catión se disponen aniones que ocupan los vértices de un poliedro. La naturaleza del poliedro depende de la relación de los radios iónicos. Imaginando los iones como esferas de radio r_a (radio del anión) y r_c (radio del catión) se puede considerar que cada catión coincide con el centro de un poliedro regular donde los vértices están ocupados por un anión. El número de aniones dentro del poliedro es el número de coordinación del catión:

$$Z = r_c / r_a$$

(3)	(4)	(6)	(8)	(12)
Z = 0,155-----	0,225-----	0,414-----	0,732-----	0,99-----1

N° de coordinación 12 da estructura cubo octaédrica.



N° de coordinación 8 da estructura cúbica.



N° de coordinación 6 da estructura octaédrica



N° de coordinación 4 da estructura tetraédrica.



N° de coordinación 3 da estructura triangular.



N° de coordinación 2 da estructura lineal.



Las coordinaciones intermedias 5, 7, 9 y 10 son raras pero conocidas.

Regla N°2: En una estructura iónica estable, la suma de las **valencias** electrostáticas de los cationes, rodeando al anión, es igual o casi siempre igual a la valencia del anión. Se entiende por **valencia electrostática** a la carga del catión dividida por el número de coordinación.

Regla N°3 (regla de la parsimonia): Los iones equivalentes cristaloquímicamente, son también casi siempre equivalentes desde el punto de vista geométrico. Esta regla es aplicable en las estructuras de alta simetría porque, en otros casos, el mismo ión puede ocupar muchas posiciones que no son geométricamente equivalentes. De las cuatro posiciones que ocupa el Mg en la antofilita sólo una es fácilmente sustituida por el Fe, cuando ocurre el reemplazo total se produce una distorsión en la red y la simetría ortorrómbica queda entonces como monoclinica.

Regla N°4: la existencia de aristas y caras comunes a dos poliedros aniónicos hace disminuir la estabilidad. En los silicatos los tetraedros $[\text{SiO}_4]^{4-}$ tienen solamente los vértices en común. Hasta el momento no se conoce ningún silicato donde los tetraedros compartan aristas y menos aún caras.

La regla por la cual los iones se pueden reemplazar el uno al otro en una estructura cristalina se denomina **diadocia** (p.e. el reem-

plazo de Na x Ca y Al x Si en las plagioclasas). Este tipo de reemplazo fue propuesto por el suizo Niggli en la década de 1920.

El geoquímico ruso Goldschmidt (en el período de 1937 a 1945) demostró que el comportamiento geoquímico de los elementos es independiente de su ubicación en la tabla periódica diciendo que dos iones pueden reemplazarse mutuamente en una estructura cuando el que se incorpora aporta una energía máxima.

No obstante ello, se postulan las siguientes reglas:

a) Para que dos iones puedan reemplazarse en un cristal, sus radios iónicos no pueden diferenciarse más del 15% (regla de Strüenz). Cuando esta diferencia es entre el 15 al 30% la sustitución es parcial.

b) Cuando dos iones poseen la misma carga pero sus diámetros son distintos, el más pequeño se incorpora preferentemente (por mayor densidad de carga).

c) Cuando dos iones poseen el mismo diámetro pero distinta carga, el ión de mayor carga es el incorporado (por mayor densidad de carga).

d) Según Ringwood (1955) cuando dos iones poseen tamaños y cargas próximas, el ión que posee la electronegatividad¹ más pequeña se incorpora preferentemente. El Cu⁺⁺ no reemplaza al Na⁺ en las plagioclasas; el Cu⁺² no reemplaza al Fe⁺² en los minerales ferromagnesianos.

Tabla 18

elemento	radio en A	electronegatividad (cal)
Na ⁺	0,98	118
Cu ⁺	0,96	177
Fe ⁺⁺	0,74	185
Cu ⁺⁺	0,72	235

1. **electronegatividad:** es la energía necesaria para atraer a un electrón en una unión covalente. Cuanto mayor es la electronegatividad entre dos elementos, mayor es la fuerza de unión.

SUSTITUCIÓN DE ELEMENTOS MAYORITARIOS POR ELEMENTOS TRAZAS

Para los elementos trazas, la aplicación de las reglas precedentes conducen a tres tipos de mecanismos:

—**camuflaje:** el elemento traza reemplaza diadóticamente a un elemento mayoritario de la misma valencia. p.e. el Rb⁺ (r=1,47 A) es camuflado por el K⁺ (1,33 A) en las micas y feldespatos. Lo mismo ocurre entre el Cr⁺³ y el V⁺³ que son camuflados por el Fe⁺³ en los espinelos. El Ge⁺⁴ está camuflado por el Si⁺⁴ en los nesosilicatos.

—**captura:** el elemento traza posee una valencia superior a la del elemento mayoritario. Pb⁺² es captado por parte del K⁺ en los silicatos de K. El Bi⁺³ por el Ca⁺² en los silicatos de Ca.

—**Admisión:** El elemento traza posee una valencia menor a la del elemento mayoritario p.e. Li⁺ por Mg⁺⁺; F⁻ por O⁻²; Be⁺⁺ por Al⁺³ y Si⁺⁴.

Los organismos vivos y los minerales

Los sistemas biológicos contienen muchas estructuras supramoleculares, como las dobles o triples hélices, las proteínas multifórmes, las vesículas y los túbulos unidos entre sí en una variedad de formas y simetrías que van desde escala molecular a la escala macroscópica. La reproducción de estas estructuras es un ideal que aspira el químico creador.

La materia viva, según Arribart y Bensaude (2000), produce minerales que refuerzan mecánicamente las estructuras o que aportan funciones específicas. Este proceso llamado **biomineralización** se encuentra en las conchas de los moluscos, en los esqueletos de las algas o de los vertebrados y en las espículas de determinadas esponjas, su presencia entusiasma la imaginación del hombre para crear los materiales del futuro. Estas estructuras se deben crear en condiciones normales con materias primas comunes, principalmente carbonatos, fosfatos de calcio o sílice. Esta economía de medio es otro tipo de ventaja que el químico desea manipular.

Un ejemplo de esta maravilla es la biomi-

nealización de la delicada envoltura de carbonato de calcio que desarrollan las algas marinas llamadas cocolitofóridas. Esta envoltura atenúa los rayos UV y hacen a las algas menos apetitosas para eventuales depredadores. Estos organismos abundaron durante el Cretácico en los mares de la cuenca de París y son los principales constituyentes de los depósitos de Creta de la región. Una de estas especies, la *Emiliana Huxleyi*, desarrolla una envoltura de placas curvas cuyo ensamble forma una estructura esférica que ejemplifican dos principios fundamentales de la síntesis de los materiales por seres vivos: el efecto “*template*” (del inglés plantilla) y la sucesión de etapas jerarquizadas. El efecto *template* corresponde a un sistema molecular orgánico que sirve de plantilla para el crecimiento mineral. Unas macromoléculas orgánicas se unen entre sí para hacer de soporte a la estructura mineral, las cuales sirven, a su vez, como elementos prefabricados para completar una más compleja.

En la construcción que realiza un cocolito Emilia se reconocen, según S. Mann, 4 etapas comparables con las de la construcción de una ciudad:

-Establecimiento del lugar donde se va a construir. En el caso de la Emilia se trata de probablemente de una proteína que permite la fijación de iones Ca y carbonato del medio. Los futuros cristales se construirán en esos lugares.

-Los iones se absorben en esos puntos y forman las primeras capas de un cristal de CO_3Ca , cuya orientación se halla condicionada por el lugar activo de la proteína y define así las posteriores direcciones de crecimiento de los monocristales.

-Vesículas orgánicas sirven de envoltura que definen la forma final de los cristales regulando el crecimiento en las distintas direcciones cristalográficas. Estas dependen de la concentración de iones de la célula, controlada por el bombeo a través de la membrana y de la presencia de un ácido polisacárido que inhibe el crecimiento absorbiéndose sobre superficies preferenciales.

-Creada las infraestructuras, el cocolito completamente formado es transportado fuera e la célula.

¿El químico podrá aprender este trabajo? o ¿deberá confiar en los genes el difícil ensamblaje de las moléculas?

La ingeniería genética es una solución tentadora para el futuro ¿se aislarán segmentos del ADN que producirán plantillas (*template*) desencadenando el autoensamble? Luego se lo introduciría en bacterias genéticamente modificadas para producir las construcciones deseadas. La industria química ya fabrica a través de bacterias hilos (seda) de araña. Para conseguir este tipo de objetivos hay que seguir aprendiendo a trabajar en escalas entre un nanómetro y un micrómetro.

La unidad fundamental de la mineralogía sistemática es la **especie mineral**. Existen muchas definiciones de especie mineral, una de ellas es la dada en 1923 por la *Mineralogical Society of America* que dice: “**especie mineral es una sustancia natural y homogénea de origen inorgánico, cuya composición química está definida dentro de ciertos límites, que posee propiedades físicas características y tiene usualmente estructura cristalina**” (recordar los minerales amorfos y metamórficos como el caso de la thorianita $(Th,U)O_2$, cúbico).

Existen distintos tipos de clasificaciones,

unas físicas y otras químicas. Aquí se propone la clasificación de Berzelius basada en las características aniónicas y que reúne a los minerales en **8 clases** que a su vez pueden ser subdivididas en **subclases** basándose en caracteres químicos y estructurales (p.e. **elementos nativos** que corresponden a la **clase 1** y se dividen en dos **subclases**: metales y submetales o no metálicos. A su vez las subclases se pueden dividir en grupos, estos en especies o series y estas en subespecies o variedades.

Un ejemplo de esta clasificación la tenemos con los **silicatos**:

silicatos----- tectosilicatos----- feldespatos----- plagioclasas----- labradorita

clase 8 subclase 6 grupo especie serie subespecie o variedad

Las subespecies o variedades a su vez pueden tener las formas de alta y baja temperatura en el caso del polimorfismo p.e. cuarzo α y cuarzo β .

La clasificación de Berzelius se basa fundamentalmente en el carácter químico que es indicado por el radical o anión.

Clase I: Elementos nativos

metales: Au, Ag, Cu, Pt.

no metales o semimetales: As, Sb, Bi, S, C (diamante y grafito), etcétera.

Cada año se producen aproximadamente unos $120 \cdot 10^6$ quilates (1 quilate = 200 mgr) de diamante en bruto, pesan unas 24 Tm y valen aproximadamente $7000 \cdot 10^6$ de U\$S, extraerlos cuesta unos $1000 \cdot 10^6$ U\$S dejando una ganancia de $6000 \cdot 10^6$ U\$S. Cuando lle-

gan al cliente convertidos en joyas valen más de $50.000 \cdot 10^6$ U\$S. El yacimiento Jwaneng en el desierto de Kalahari, en Botswana, se descubrió en 1973 estudiando hormigueros que estaban constituidos por granates e ilmenita ($FeTiO_3$). Es una de las minas más ricas del mundo ubicada en una kimberlita y pertenece a la empresa diamantífera De Beers.

Clase II: sulfuros y sulfosales

Calcocina, SCu_2 ; galena, SPb ; blenda; $S(Zn,Fe)$; arsenopirita, SAs ; molibdenita S_2Mo ; calcopirita, S_2FeCu ; pirrotina, SFe ; pirita, S_2Fe ; cinabrio, SHg ; etcétera.

Clase III: óxidos

cuprita, Cu_2O ; espinelo, Al_2MgO_4 ; magnetita Fe_3O_4 ; hematita, Fe_2O_3 ; cromita, $Cr_2O_4(Mg,Fe)$;

corindón, Al_2O_3 ; rutilo, TiO_2 ; casiterita, SnO_2 ; pirolusita MnO_2 ; psilomelano $MnO_2 \cdot 3H_2O$; uraninita, UO_2 ; gibosita, $Al(OH)_3$; limonita, $FeO(OH) \cdot nH_2O + Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (amorfo); etcétera.

Clase IV; halogenuros

Halita, $ClNa$; silvina, ClK ; fluorita F_2Ca ; etcétera

Clase V: carbonatos, nitratos y boratos

Grupo de la calcita (trigonal)	Grupo de la aragonita (rómbico)
calcita CO_3Ca	aragonita CO_3Ca
magnesita CO_3Mg	witherita CO_3Ba
dolomita $(CO_3)_2Ca \cdot Mg$	estroncianita CO_3Sr
siderita CO_3Fe	cerusita CO_3Pb
rodocrosita CO_3Mn	
smithsonita CO_3Zn	

otros carbonatos: malaquita $(CO_3)Cu_2(OH)_2$ mon.; azurita, $(CO_3)_2Cu_3(OH)_2$ monoclinico, etcétera.

Nitratos	Boratos
nitratina NO_3Na Trig.	Borax $B_4O_5Na_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$ mon.
etc.	etc.

Clase VI sulfatos, cromatos, molibdatos y wolframatos

Grupo de la baritina (rómbico): baritina, SO_4Ba ; celestina, SO_4Sr ; anglesita, SO_4Pb ; anhídrita, SO_4Ca ; etcétera.

yeso $SO_4Ca \cdot 2H_2O$ Tricl.

Cromatos: cromita, $Cr_2O_4Fe_2$; crocoita, CrO_4Pb ; etcétera.

Molibdatos: wulfenita MoO_4Pb , etcétera.

Wolframatos: wolframita, $WO_4(Fe,Mn)$; scheelita, WO_4Ca ; etcétera.

Clase VII: fosfatos, vanadatos y arseniatos

Fosfatos: monacita, $PO_4(Ce,La,Y,Th)$; amblygonita $PO_4(Li,Na)(F,OH)$, etcétera.

Vanadatos: vanadinita, $(VO_4)_3Pb_5(Cl)$; torbernita, $(VO_4)_2(UO_2)_2Cu \cdot 8-12H_2O$, etcétera.

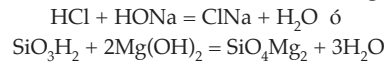
Arseñatos: mimetita $(AsO_4)_3Pb_5(Cl)$, etcétera.

Clase VIII silicatos

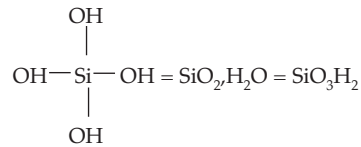
Constituyen el 95% de los minerales de la corteza terrestre.

El concepto de acidez en geología se refiere a la concentración total de $[SiO_2]$ en una roca y este concepto proviene de antiguo cuando se trataba de explicar a los silicatos por medio de ácidos tales como:

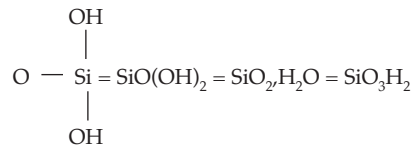
usando el clásico ácido + base = sal + agua



—ácido ortosilícico



—ácido metasilícico



Estos eran los ácidos y bases que constituían los silicatos. Hoy en día esto se dejó de lado pues es más útil el desarrollo de tipo estructural para los silicatos, no obstante el concepto de acidez se sigue usando. Por ejemplo los principales silicatos poseen la siguiente acidez, Tabla 19:

Tabla 19

fórmula en forma de óxidos	mineral	fórmula	% SiO_2
SiO_2	cuarzo	SiO_2	100
$6SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot K_2O$	ortosa	Si_3O_8AlK	64,8
$SiO_2 \cdot MgO$	enstatita	$(SiO_3)_2Mg2$	59,8
	labradorita	$Si_5Al_3_{16}NaCa$	50,0
$2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot CaO$	anortita	$Si_2O_8Al_2Ca$	43,19
$2MgO \cdot SiO_2$	olivina	SiO_4Mg_2	33,3
$2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot Na_2O$	nefelina	$SiAlO_4Na$	33,3

Los minerales que tienen >60% de SiO₂ son **ácidos**

Los minerales que tienen 50-60 de SiO₂ son **neutros**

Los minerales que tienen <50 de SiO₂ son **básicos** o subsaturados.

En el caso de las rocas ígneas se considera:

- UB (ultra básicas) _____ 45 % SiO₂
- básicas _____
- _____ 52
- intermedias _____
- _____ 66
- ácidas _____

Para 1930 Bragg, Pauling, Machatsky y Maugin por medio de la difracción de Rx establecen las fórmulas estructurales de los silicatos. Actualmente nadie puede ignorar este tipo de clasificación pues es la única válida desde el punto de vista teórico. Permite establecer correlaciones entre la estructura y las propiedades de los minerales. La unidad básica en los silicatos es el tetraedro compuesto por un silicio en el centro y 4 oxígenos ocupando los vértices como se aprecia en el esquema de la Figura 66.



Figura 66. Tetraedro, unidad básica de los silicatos.

El Si⁺⁴ en el tetraedro puede ser reemplazado por el Al⁺³ debido a que la diferencia en el tamaño de estos iones es menos del 15% de como postula la regla de Strünz. El tetraedro tiene 4 cargas negativas para saturar, [SiO₄]⁻⁴, estas cargas son saturadas por cationes diversos como veremos y/o por la coparticipación de oxígenos de tetraedros. Los radios iónicos del silicio y del aluminio son medidos en Angström:

$$r_{Si^{+4}} = 0,42 \text{ \AA}$$

$$r_{Al^{+3}} = 0,51 \text{ \AA}$$

La clasificación estructural, basada en el encadenamiento de estos tetraedros es efectiva ya que explica en los silicatos las propiedades físicas esenciales tales como morfología, clivaje, birrefringencia, etcétera.

El grado de **polimerización** es el número de oxígenos o vértices que un tetraedro pone en común con sus vecinos, es posible demostrar que la temperatura de formación de un silicato es mayor cuanto menor sea el grado de polimerización, Tabla 20.

Tabla 20

	grado	t° de formación
forsterita	0	1890°C
diópsido	2	1390
labradorita	4	1276

ESTRUCTURA DE LOS SILICATOS

Como ya se mencionó el 95% de los minerales que componen la corteza terrestre corresponden a los silicatos. En ellos la unidad básica es el tetraedro donde la unión del Si con cada Oxígeno es **covalente**, mientras que la unión entre cada oxígeno con otros cationes es de tipo **iónica**.

I.-**Nesosilicatos** (del Gr neso = isla): son tetraedros independientes, Figura 67. El Si está en coordinación 4 con el oxígeno. Ejemplos son las **olivinas** SiO₄(Mg,Fe)₂ rómbicas. Los tetraedros en la estructura se unen entre sí por medio de los cationes Fe y Mg.

Radical [SiO₄]⁻⁴

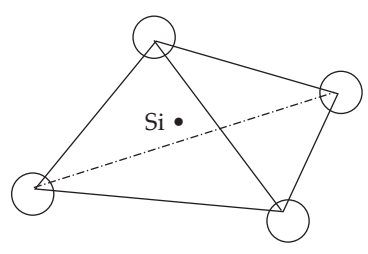


Figura 67. Estructura de los nesosilicatos, un tetraedro con otro se vinculan por medio de un catión.

Ejemplos: circón SiO_4Zr , granate (p.e. piropo $(\text{SiO}_4)_3\text{Mg}_3\text{Al}_2$), titanita $(\text{SiO}_4)\text{OTiCa}$, etcétera.

II.-**Sorosilicatos** (del Gr. soro = hermana o grupo) Dos tetraedros comparten un oxígeno, Figura 68. Ejemplos: $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{-6}$

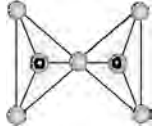
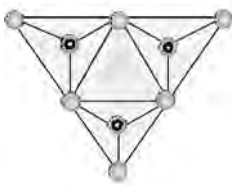


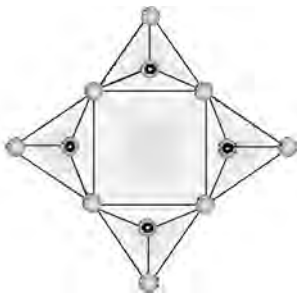
Figura 68. Sorosilicatos, dos tetraedros comparten un oxígeno.

Ejemplos de sorosilicatos: hemimorfita $\text{Si}_2\text{O}_7\text{Zn}_4(\text{OH})_2$; akermanita $\text{Si}_2\text{O}_7\text{MgCa}_2$; ciertos epidotos; melilita $\text{Si}_2\text{O}_7\text{MgCa}_2$; etcétera.

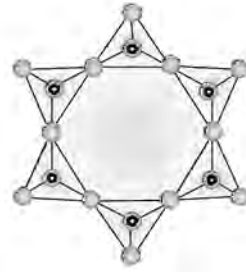
III.-**Ciclosilicatos** (del Gr ciclo = anillo). Son anillos cerrados de tetraedros, Figura 69.-



$[\text{Si}_3\text{O}_9]^{-6}$
turmalina
 $[\text{Si}_6\text{O}_{27}\text{B}_3](\text{OH},\text{F})_4\text{Al}_7\text{MgNa}_2$



$[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{-8}$
axinita
 $(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{BO})_3\text{OHAl}_2\text{Ca}_2$



$[\text{Si}_6\text{O}_{12}]^{-12}$
berilo
 $\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{Al}_2\text{Be}_3$

Figura 69. Ciclosilicatos, distintos tipos compuestos por anillos de tetraedros.

IV.-**Inosilicatos** (del Gr ino = cadena o tejido fibroso). Son silicatos en cadenas ilimitadas de tetraedros. Hay dos tipos, Figuras 70 y 71:

a) **Cadenas simples:** cada tetraedro comparte dos oxígenos, Figura 70.

$[\text{Si}_2\text{O}_6]^{-4}$, ejemplo los piroxenos (enstatita $\text{Si}_2\text{O}_6\text{Mg}_2$)

Cadena simple

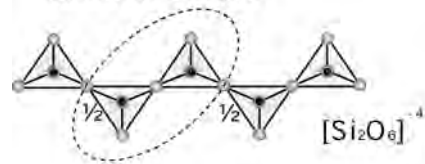


Figura 70. silicato de cadena simple.

b) **Cadenas dobles:** cadenas dobles continuas, compartiendo 2 y 3 oxígenos alternativamente. El radical es $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{-6}$

Cadena doble

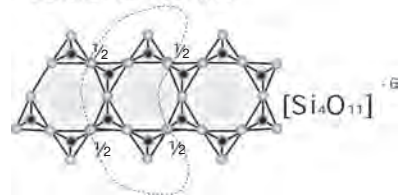


Figura 71. Silicato de cadena doble.

Ejemplos: anfíboles (tremolita), $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2\text{Ca}_2\text{Mg}_3(\text{OH})_2$

d) en general por elevada dureza.

V.- **Filosilicatos** (del Gr filo = hoja). Tetraedros en planos paralelos (hojas) compartiendo cada uno de ellos tres oxígenos, Figura 72.

El radical es $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{-4}$

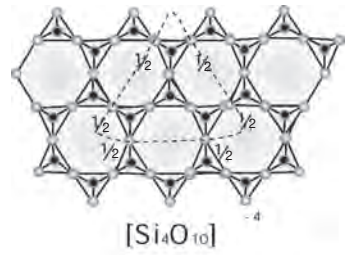


Figura 72. Filossilicato

Ejemplos: talco $(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{Mg}_3(\text{OH})_2$, micas, cloritas, arcillas, etcétera.

VI.- **Tectosilicatos** (del Gr tecto = armazón, estructura). Red espacial contnua de tetraedros, cada uno de ellos compartiendo los 4 oxígenos, Figura 73.

El radical es $[\text{SiO}_2]^0$

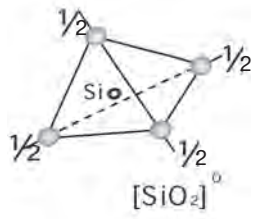


Figura 73. Estructura compleja espacial de tetraedros que comparten sus cuatro oxígenos.

En ciertos casos el Si^{+4} es reemplazado por el Al^{+3} , cuando esto ocurre queda libre una carga negativa que en el caso de los feldspatos es saturada por Na, Ca o K. según sean plagioclasas o feldspatos potásicos.

Ejemplos: cuarzo, feldspatos.

Los silicatos se caracterizan:

- a) falta de color propio
- b) falta de aspecto metálico
- c) poseen raya blanca

La ruta de las esmeraldas

Según nota editorial de la Revista Mundo Científico (212:9, mayo 2000) se ha medido la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de cristales de esmeralda antiguas. Este cociente refleja la composición isotópica de los fluidos que intervinieron en la formación de las esmeraldas y de la roca huésped constituyendo una buena identidad de procedencia de este mineral tan preciado. Estos estudios indican que desde la antigüedad hasta el siglo XVI las minas de Egipto y de Austria han proporcionado la mayoría de las esmeraldas. Los primeros que propulsaron su comercio fueron los faraones que intercambiaban esmeraldas por lapislázuli de los afganos 1500 a AC. Los celtas y luego los romanos explotaron las minas de esmeralda de Austria (Habachtal). Los yacimientos de Pakistán y Afganistán proporcionaron piezas que se encuentran en muchos lados a lo largo de la ruta de la seda. En 1545 los españoles descubren los yacimientos colombianos de Chivor y se establece una nueva ruta comercial hacia Europa, Oriente Medio y la India, vía Estambul, luego directamente hacia la India, vía Filipinas. Gracias a estos estudios se ha sabido que las joyas "mongoles" o las del tesoro de Nizam de la India son en su mayor parte de origen colombiano.

ORIGEN DE LOS MINERALES

Los diversos mecanismos que el hombre reconoce que la naturaleza utiliza para la génesis de los minerales son:

- 1.- Precipitación de soluciones acuosas.
- 2.- Evaporación de todo solvente.
- 3.- Separación directa de gases (fumarolas, solfataras) (sublimación).
- 4.- Como producto de reacción entre un agente químico (soluciones acuosas o gaseosas, HCl, SO_4H_2 , SH_2 , etc.) y un sólido preexistente.

$$\text{CO}_3\text{Ca} + 2\text{ClH} \longrightarrow \text{Cl}_2\text{Ca} + \text{CO}_3\text{H}^-$$
- 5.- Por difusión sólida de iones (**metasomatismo**).



cuarzo calcita wollastonita

6.- Por diferenciación magmática.

7.- Por radioactividad
 $^{238}\text{U} \longrightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\ ^4\text{He}$

8.- Procesos biológicos (fosfatos, petróleo, etc.).

PREGUNTAS BÁSICAS SOBRE LOS MINERALES

- ¿Qué es un mineral?
- ¿Cómo se los clasifica?
- ¿Cómo se forman?
- ¿Dónde se encuentran?
- ¿Qué utilidad poseen?

PROBLEMAS SIN RESOLVER

- 1.- ¿Cómo se pueden descubrir nuevos yacimientos más fácilmente?
- 2.- ¿Qué nuevos materiales de utilidad para el hombre se pueden construir con los minerales?
- 3.- ¿Cómo se pueden aprovechar los minerales que abundan? como es el caso de los feldespatos y el cuarzo.
- 4.- ¿Cómo pueden utilizarse los minerales para obtener una mayor y mejor información del planeta?
- 5.- ¿Cómo se pueden indentificar más fácilmente?
- 6.- ¿Cómo pueden construirse sintéticamente?

Hoy en día se puede trabajar sobre el ADN cristalizado por medio de técnicas de DRx (Difracción de rayos x). Cristalizadas las moléculas de ADN se puede “observar” su estructura molecular y luego de complicados cálculos en un ordenador se puede tener una visión tridimensional de la molécula.

Uranio, mito y realidades

El uranio ha sido noticia últimamente relacionado con Chernovil en Rusia y con el

“Síndrome de los Balcanes” donde se usaron proyectiles de uranio que causaron leucemia a los soldados de ambos bando. Sorprende la carencia de información científica referida al uranio.

¿Qué es el uranio? De acuerdo con Sánchez León (2001) es el elemento químico natural más pesado que se encuentra en la Tierra. Lo descubrió en 1789 Klaproth quién lo llamó así en homenaje al planeta Urano que acababa de ser descubierto por Herschel en 1781. En la antigüedad era utilizado en algunas pinturas por sus propiedades colorantes. Posee una densidad de $19,07\text{ gr/cm}^3$, 1,7 veces más que el plomo.

El uranio natural está formado por 3 isótopos ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , la abundancia respectiva de cada uno de ellos es 99,285%, 0,71% y 0,005%. De éste último isótopo puede haber variaciones locales en su abundancia como veremos.

Los elementos químicos más pesados que el Fe, como el U, tuvieron un origen extra Sistema Solar ya que para su síntesis es necesaria mucha energía tal como la que se genera en la explosión de una supernova, hecho que debe de haber ocurrido hace mas de 4.600 Ma en las proximidades de la nebulosa de donde se formó nuestro Sistema Solar. Esa explosión inyectó en esa nube primitiva este tipo de elementos pesados de los que solo se conservan unos 15 isótopos radioactivos, los de vida media más larga ya que los de vida media más corta ya desaparecieron. Entre los 15 isótopos están el ^{238}U y ^{235}U que se fueron distribuyendo en forma homogénea, por eso la relación $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ se mantiene constante en toda la Tierra y en el resto de los planetas del Sistema Solar. La concentración de U previsiblemente es mayor en los planetas interiores.

El ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th son los padres (primer elemento de la cadena de desintegración) de las tres cadenas más importantes. El ^{238}U decae a través de 14 etapas en ^{206}Pb que es estable. La vida media es de 4.479 Ma (tiempo para que la cantidad original sea la mitad en la actualidad) y por lo tanto la radioactividad es muy baja:

Radioisótopos existentes en 1 Tm de uranio natural:

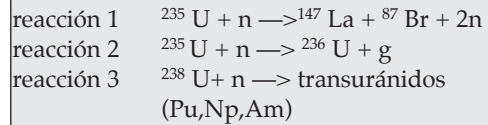
Nuclideo	cantidad
Uranio 238.....	992,9 kg
Uranio 235.....	7,1 kg
Uranio 234.....	54 g
Protoactinio 231.....	334 mg
Torio 230.....	16 g
Actinio 227.....	0,21 mg
Radio 226.....	340 mg
Plomo 210.....	3,77 mg
Polonio 210.....	7,4 mg

Si el U y sus descendientes permaneciesen en el mismo sitio, se mantendrían casi indefinidamente las condiciones de equilibrio, pero el desigual comportamiento químico de los elementos de esta cadena produce desequilibrios. Por ejemplo el torio 234 suele formar parte de otros compuestos de solubilidad mayor que su padre el ^{238}U pudiendo ser desplazado por el agua de su lugar de formación. Como el uranio 234 es descendiente del torio 234 la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ no es la misma en todos los sitios. Esto no ocurre con la relación $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ al ser ambos los elementos iniciales de sus cadenas. Estas características son utilizadas para estudios de dataciones, geoquímicas, oceanográficas, etc.

Las emisiones radiactivas han tenido un papel fundamental en el origen de la vida. Los isótopos de estas cadenas y en menor medida los otros isótopos primigenios (en especial el rubidio 87 y el potasio 40) tuvieron importancia fundamental en el pasado por dos razones: ayudaron a calentar el planeta y favorecieron las mutaciones en la cadena de la vida. Las mutaciones son un mecanismo fundamental en la evolución. Estos efectos fueron mucho más importantes en el pasado ya que los materiales radiactivos eran más.

Según Sánchez León (op. cit.) Otto Hahn en 1937 informó de la posible transmutación del uranio al ser bombardeado con neutrones. Poco después reinterpretó el fenómeno asociándolo a una característica muy especial del uranio 235: la de fisiónarse. El ^{235}U al ser bombardeado por n^0 (neutrones) de cual-

quier energía tiene la probabilidad muy alta de fragmentarse en dos átomos normalmente muy radiactivos (productos de fisión, PF) emitiendo dos o tres neutrones:



La **reacción 1** produce mucha energía (mil millones de veces superior a la de una reacción química normal, por ejemplo la combustión del carbón).

En la actualidad el uso principal del U es como combustible para reactores. Estos reactores generan el 17% de la electricidad del mundo. La superficie terrestre en promedio contiene 3 ppm de U. En los yacimientos se llega a 1 kg por tonelada (1000 ppm) aunque en la actualidad para que sean rentables se explotan leyes de 10 kg/Tm.

El uranio apenas enriquecido ($^{235}\text{U}=5\%$) se usa como combustible en reactores y genera energía por 4 o 6 años, al final de los cuales resulta un elemento gastado (también llamado **combustible irradiado**) que aún conserva la mayor parte del U, pero además se enriqueció en elementos transuránicos productos de la fisión. Los isótopos del plutonio son: Pu 238, 239, 240, 241 y 242. El 239 y el 241 son fisionables, como el ^{235}U y por lo tanto reutilizables. En cambio el 238, el 240 y el 242 del Pu no lo son. Estos isótopos son controlados por la OIEA (Organización Internacional de Energía Atómica) dependiente de la ONU para que no se usen militarmente.

Para uso militar (armamentos, propulsión de submarinos, etcétera) el U se enriquece a niveles más altos. En el caso de armamentos se usa un enriquecimiento superior al 95% mezclado con 239. Para obtener el plutonio 239 se usan reactores rápidos en los que los elementos combustibles de uranio se irradian pocos días con el fin de generar plutonio 239 y no el resto de los isótopos.

En cuanto al uranio empobrecido, del que hay millones de toneladas almacenadas, en su mayor parte es considerado deshecho cuyo destino, una vez convertido en óxido de uranio, es ser enterrado en forma definitiva.

Sin embargo, recientemente se le ha dado uso militar para perforar blindajes, se lo usa en una aleación especial. También se lo usa, por su dureza, como blindaje de tanques o como blindaje radioactivo, como blindaje para armas atómicas o blindaje de los recipientes de ^{60}Co . También se lo emplea como contrapeso (bloques de entre 700 y 1000 kg) en aviones comerciales del tipo DC10, B 747 y L 1011. Se lo utiliza, además, en odontología y en quillas de veleros de competición.

Los riesgos radiológicos y tóxicos fueron observados por primera vez por Becquerel en 1896 quién por casualidad mantuvo varios días en un cajón película fotográfica con sales de uranio. Al ver la impresión de la película dedujo correctamente lo que había sucedido y se vio, además, que el átomo no era indivisible. Los isótopos más importantes del U tienen una muy baja radioactividad, millones de veces menor que el ^{60}Co y el ^{125}I que se usan en medicina. El peligro está en las emisiones alfa.

El uranio enriquecido al 3,5% (valor usado en los reactores nucleares) tiene un riesgo radiológico similar al uranio tal como aparece en la naturaleza. Esto es así porque el uranio natural está asociado a los elementos hijos que son radioactivos.

Según Sánchez León (op. cit.) el uranio además posee una elevada toxicidad química, especialmente en formas solubles, similar al plomo. Uno de los efectos por ingestión es el cáncer de riñón que aparece varios años después, pero deben ser cantidades elevadas. Los radioisótopos asociados (radio 226 y radón 222) son muy tóxicos generando cáncer de pulmón. Esto ocurre en minas de U, como también en lugares cerrados como son los laboratorios.

La metabolización del uranio y de otros elementos se estudia desde hace años y han

permitido construir modelos matemáticos para predecir como se distribuye este en las personas y como evoluciona con el tiempo permitiendo evaluar el riesgo radiológico y nos permiten estimar a partir de datos experimentales (bioanálisis) las cantidades incorporadas. Por ejemplo a partir del análisis de uranio en orina, con alguna información adicional, puede evaluarse la concentración inhalada por una persona y valorar si esto constituye un riesgo. En el caso de uranio se usa la fosforescencia en orina por excitación láser, su nivel de detección es tan sensible que prácticamente se determina uranio en todas las personas, inclusive puede determinarse por espectrometría (alfa, gama o de masas) la composición isotópica y a través de esta se puede determinar si ese uranio es enriquecido, empobrecido o natural.

Conclusiones. De acuerdo con Sánchez León (op. cit.) el uranio es un elemento fundamental para el desarrollo. La radioactividad de sus isótopos es pequeña y nada muestra de que en las concentraciones que habitualmente se presenta constituya un riesgo importante. No ocurre lo mismo con los productos derivados una vez irradiado en un reactor, en especial los transuránicos. Hay expectativas que permiten vislumbrar la transmutación nuclear como una alternativa viable al enterramiento definitivo. Un grave riesgo es el excedente de uranio altamente enriquecido y plutonio producto de la guerra fría. Su dilución y uso en reactores civiles es probablemente la mejor solución. La propiedad de fisionarse le confiere el carácter de fuente de energía casi inagotable. El uranio pasa por un momento de mala fama por culpa del armamento nuclear y el accidente de Chernovil pero no cabe duda de que tiene un gran futuro, tal vez dentro de 25 o 30 años lo veamos.

APÉNDICE DE ELEMENTOS QUÍMICOS Y SU UTILIDAD Y ALGUNOS DE LOS MINERALES EN LOS QUE APARECE

Antimonio: pirargirita Ag_3Sb_3 ; antimonita Sb_2S_3 ; otros. Usos: pirotecnia (es explosivo); con el Pb y el Sn forma aleaciones duras.

Arsénico: oropimento As_2S_3 , cobaltina $CoAsS$, misquipel $FeAsS$, rejalgar AsS , uso: pirotecnia, industria del espejo.

Bario: baritina SO_4Ba ; witherita CO_3Ba . Uso: pigmento blanco para tintas, peso (gramaje) del papel, contrastante radiográfico en medicina, densificante en inyección petrolera.

Berilio: berilo $Be_3Al_2Si_6O_{18}$, crisoberilo $BeAl_2O_4$, fenacita Be_2SiO_4 . Uso: se alía con el Cu y da el bronce de berilio que es muy duro. Con Al, Ni y Co da aleaciones resistentes a la oxidación en la industria aeronáutica. El Be es fuente de neutrones cuando se bombardea con partículas alfa.

Bismuto: bismutinita Bi_2S_3 . Uso: con sílice y ácido bórico se fabrican vidrios ópticos. Forma aleaciones con Pb y Sn de bajo punto de fusión ($94^\circ C$). Vidria las porcelanas.

Boro: bórax o tinkal $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$, borocalcita CaB_4O_7 . Uso: no se oxida a altas temperaturas, posee un gran poder reductor, vidria porcelanas, industria del vidrio, farmacia, cosmética.

Bromo: es el único metaloide líquido en CN. Uso: Droga farmacéutica y fotográfica (BrAg), antiséptico, muy tóxico, se usa como bromoformo para separar minerales ($d=3$).

Cadmio: greenockita CdS , blenda ZnS (Fe, Cd). Uso: las aleaciones bajan el punto de fusión, con el Hg forma amalgama de los dentistas, reemplaza al Zn para cubrir metales.

Calcio: no aparece libre, fluorita F_2Ca , yeso $SO_4Ca \cdot 2H_2O$, anhidrita SO_4Ca , fosforita $Ca_3(PO_4)_2$, calceta CO_3Ca . Uso: endurece el Pb, aleaciones para antifricción (frenos), farmacia, química.

Carbono: diamante y grafito C. Uso: piedra preciosa y lubricante, minas de lápices, electrodos, crisoles, CO_2 de la atmósfera, vida, carbones, hidrocarburos.

Cerio: monacita $CePO_4$, cerita $(Ca,Fe)Ce_3H'(SiO_4) \cdot H_2O$. Uso: piedras de encendedores, catalizador, industria del vidrio.

Cesio: posee mucha actividad química. Polucita $Cs_2(Al_2Si_4O_{12}) \cdot H_2O$. Uso: células fotoeléctricas, medicina del cáncer (irradiación de Cs^{137}).

Cloro: halita $NaCl$, silvita KCl , camalita $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, corresponden a evaporitas marinas y continentales. El Cl se halla disuelto en los océanos. Altamente oxidante y destruye los organismos inferiores. Se combina con casi todos los metaloides. Uso: decolorante y desinfectante en la forma hipoclorito, gas letal usado en la primera Guerra Mundial.

Cobalto: esmaltita $CoAs_2$, cobalita $CoAsS$. Es un elemento escaso, el isótopo radioactivo es de uso médico.

Cobre: cuprita Cu_2O , calcosina Cu_2S , calcopirita $CuFeS_2$, azurita $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$, malaquita $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$. Uso: conductor eléctrico, aleaciones.

Cromo: cromita $Fe(CrO_2)_2$, crocoita $PbCrO_4$. Uso: cromados electrolíticos, aceros especiales de alta dureza, contactos eléctricos.

Azufre: estado nativo en volcanes, es propio de los sulfuros (PbS , ZnS , FeS_2 , etc), sulfatos. Uso: farmacéutico, industria del ácido sulfúrico, vulcanización de neumáticos.

Estaño: casiterita SnO_2 , estanita Cu_2FeSnS_4 . Uso: por su baja oxidación como cobertura de láminas de hierro en envases de alimentos, aleación con el Cu da el bronce, amalgamas odontológicos, soldaduras.

Estroncio: celestina $SrSO_4$, estrocnianita $SrCO_3$. Es de comportamiento similar al calcio y lo reemplaza a éste en varios minerales. Uso: pirotecnia.

Hierro: hematita u oligisto Fe_2O_3 , magnetita Fe_3O_4 . Uso: siderurgia, aceros especiales.

Flúor: fluorita CaF , criolita Na_3AlF_6 . Uso: como fundente en siderurgia, industria del ácido fluorhídrico (HF).

Fósforo: fosforita $Ca_3(PO_4)_2$, apatita $Ca_5Cl(PO_4)_3$, piromorfita $Pb_5Cl(PO_4)_3$. Uso: se oxida fácilmente y entra en combustión, metalurgia, aleaciones fosforadas.

Yodo: aparece en los nitratos de la Puna como NaI y $NaIO_3$, y disuelto en los océanos, en algas y esponjas. Uso: colorantes artificiales, medicina.

- Litio:** trifilita $(\text{Fe},\text{Mn})\text{LiPO}_4$, ambligonita $(\text{Na},\text{Li})\text{F} \cdot 2\text{AlPO}_4$, lepidolita $(\text{K},\text{Li})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_9(\text{F},\text{OH})$, espodumeno $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$. Uso: aleaciones ultralivianas con Al y otras con Be, le da dureza al Pb, pirotecnia.
- Magnesio:** epsomita $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, magnesi- ta MgCO_3 , dolomita $(\text{CO}_3)_2\text{Ca} \cdot \text{Mg}$. Uso: reductor químico, Mg más clorato de K = antiguo flash fotográfico, aleaciones livianas y duras con el Al.
- Manganeso:** hausmanita Mn_3O_4 , pirolusita MnO_2 , psilomelano $\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, rodonita MnSiO_3 , rodocrosita MnCO_3 . Uso: metalurgia, aceros al Mn.
- Mercurio:** cinabrio HgS. Uso: barómetros, termómetros, medicamentos, amalgamas del dentista con Au y Ag.
- Molibdeno:** molibdenita MoS_2 , wufenita PbMoO_4 . Uso: aceros especiales, pigmento azul en porcelana, lubricante.
- Níquel:** nicolita NiAs, garnierita $(\text{Ni},\text{Mg})_3\text{H}_4\text{Si}_2\text{O}_{11}$. Uso: baño electrolítico en aparatos científicos, utensilios domésticos, niquelados por electrólisis, catalizador.
- Nitrógeno:** está en el aire, nitratina $\text{FNO}_3 \cdot \text{NaNO}_3$. Uso: gas inerte, obtención del HNO_3 y NH_3 . Las plantas lo asimilan del aire y de compuestos nitrogenados en tierra (abono, forma sintética=úrea).
- Oro:** estado nativo (pepitas y vetillas), disuelto en agua de mar o como inclusión en pirita y otros sulfuros, silvanita $(\text{Au},\text{Ag})\text{Te}_4$, amalgama con mercurio, calaverita AuTe_2 . Uso: joyería, electrónica, etc.
- Oxígeno:** es el elemento más abundante de la corteza terrestre (27,7%) y en la atmósfera (21%). Es muy activo químicamente, se combina con todos los elementos menos con el F y gases raros. Indispensable para la vida.
- Paladio:** nativo, porpezita AuPd. Uso: joyería aliado con Au, Ag, y Cu., joyería, catalizador.
- Platino:** grupo del platino (Pd, Os, Ir, Ru, Rh), nativo. Uso: es muy resistente a los agentes químicos, catalizador, utensilios de laboratorio, contactos eléctricos, joyería.
- Plomo:** galena PbS, anglesita PbSO_4 , piromorfita $\text{PbCl}(\text{PO}_4)_3$, cerusita PbCO_3 . Uso: es venenoso (saturnismo) genera locura. Es acumulativo en el cuerpo. Tubos de agua, aleaciones-
- Potasio:** posee mucha actividad química, silvita KCl, cornalita $\text{KClMgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, alunita $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{Al}(\text{OH})_3$, salitre KNO_3 . Uso: raramente se lo usa como elemento, lo reemplaza el Na que es más económico.
- Plata:** nativo, argentita Ag_2S , proustita Ag_3AsS_3 , pirargirita Ag_3SbS_3 . Uso: monedas, objetos de lujo, en laboratorio, para platear vidrios (espejar), medicina, odontología, fotografía, electricidad.
- Radio:** aparece junto al uranio, pechblenda U_3O_8 , uraninita UO_2 , autunita $\text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{U}_2\text{O}_4 \cdot \text{U}_2(\text{PO}_4)_2$. Es de difícil extracción por su baja concentración 10mg/Tm, es muy parecido al Ba.
- Rubidio:** posee actividad química muy grande (mayor que la del K), hay 1% en la lepidolita. Reemplaza al K en los feldespatos. Uso: se lo utiliza en la fabricación de ceolitas catalizadoras y en células fotoeléctricas.
- Selenio:** zurgita $(\text{Cu},\text{Pb})\text{Se}_2$. Uso: se usa en fotómetros (efecto fotoeléctrico), sustituye al S para vulcanizar cubiertas de autos, tiñe vidrios (rosa-anaranjado), fotografía, insecticida.
- Silicio:** no se encuentra libre, abunda 14% en la corteza terrestre, es fuertemente reductor, cuarzo: SiO_2 , silicatos en general. Uso: siderurgia, carburum dum SiC (abrasivo) para pulidos.
- Sodio:** gran actividad química por lo tanto no aparece libre, halita NaCl, criolita Na_3AlF_6 , thernardita Na_2SO_4 , bórax $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, nitrato NaNO_3 , albita $\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlNa}$. Uso: reductor energético.
- Tantalio:** aparece junto al Nb, tantalita $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Ta}_2\text{O}_6$, columbita $(\text{Fe},\text{Mn})\text{Nb}_2\text{O}_6$, también hay en la casiterita, pechblenda, wolframita. Uso: filamentos de lámparas, luego reemplazado por W, instrumentos químicos, quirúrgicos, electricidad, condensadores.
- Teluro:** aparece en distintos minerales como traza, silvanita $(\text{Ag},\text{Au})\text{Te}_3$. Uso: bactericida, industria del vidrio (azul oscuro).
- Titanio:** rutilo, anatasa, brookita TiO_2 , ilménita FeTiO_3 , uso: aleaciones con Fe y Cu, aceros al titanio, medicina, color blanco de titanio (pinturas).
- Thorio:** thoria ThSiO_4 , torianita $(\text{U},\text{Th})\text{O}_2$. Uso: el isótopo Th^{232} es radioactivo + n^0 (U^{233} + energía (reactores nucleares), agente reductor.

Tungsteno (woframio): wolframita (Fe,Mn) WO_4 , sheelita $CaWO_4$. Uso: filamentos de lámparas eléctricas, aceros especiales, pigmentos de pintura.

Uranio: no aparece en estado libre, uraninita UO_2 , Autunita $Ca(UO_2)(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, carnotita $(K,Na,Ca,Cu,Pb)_2((UO_2)(VO_4)_2) \cdot 3H_2O$. Reacción de fisión nuclear en reactores de usinas eléctricas ($U + n^0$ (energía +). teñido de vidrios (verde fluorescente). Aleaciones de aceros especiales.

Vanadio: carnotita, patronita VS_4 . Uso: aceros especiales.

Zinc: blenda ZnS , smithsonita $ZnCO_3$. Uso: aleación con Cu forma el latón para envases de alimentos, chapas de hierro zincadas por baño electrolítico (mal llamadas chapas de zinc) para techos.

Zircón: circón $ZrSiO_4$, baddeleyita $Zr=2$. Uso: desoxidante, aceros especiales, como refractario en ladrillos de hornos, zircaloy como vaina de combustible nuclear ya que es resistente a la corrosión y es absorbente de n^0 , lámparas de flash, etc.

LAS ARCILLAS Y SUS UTILIDADES

Entre otros lugares aparecen en los fondos oceánicos distribuidas en zonas climáticas vinculadas a los continentes.

La **caolinita** es de origen continental originada por la meteorización química en regiones cálidas y húmedas.

La **illita** y **clorita** provienen de la meteorización de rocas metamórficas e ígneas de zonas desérticas y frías.

La **montmorillonita** proviene de zonas templadas o zonas cálidas y áridas.

Las arcillas poseen valor **estratigráfico** ya que pueden ser utilizadas como elementos de correlación y aplicando el principio del actualismo permiten hacer reconstrucciones **paleoclimáticas**.

En las épocas de actividad tectónica se suelen generar sedimentos con variada mineralogía de arcillas, mientras que en épocas de estabilidad tectónica la composición argilácea de las rocas sedimentarias es menos variada debido a un mayor tiempo en la degradación de estas por la meteorización.

Es muy importante para el hombre la uti-

lidad de estos minerales. Las arcillas son utilizadas en:

—cerámica (caolinita).

—industria del cemento portland.

—como carga en las industrias papelera, pintura, caucho, etc.

—para el preparado de la inyección en las perforaciones petroleras (bentonitas) (barros de perforación).

—moldes de fundición (tierra de batan).

—modulador de reacciones químicas.

—probable intervención en el origen de la vida (ver publicación anexa) etcétera.

PREGUNTAS REFERENTES A LA PRIMERA PARTE

- Distinción de los estados sólido, líquido y gaseoso.
- Conceptos sobre estado amorfo y cristalino.
- Definiciones de cristal y mineral.
- Conceptos de simetría cristalina.
- Operaciones de simetría.
- Elementos de simetría.
- Sistemas cristalinos con sus respectivas cruces axiales.
- Holoedría y meroedría.
- Redes elementales (Frankenheim-Bravais)
- Ley de los ángulos diedros (Ley de Steno).
- Ley de Haüy o de Los Parámetros.
- Nomenclatura de las caras de un cristal según los índices de Weiss y los de Miller.
- Clases de caras.
- Formas abiertas y cerradas.
- Hábito de los cristales.
- Maclas.
- Conceptos de isomorfismo-solución sólida, polimorfismo y pseudomorfismo.
- Mineralogía química.
- Conceptos de geoquímica.
- Reglas de sustitución de elementos en una estructura cristalina.
- Sistemática mineral.
- Silicatos, estructuras.
- Origen de los minerales.
- Propiedades físicas de los minerales.

1. Enuncie una teoría sobre la génesis del Universo.
2. Enuncie brevemente por lo menos dos teorías sobre el origen del Sistema Solar.

3. Dé las siguientes características del Planeta Tierra: edad, forma, tamaño, densidad media, grado geotérmico, características del campo magnético.
4. ¿De que métodos se vale el hombre para obtener información del interior del Planeta?
5. Describa brevemente y dibuje la estructura de la Tierra. ¿Cuál es la composición global mineralógica y/o química de cada una de las partes del Planeta?
6. Conceptos sobre sísmica, los distintos tipos de ondas y sus características.
7. Conceptos sobre isostasia y corrientes convectivas en la dinámica terrestre.
8. Enumere en orden de abundancia los 10 primeros elementos químicos expresados en forma de óxidos que constituyen la corteza terrestre.
9. Espesor y composición del núcleo y del manto terrestre, este último expresado según el tipo de roca que lo representaría y los cationes más abundantes dados en forma de óxidos.
10. Defina que es un mineral. Dé los conceptos de estados amorfo y cristalino (ejemplos).
11. Describa los elementos de simetría de los cristales y las operaciones de simetría que se pueden desarrollar a través de ellos.
12. Por combinación de las tres operaciones de simetría ¿en cuántos sistemas cristalinos podemos clasificar a los minerales? Caracterice a cada sistema por la relación parametral correspondiente.
13. Dé los elementos de simetría de la clase holoédrica de los sistemas, dibuje la cruz axial de cada uno de ellos y su relación parametral.
14. ¿Qué son los paralelepípedos fundamentales o redes de Bravais? y ¿qué utilidad tienen?
15. Enuncie las leyes de la constancia de los ángulos diedros (Ley de Steno) y la de los parámetros (Ley de Haüy).
16. ¿Qué son los índices de una cara cristalina, qué tipos de índice conoce y cuáles son sus ventajas y desventajas?
17. ¿Qué es una macla? Dé ejemplos.
18. Defina las siguientes propiedades físicas de los minerales: densidad, dureza, brillo, clivaje...
19. Explique el fenómeno de isomorfismo y dé ejemplos, lo mismo con solución sólida. ¿Qué es el reemplazo diadórico?
20. Explique el fenómenos de polimorfismo. Ejemplos.
21. Explique el fenómeno de pseudomorfismo. Ejemplos.
22. ¿Cuáles son los criterios principales que se utilizan en la sistemática mineral?
23. ¿Cuáles son las características principales de los óxidos y sulfuros? etc.
24. Dibuje y describa la estructura de los inosilicatos y filosilicatos.
25. Describa por lo menos 5 mecanismos en la formación de minerales.
26. Explique brevemente los siguientes términos: cristal, agregado microcristalino, agregado criptocristalino y mineral metamórfico.
27. Agrupe por sus características químicas la siguiente lista de minerales: galena, cuarzo, calcita, pirrotina, cerusita, turmalina, molibdenita, piritita, aragonita y diamante.
28. ¿Cuáles son los elementos minerales más abundantes de la corteza terrestre y como los clasifica?
29. ¿Cuáles son los elementos de simetría mínimos que posee cada sistema cristalino?
30. Explique los siguientes fenómenos: isotropía y anisotropía. Dé ejemplos.
31. Mencione y describa por lo menos una de las reglas enunciadas por Pauling en la formación de los cristales.
32. ¿Que características físicas posee un sólido?
33. Describa las características generales de los óxidos, carbonatos, silicatos...
34. Clasifique e indique la formula química de los siguientes minerales: cuarzo, calcita...
35. Ordene los siguientes minerales de acuerdo a su composición química: galena, piritita, cuarzo, plagioclasa...

Segunda parte

Petrografía

Rocas ígneas
Rocas sedimentarias
Rocas metamórficas

PROCESOS ENDÓGENOS Y EXÓGENEOS

El accionar de las energías interna y externa del Planeta, como hemos visto en la primera parte, generan distintos procesos que a continuación se describen.

El relieve de la corteza terrestre resulta del equilibrio entre los procesos endógenos y exógenos.

Los Procesos endógenos son producto de la disipación de la energía interna, ocurren en el interior terrestre y se los puede dividir en aquellos subprocesos que generan, entre otras cosas: la deriva continental o tectónica de placas, dentro de las cuales ocurre la **orogenia, epirogenia, magmatismo y metamorfismo**.

La **tectónica de placas** es la teoría que sostiene que la corteza terrestre está fragmentada en placas rígidas que se deslizan una respecto de otra, colisionan entre sí o se fragmentan. Este mecanismo se produciría como consecuencia de los efectos de corrientes convectivas del manto producidas por el contraste térmico entre las partes más profundas y las más elevadas y que conducen al enfriamiento del planeta.

Los **movimientos orogénicos** (del Gr. oros = montaña) son los formadores de montañas con deformación de rocas.

Los **movimientos epirogénicos** (del Gr. epeiro = continente) producen ascensos y descensos, vasculamientos, regionales con escasas deformaciones rocosas.

El **magmatismo** produce movimientos del material rocoso fundido hacia o sobre la superficie terrestre. Involucra los conceptos **vulcanismo y plutonismo**.

El **metamorfismo** produce modificaciones físico químicas (texturales y/o mineralógicas) en grandes masas de rocas sin que estas lleguen a fundirse.

Tanto el magmatismo como el metamorfismo están íntimamente asociados con la oroge-

nia y con todos los procesos deformadores de la corteza terrestre.

Los Procesos exógenos son producto de la energía que afecta a la parte externa del planeta. Estos procesos ocurren en la superficie terrestre por la interacción de la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera. Están regidos por la gravedad siendo el Sol el generador principal de energía (otras fuentes de energía son las mareas, rotación terrestre, etc.).

La rama de la geología que estudia las formas del relieve terrestre es la **geomorfología**. Todos los cambios físico-químicos que determinan una modificación de la forma superficial de la Tierra están contemplados dentro de lo que podemos denominar **procesos geomórficos**. El **agente geomórfico** es cualquier medio natural capaz de obtener y transportar material de la superficie terrestre, p.e. ríos, glaciares, viento, olas, corrientes marinas, mareas, etc. y su accionar, cada uno de ellos, modifica el paisaje en forma característica.

Generalmente los procesos endógenos son constructores de formas de relieve, mientras que los exógenos son destructores de las mismas formas (estos conceptos son relativos ya que al construirse una forma se está destruyendo otra y viceversa).

Dentro del ambiente exógeno ocurren los procesos **gradacionales** que son aquellos que tienden a llevar a la superficie terrestre a un nivel común. La gradación involucra los conceptos de **agradación** (depositación de materiales terrestres que efectúa un agente geomórfico), **degradación** (rebajamiento general del relieve por un agente geomórfico) y la **progradación** que consiste en la distribución frontal y lateral del material generado por la degradación.

La siguiente figura es un esquema en el que se representa el equilibrio del ciclo exógeno donde se representa la erosión en las áreas positivas, el transporte y la depositación de los sedimentos erodados en las áreas negativas o cuencas sedimentarias. Este ciclo lleva implícito la meteorización, los procesos gradacionales y la litificación o diagénesis (como veremos más adelante en la parte de rocas sedimentarias). La Figura 74 es un esquema que corresponde dicho equilibrio.

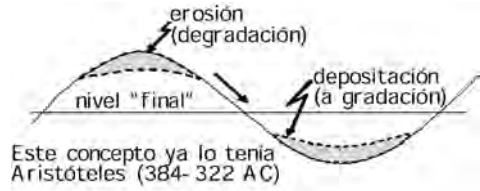


Figura 74. Esquema de los procesos exógenos que llevarían a la peneplanización de la superficie del Planeta (nivel "final").

El Cuadro 1 representa una síntesis del gasto de la energía interna y externa del Planeta. El denominado Ciclo Endógeno, que funciona principalmente con la energía interna, justifica entre otras cosas la formación de las rocas plutónicas, metamórficas e ígneas inclusive con su manifestación externa en estas últimas, el vulcanismo.

Esquema del proceso geológico				
Energía interna del planeta	Ciclo endógeno	-orogenia -epirogenia -magmatismo -metamorfismo -deriva de los continentes (tectónica de placas)		
Energía externa del Planeta	Ciclo exógeno	Procesos gradacionales	meteorización erosión transporte deposición litificación	rocas sedimentarias geformas (relieve) vida

Mientras que el gasto de la energía externa, como se vio en la primera parte, promueve la actividad de los agentes geomórficos, que imprimen sus propias características en el labrado del terreno, produciendo los procesos gradacionales que actúan sobre cualquier tipo de roca preexistente, la degradación, por lo general, ocurre en tierras elevadas y la agradación o depositación ocurre en **cuencas sedimentarias** o áreas de relieve negativo que pueden ser continentales o marinas.

La degradación, denudación o desgaste produce **sedimentos** que los podemos definir genéricamente como acumulaciones en la superficie de la litosfera de materiales sueltos acarreados por los agentes geomórficos (ríos, glaciares, viento, etc.) que operan en ella. Estos sedimentos, luego con los procesos diagénicos, se transforman en sedimentitas (rocas sedimentarias).

De este esquema se puede apreciar que la formación de rocas no va separada de los demás procesos geológicos y que parte de la disipación de energía (tanto endógena como exógena) que sufre el planeta se gasta en la formación de las mismas. La vida se desarrolla en el ambiente exógeno aprovechando principalmente la energía externa y en forma indirecta la interna.

PETROGRAFÍA Y PETROLOGÍA

La **petrografía** es la rama de las Ciencias Naturales que estudia las rocas **descriptivamente**. Describe sus componentes minerales, sus formas y la relación en que se hallan, mientras que la **petrología** estudia fundamentalmente los mecanismos genéticos que dieron lugar a la roca.

Los rasgos que caracterizan cada tipo de roca reflejan por lo menos parte de su historia de formación. Es función del geólogo saber leer o interpretar tales rasgos para hacer una reconstrucción de la historia geológica del planeta. Ello hace que las rocas sean elementos fundamentales de la geología, como ya se mencionó. Dicho en pocas palabras, la historia del planeta queda registrada en las rocas y es el geólogo el encargado de leer e interpretar tal registro, como veremos en lo que resta de estos apuntes.

La mayor parte de las rocas son heterogéneas o sea constituidas por diversas especies minerales, solo algunas pocas son homogéneas, o sea monominerales. En el estudio de las rocas no solo es importante la composición sino que es fundamental el conocimiento de las relaciones entre los componentes individuales, la escala microscópica y la escala geológica (extensión y forma del yacimiento rocoso). La **textura** de una roca depende de las dimensiones de los componentes (grano), de sus formas y de la manera que están en contacto entre sí. La **estructura** es el conjunto de características de una roca a escala geológica y describe los aspectos derivados de la deformación sufrida por la corteza terrestre. La estructura comprende forma, dimensiones y articulación de los componentes de las rocas; la textura indica la disposición espacial como resultado de las fuerzas puestas en juego en el momento de la cristalización.

Las rocas, en general, derivan de cuatro procesos químico-físicos fundamentales, alguno de los cuales se pueden combinar:

- a) cristalización a partir de un fundido (rocas magmáticas).
- b) precipitación de una solución acuosa (rocas sedimentarias químicas).
- c) recristalización y/o neomineralización al estado sólido (metasomatismo y metamorfismo).
- d) proceso exógeno (destruye total o parcialmente cualquier tipo de roca preexistente para formar las rocas sedimentarias)

Cada uno de estos procesos posee su propia marcha y da origen a diversos tipos de rocas por variaciones en las condiciones físico-químicas del medio. Mientras el planeta posea

energía interna suficiente para hacer funcionar el Ciclo Endógeno y el Sol siga entregando energía a la atmósfera e hidrosfera haciendo funcionar el denominado Ciclo Exógeno, las rocas actuales pueden representar un estadio interrumpido de la evolución petrográfica planetaria y por ello ser testigos como relictos del proceso petrogénico, como se verá al final de esta segunda parte. Se debe tener en cuenta que en términos generales la unidad de tiempo en geología se puede considerar el millón de años y además que la tectónica va estrechamente relacionada a estos procesos.

Concepto de roca: La roca es un agregado natural de minerales (pueden participar sustancias amorfas, tipo vidrio volcánico u ópalo y/o limonitas). El agregado puede ser **monomineral** (anfíbolitas, cuarzitas, calizas, anortositas, etc.) o **polimineral** (granito, basalto, gneis, arenisca, etc.) que son las formas litológicas más abundantes. Algunos autores consideran rocas al hielo, petróleo, y a la turba.

una roca puede componerse de {
 Minerales
 Vidrio volcánico
 Oquedades
 Rellenos secundarios
 Lo que se fue (ya no está, pero su deducción suele ser importante).
 Fragmentos de otras rocas
 Fósiles

TIPOS DE ROCAS

En la naturaleza, generalizando, se pueden reconocer tres tipos de rocas:

I.-**Rocas ígneas** (eruptivas o magmáticas). El término ígneo deriva del Latín, *ignis* = fuego. El término eruptivas fue propuesto por Shand en 1947 ya que en estas rocas no hay fuego sino fusión. Una primera subdivisión de estas rocas está dada sobre la base del ambiente geológico (profundidad de emplazamiento) donde le corresponden diversas condiciones de presión en el momento de la cristalización. Se distinguen:

- **volcánicas o efusivas** (generadas a partir de un magma originado en profundidad y terminadas de congelarse (solidificarse) en superficie bajo presión atmosférica por lo cual se desgasifican y enfrían en corto tiempo).

-**hipabisales** (con características intermedias entre las volcánicas y plutónicas dado que su formación ocurre a escasa profundidad o sea cristalizan a profundidades intermedias con una presión que permite el escape de los fluidos. Generalmente son rocas filonianas tales como diques y también apófisis y lacolitos).

-**plutónicas** (cristalizadas totalmente en profundidad en forma lenta, bajo una presión que normalmente no permite el escape de los fluidos magmáticos)

Tanto las rocas hipabisales como las plutónicas son denominadas rocas **intrusivas**.

II.-Rocas sedimentarias

- epiclásticas
- piroclásticas
- químicas
- organógenas

III.-Rocas metamórficas: esquistosas y grano-blásticas

Todas las rocas poseen una organización que las caracteriza o identifica que se define por un conjunto de rasgos que se refieren al modo de presentarse en el campo, a la estructura y a la textura.

Toda roca representa el equilibrio mineral para ciertas condiciones físico químicas de la naturaleza. Además de ser caracterizada por una asociación mineral (**paragénesis**), posee una disposición espacial de los minerales (**textura**) y un **modo de presentarse** solo visible a gran escala en el campo (por ejemplo stock, colada, prisma sedimentario al pie de montaña, asociaciones litológicas que caracterizan a ciertos ambientes, etcétera).

Read en 1944 denominó a estas rocas bajo el punto de vista genético como:

1) **Rocas neptónicas** (sedimentarias, principalmente marinas)

2) **Rocas volcánicas** (efusivas e hipabisales)

3) **Rocas plutónicas** (metamórficas, migmatitas, metasomáticas, graníticas).

Los tres términos hacen referencia a los dioses de la mitología griega: el de las profundidades marinas, el forjador de metales que tenía sus fraguas debajo del volcán Etna en Sicilia, y dios de los infiernos en las profundidades, respectivamente.

MINERALES FORMADORES DE ROCAS

Los minerales más comunes formadores de rocas son unos 20 entre los cuales, según Barth, se puede resumir la siguiente Tabla 21:

Tabla 21

cuarzo.....	12,4%
feldespato alcalino.....	31,0% (FK + Ab)
plagioclasas	29,2%
piroxenos	12,0%
hornblenda	1,7%
biotita	3,8%
muscovita	1,4%
olivina.....	2,6%
nefelina.....	0,3%
minerales opacos	4,1%
clorita + serpentina	0,6%
apatita.....	0,6%
titanita	0,3%
Total:	100,0%

MINERALES ÍGNEOS

Los elementos químicos principales constitutivos de las rocas ígneas se observan en la siguiente Tabla 22 y conforman el 98% de los elementos que constituyen la corteza terrestre:

Tabla 22

Elemento	Abundancia en %	Concentración en peso (ppm)	valencia	radio iónico Å
O	46,6	466.000	-2	1,33
Si	27,7	277.000	4	0,48
Al	8,1	81.000	3	0,61
Fe	5,0	50.000	2 3	0,86 0,73
Ca	3,6	36.300	2	1,08
Na	2,8	28.300	1	1,10
K	2,6	25.900	1	1,46
Mg	2,1	20.900	2	0,80
Ti	0,4	4.400	4	0,69
H	0,1	1.400	1	—
P	0,1	1.050	5	0,35
Mn	0,01	950	2	0,91
C	0,002	200	4	0,16
Cl	0,001	130	-1	1,72

TOTAL: 994.290 ppm o 99,43 % en peso

El O₂ es el elemento más abundante en peso. Le sigue el Si con un radio iónico pequeño. La disparidad de los tamaños y cargas selecciona los caminos con que cada uno de ellos forma minerales.

Las reglas que gobiernan la unión de los elementos entre sí para formar estructuras cristalinas fueron propuestas, como se vio, por Pauling en la década de 1930. Estas reglas describen la geometría y el balance de cargas electroestáticas de las estructuras minerales pero no especifican los elementos químicos involucrados. Los iones pueden ser imaginados compitiendo por lugares en las estructuras cristalinas y sólo aquellos iones que tengan **carga** y **radio** parecidos pueden competir para ocupar un lugar en la estructura cristalina. Además ello depende de la **abundancia** de tales iones y de la **energía** requerida para liberar a dicho elemento del lugar de reservorio.

Las relaciones de estos cuatro factores son complejas y determinan cual elemento ocupará más frecuentemente una posición dada en la estructura.

Entre las más importantes sustituciones

iónicas que pueden formar **soluciones sólidas** de muchos minerales pueden citarse:

El Fe⁺² por Mg⁺² en las olivinas.

El K⁺ por Na⁺ y Fe⁺³ por Al⁺³ en las perlitas ya que son predecibles por el parecido de carga y diámetro.

También es común el reemplazo de Si⁺⁴ en coordinación 4 por Al⁺³, Fe⁺³, P⁺⁵ y Ti⁺⁴ y todos salvo el Ti requieren sustitución iónica para balancear las cargas.

Las más frecuentes sustituciones iónicas son:

— Ca⁺² por Na⁺ y Al⁺³ por Si⁺⁴ en las plagioclasas.

Estos conceptos se basan en que los iones se comportan como esferas rígidas con radios constantes, pero esto no es estrictamente cierto. La tabla muestra que los primeros 8 elementos forman la mayor parte de los minerales de la corteza terrestre. Los iones compiten para ocupar posiciones en la estructura cristalina. El resultado de estas tendencias combinadas

es que de aproximadamente 5000 especies minerales que se conocen, alrededor de 20 son las que abundan en la corteza terrestre y en el manto.

Dentro de los minerales raros (que son mayoría), por ejemplo la **casiterita** (SnO_2) es estable químicamente pero el Sn no es abundante. Otro como la **holdamita** (SCa) contiene elementos abundantes pero no es estable en las condiciones físico-químicas de la corteza.

Los minerales más abundantes en la corteza terrestre y en el manto superior son los silicatos que están contruidos por tetraedros de $[\text{SiO}_4]^{-4}$ que se ubican en el espacio según distintos diseños.

El químico analítico expresa sus análisis en forma de óxidos en parte porque el O^- es el anión más abundante pero sobre todo como resultado de una tradición ya que así se expresaban los análisis en la química antigua. De tal manera que los óxidos de: SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - FeO - MnO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - P_2O_5 - CO_2 y H_2O sirven por lo menos para

el 95% de la composición química de casi cualquier roca sea ígnea, metamórfica y/o sedimentaria.

Los únicos minerales formadores de rocas que no pueden ser expresados por estos 13 óxidos son los $\text{SO}_4^{=}$ y los haluros (comunes en rocas sedimentarias) y sulfuros, monacita y cromita que constituyen habitualmente menos del 1% de una roca ígnea.

MINERALES MÁS COMUNES FORMADORES DE ROCAS

	Ópalo (amorfo)
Grupo de la silice	Calcedonia (criptocristalina) cuarzo α (Trigonal)
	—573°C
	cuarzo β (Hexagonal)
(tectosilicatos)	—867°C
	tridimita (Rómbico)
	—1470°C
	cristobalita (Cúbico) >densidad

Grupo de los Feldespatos (Tectos.)	Feldespatos potásicos (FK)	sanidina	$\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlK}$ (monocl.)—volcánico
		ortosa	“ “ (monocl.) -volc.+plut.
		microclino	“ “ (triclin.)—plutónico
	Plagioclasas (triclin.)	albita	$\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlNa} < \text{t}^\circ$
		oligoclasa	
		andesina	
		labradorita	
		bitownita	
		anortita	$\text{Si}_2\text{O}_8\text{Al}_2\text{Ca} > \text{t}^\circ$
	Feldespatopides (no aparecen)	nefelina	SiO_4AlNa (Hexag., plut. y volc.)
leucita		$\text{Si}_2\text{O}_6\text{AlK}$ (Cúbico, volcánicas)	
sodalita		$\text{SiAlO}_4\text{Na}_8\text{Cl}_2$ (cúb.,plut. y volc.).	
lapislázuli con cuarzo)		$\text{SiO}_4\text{AlNa.SNa}$, piedra semipreciosa).	

Grupo de las olivinas (neso.)	forsterita (Fo)	SiO_4Mg_2	rómbico
	olivina	$\text{SiO}_4(\text{Mg,Fe})_2$	“
	fayalita (Fa)	SiO_4Fe_2	“
(la Fo no aparece nunca con cuarzo en las rocas ígneas).			

Grupo de los Piroxenos (inosilic.)	ortopiroxenos (rómbico)	enstatita	$\text{Si}_2\text{O}_6\text{Mg}_2$
		bronzita	$\text{Si}_2\text{O}_6\text{MgFe}$
	clinopiroxenos (monocli.)	augita	$[(\text{Si,Al})\text{O}_3]\text{MgFeCa}$ otros.....

Grupo de los anfíboles (inosil.)	ortoanfíboles (rómicos)	antofilita otros....	$\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{Mg,Fe})_7(\text{OH})_2$
	clinoanfíboles (monoclin.)	hornblenda otros....	fórmula compleja con Fe, Mg, Ca, Na, K y (OH)

Grupo de las micas (filosilicatos)	muscovita	$[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH,F})_2\text{Al}_2\text{K}$
	biotita	$[\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{Al,Fe}^{+3})](\text{Mg,Fe}^{+2})_3\text{K}_2(\text{OH})_2$
	lepidolita	$[\text{Si}_4\text{O}_{10}]_2(\text{F,OH})_4\text{Al}_2\text{Li}_4\text{K}^2$
	otras	

Los **minerales accesorios** que se indican a continuación son primarios pero abundan en una roca ígnea en cantidades menores del 1%.

Minerales accesorios <1%	magnetita	Fe_3O_4
	hematita	Fe_2O_3
	rutilo	TiO_2
	corindón	Al_2O_3
	circón	SiO_4Zr
	titanita	SiO_5TiCa
	apatita	$\text{P}_2\text{O}_8\text{Ca}_3$
	monacita	$\text{PO}_4(\text{Ce,L a,Y,Th})$
	pirita	S_2Fe
	fluorita	F_2Ca
		$\text{X}=\text{Ca,Mg,Fe,Mn}$
	granates	$\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{X}_3\text{Y}_2$ $\text{Y}=\text{Fe}^{+3},\text{Al,Cr,Ti}^{+3}$
	turmalina otros....	$\text{Na}(\text{Mg,Fe,Mn,Li,Al})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH,F})_4$

Estos minerales se generan principalmente en el ciclo exógeno.

Minerales secundarios o de alteración	arcillas	grupo de la caolinita	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$
		grupo de la illita	$\text{KAl}_4[\text{Si}_7\text{AlO}_{20}](\text{OH})_4$
		grupo de la montmorillonita	$(\text{Ca,Na})(\text{Al,Mg,Fe})_4[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4.n\text{H}_2\text{O}$
	cloritas	$(\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$	
	epidoto	$\text{CaFe}^{+3}\text{Al}_2\text{O.OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$	
	ceolitas	$(\text{Na,K}_2\text{Ca,Ba})[(\text{Al,Si})\text{O}_2]_n.x\text{H}_2\text{O}$	
	serpentina otros.	$\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$	

Minerales propios de las rocas metamórficas. Estos minerales son propios sólo de rocas metamórficas.

wollastonita	SiO_3Ca
grafito	C
andalucita (Rómb.)	SiO_5Al_2
sillimanita (")	"
cianita (Triclin)	"
cordierita	$\text{Si}_5\text{O}_{18}\text{Al}_4\text{Mg}_2$
talco	$\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Mg}_3(\text{OH})_3$
glaucofano (Monocl.)	$\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
otros....	

A las rocas eruptivas se las suele llamar, también, **rocas ígneas**, y en este caso se acepta que se forman por el enfriamiento de un "líquido" llamado **magma** (del Griego = pasta o masa). Por la observación directa de los derrames lávicos es evidente que las rocas volcánicas se forman a partir de un magma. Pero respecto de las rocas plutónicas, su génesis no es tan clara, ya que no se puede observar directamente su formación pues ésta ocurre en profundidad en la corteza terrestre. En la década de 1950, en el mundo, se amalgamaron las dos escuelas o los dos tipos de pensamientos fundamentales:

A) Pensamiento magmatista: el magma se genera en algún lugar del interior de la Tierra (corteza inferior o parte superior del manto) y se propaga hacia arriba como una lava volcánica alojándose en algún lugar de la corteza terrestre y ahí cristaliza dando lugar a las rocas plutónicas Figura 75.

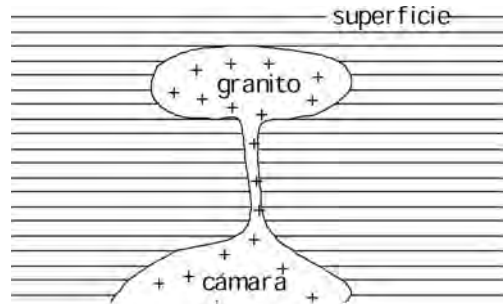


Figura 75. Esquema de una cámara magmática que alimenta a un plutón (granito).

B) Pensamiento transformista: los plutones se forman "in situ" o casi "in situ", con el agregado de un aporte químico importante ya sea en forma de inyección más o menos sutil de magma, ya sea como soluciones impregnantes (*icores*, del Griego = sangre de los dioses) (transformistas húmedos), ya sea por difusión iónica a lo largo de las interfases de los cristales preexistentes o a través de ellos mismos (transformistas secos) Figura 76.

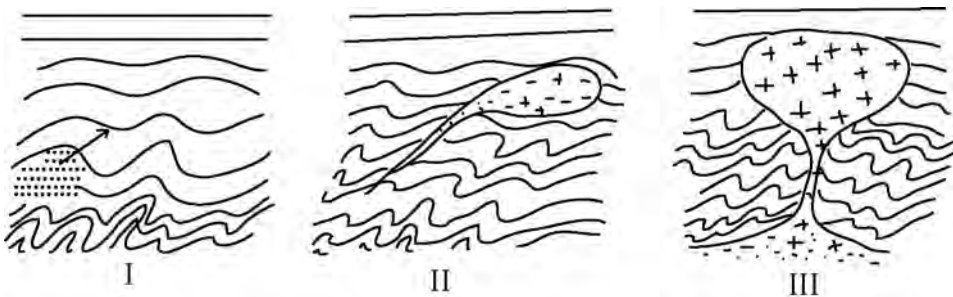


Figura 76. Esquemas que muestran la evolución desde la anatexis (I) al magmatismo (III). El caso (III) indica una variante intrusiva tipo diapiro generada por el mismo mecanismo transformista, se aprecia la perforación (intrusión) y deformación de los estratos de las rocas sedimentarias (roca de caja).

Ambas escuelas, magmatistas y transformistas, aceptan en general el concepto de **anatexis** (término fundado por Sederholm en 1913: refusión y/o disolución de una porción de la corteza terrestre en el interior de la corteza terrestre) para fenómenos ocurridos a grandes profundidades. Las rocas formadas por anatexis parcial, es decir es una roca mixta, en parte metamórfica y en parte formada por fusión, se denominan **migmatitas** (migma del Griego = mezcla) ya que serían rocas de mezcla donde se reconoce un **paleosoma** o roca antigua de la cual por diversos mecanismos se escindió el **neosoma** que es de composi-

ción granítica. Una variante de este concepto es la **anatexis diferencial** de Eskola (1933) en la que los minerales de más bajo punto de fusión de una roca preexistente a una gran profundidad, comienzan a fundirse primero en forma diferencial con los de mayor punto de fusión. Los fluidos así formados, que en general son de composición granítica, se movilizan y embeben a otras rocas más alejadas granitizándolas o sea transformándolas cada vez más parecidas a un granito. Esencialmente la idea de anatexis no difiere mayormente del concepto de transformación (escuela transformista) Figura 77.

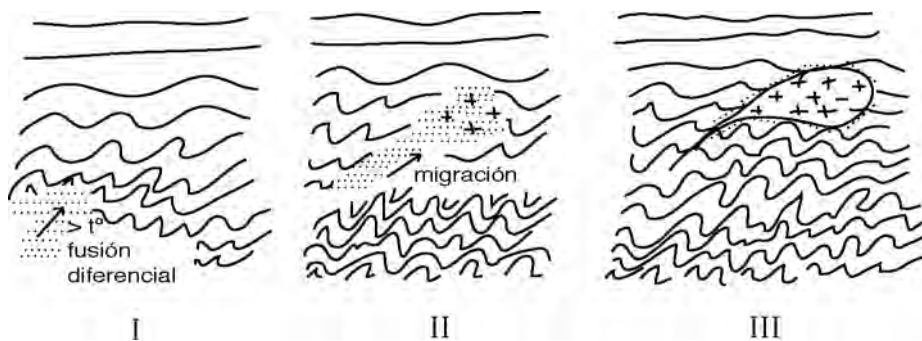


Figura 77. Esquema similar al de la figura anterior donde la fusión diferencial va formando el plutón final. El estadio I representa el lugar donde se produce la fusión diferencial, el estadio II representa la migración de la fusión y el estadio III el emplazamiento del plutón con deformación de la roca de caja.

En la década de 1950, la escuela inglesa estaba representada, entre otros, por Reynolds que suponía que un diapiro (masa rocosa de comportamiento plástico que por contraste de densidad con la roca que la contiene, de acuerdo con el Principio de Arquímedes, asciende dentro de la corteza), ascendente está formado por rocas que en un nivel bajo son migmatitas y se vuelven cada vez más homogéneas, o sea más parecidas a un granito debido al amasamiento mecánico causado por movimientos y por un intercambio químico (con apropiadas adiciones y sustracciones con los fenómenos de recristalización). De esta forma una **migmatita** asciende al estilo de un diapiro se transforma gradualmente en una **nebulita** (Sederholm, 1913) y eventualmente, si el proceso continúa lo suficientemente, evoluciona a un **granito** homogéneo. Si la recristalización sobrevive al movimiento, tal como ocurre en

los diapiros de sal, todos los rastros del flujo serán borrados. Sin embargo cuando los diapiros graníticos alcanzan las zonas de fracturas, existen evidencias de fusión que puede salir a la superficie y generar volcanes ácidos.

Todos estos fenómenos evidencian que la materia en estas condiciones físico-químicas adquiere propiedades plásticas que permiten su deformación sin fracturamiento y su migración o desplazamiento o intrusión hacia niveles superiores de menor energía. Si este material plástico es liberado repentinamente de las presiones de tipo litostático o "hidrostático" que soporta puede fluidificarse más hasta adquirir características de líquido y entraríamos en la etapa magmática de la génesis de las rocas plutónicas si su emplazamiento es en zonas superiores de la corteza terrestre.

Los cuerpos graníticos se asocian con el tiempo, espacio y carácter. Read en la década

de 1950, con sus "series graníticas", Figura 78, da unidad a los procesos de granitización, migmatización y metamorfismo. El **lugar** puede variar verticalmente u horizontalmente, las diferencias de tiempos pueden ser pequeñas o inmensas, los **caracteres** pueden ser

aparentemente inconstantes, y aunque puede haber "granitos y granitos" (granitos ígneos y granitos metasomáticos), la mayor parte de ellos son del mismo tipo y todos pueden tener una conexión de origen.

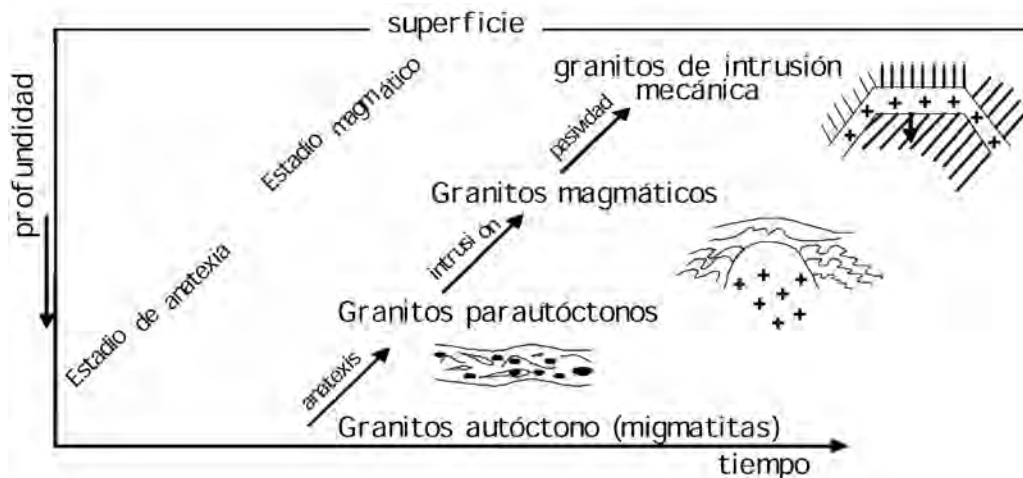


Figura 78. Diagrama de Read donde se aprecian los distintos tipos de granitos generados en función de la profundidad de emplazamiento y el tiempo de formación. Se contempla la evolución de los distintos tipos de granitos de acuerdo a la profundidad y el tiempo transcurrido desde el inicio del proceso.

Esta evolución espacio-temporal, se asocia a los cinturones orogénicos. Los granitos profundos (autéctonos) estarían asociados o relacionados a **migmatitas** que son rocas de mezcla, como se dijo, además poseen distribución regional y están formadas más o menos "in situ" durante o poco después del período de plegamiento del cinturón móvil (orogenia) y por ello se los considera **sintectónicos**. Se generan por la migración y agregación de material granítico producido durante la migmatización y palingénesis. Este material puede desplazarse en forma de magma y dar lugar a los granitos ígneos o en forma de **migma** (del Griego = mezcla) constituido por una "pasta" de granos sólidos lubricados por fluidos intersticiales.

Los granitos **paraautéctonos** son los que se han desplazado poco respecto al lugar de origen, por lo general se localizan en terrenos afectados por metamorfismo regional y poseen una aureola de migmatitas. Los granitos que han migrado más lejos son generalmente de tectónica tardía o **postectónicos**.

Pueden emplazarse en rocas de cajas con bajo metamorfismo e incluso no metamorizadas y además pueden llegar a la superficie terrestre dando lugar a rocas volcánicas ácidas e intermedias.

El magmatismo está siempre asociado a fenómenos de deformación de la corteza terrestre (orogenias). Las migmatitas y muchos batolitos son considerados como cuerpos plutónicos formados por sustitución y no por desplazamiento de la roca de caja creándose un enfrentamiento entre ambas teorías debido al problema de **espacio** de emplazamiento (el espacio donde se supone que debería ubicarse el magma generado a mayor profundidad para cristalizar y dar origen a una roca plutónica). El esquema de las series graníticas "soluciona" este problema, no obstante, muchos otros problemas relacionados con la génesis de los componentes de la serie permanece sin solución.

Resumiendo: Las rocas magmáticas o ígneas son el producto final de la consolidación de un magma, masa fundida de composición esen-

cialmente silicática, rica en elementos volátiles, generada en la profundidad terrestre por la fusión de masas sólidas preexistentes. La fusión parcial del manto da lugar al **magma primario** o primordial de composición basáltica, del cual derivan por diferenciación casi todas las rocas puestas en superficie por erupción (rocas **volcánicas o efusivas**) o inyectadas en la corteza a diversas profundidades (rocas **hipabisales o filonianas**). En cambio la fusión de masas profundas de origen cortical (Sial), lentamente hundidas por motivos de equilibrio isostático hasta llegar a temperaturas de fusión de alguno de sus componentes de más bajo punto de fusión, da origen a masas anatócticas (anatexis). Estas son muy viscosas, pues son ricas en componentes todavía sólidos ligados por una película fundida de composición predominantemente granítica, que puede evolucionar y generar los magmas graníticos.

Estos dos tipos de magmas poseen modalidades distintas y por lo tanto poseen escasa afinidad. Se ha demostrado experimentalmente que de un magma basáltico por diferenciación se puede obtener magma granítico, pero el proceso inverso no es posible.

Las rocas basálticas y sus derivados constituyen esencialmente el piso oceánico o sea se forman en las dorsales centro oceánicas, además se conocen grandes derrames basálticos continentales. Mientras que las rocas graníticas y sus derivados son continentales y tienden a formar grandes masas (stocks y batolitos). Entre las rocas de composición intermedia entre basaltos y granitos dominan las andesitas, en gran parte debidas a la mezcla entre material cortical y nuevo magma (rocas híbridas) o derivadas de situaciones que no han alcanzado el equilibrio.

El basalto primario, después de su formación a partir de las rocas ultrafélicas (rocas ricas en minerales oscuros como olivinas, piroxenos, principalmente) del manto, se intruye por medio de fisuras profundas (caso Deccan en la India o la dorsal centro atlántica) o es afectado por un proceso de **diferenciación** durante el cual da origen a magmas de composiciones diversas. El tipo de roca final depende de:

- la composición de la roca inicial y de su eventual heterogeneidad.
- la temperatura a la cual ocurrió la fusión

(cuando más alta es la temperatura de fusión la nueva roca es más rica en componentes básicos).

- el tiempo que duró el fenómeno anatóctico.
- la disponibilidad y la movilidad de los componentes volátiles, cuya presencia favorece tanto la fusión como la homogeneización de la masa.

Solo pequeñas porciones, en las que se concentra una fase volátil, consigue la capacidad de intruirse bajo la forma de plutones circunscriptos (granitos, sienitas de contactos netos), filones y cuerpos pegmatíticos y aplitas o también de llegar a la superficie terrestre dando lugar a ignimbritas y pórfiros y a veces como coladas lávicas (riolitas). La mayor parte del material queda "in situ", bajo la forma de inmensas estructuras profundas esfumadas que fueron permeadas dando lugar a las migmatitas.

¿Dónde se genera el magma? Según la teoría de la **tectónica de placas** la envoltura litológica externa de la Tierra está compuesta por grandes placas rígidas, llamadas **placas litosféricas**, que a su vez están constituidas por una parte superior, la **corteza** (oceánica o continental) y una parte más profunda, el **manto superior**. Estas placas se desplazan unas respecto de las otras sobre una capa más caliente y más dúctil, la **astenosfera**. Bajo el punto de vista moderno geotectónico, existen en general tres lugares donde se generan los magmas que originan a las rocas ígneas:

El **primer** lugar, el más importante volumétricamente, es donde se genera la litosfera oceánica que se crea en forma continua a lo largo de 60.000 km de las dorsales medio-oceánicas que rodean al globo. Cada una de estas dorsales corresponde a una zona de fractura generada por tensión a lo largo de la cual se crean las placas oceánicas a causa de un ascenso continuo, desde el manto, de magma basáltico muy caliente (**fenómeno de acreción oceánica**). A medida que la litosfera recién creada se aleja de la dorsal (a una velocidad de pocos cm/año a más de una decena de cm/año) se enfría y se hace más densa y más gruesa para converger hacia las fosas oceánicas (**zona de subducción**) donde son subducidas o sumergidas por debajo de una placa

oceánica o una placa continental. O sea que en este lugar se genera un magma basáltico que proviene de la fusión parcial de las **peridotitas** (olivina + piroxeno) que constituye la astenósfera (parte plástica del manto). Esta fusión arrastra a parte de la peridotita y asciende en forma de diapiro derramándose a ambos lados de la dorsal en el fondo marino.

El **segundo** lugar donde se genera magma es en la zona de **subducción** donde una placa oceánica choca y se mete por debajo normalmente de una placa continental menos densa. Aquí además de magma basáltico cuyo origen proviene del manto, se genera también por fusión parcial de la corteza sílica otros tipos de magmas de composición más ácida que dan lugar a las rocas graníticas que son exclusivamente continentales.

El **tercero y cuarto** lugar, con menor intensidad de magmatismo, son **de intraplaca oceánica** y el **de intraplaca continental**, ambos generados por **plumas calientes** (hot spot).

¿Cómo se generan los magmas? Los magmas graníticos se forman a partir de fusión de rocas corticales sedimentarias en las condiciones físico-químicas reinantes a 20-30 km de profundidad aunque pueden participar en esta génesis otros tipos de rocas (metamórficas e inclusive otras de origen ígneo). De tal manera que se puede considerar como cíclica la historia de la corteza dado que los sedimentos que se forman en la superficie son soterrados por otros y procesos geológicos como por ejemplo la orogenia los lleva a profundidades de 20-30 km donde las condiciones físico-químicas reinantes producen la fusión generando magmas graníticos en etapas evolutivas, como hemos visto partiendo de sedimentitas-metamorfismo-migma-magma. El material sedimentario medio no posee exactamente la composición química del granito por lo que la formación de magma granítico deja un residuo menos silíceo. Repetido este ciclo varias veces puede ser uno de los mecanismos generadores de la capa sílica continental. Este mecanismo va a seguir ocurriendo hasta que se agote las fuentes de energía que lo producen. Recordemos que las fuentes térmicas principales son el calor residual, la radioactividad y el reajuste de densidad producido cuando material más denso se hunde por gravedad. En este último caso cuando el material rocoso se hunde en el

interior de la Tierra, cambia la energía potencial que poseía en la superficie, en energía cinética que se transforma en parte en deformación rocosa y en calor. O sea, en este último caso, el reajuste de densidad puede generar calor, pero también es cierto que el calor puede generar reajustes de densidad, por ejemplo la mayoría de los materiales fundidos tienen una densidad menor que la roca sólida correspondiente. En éste último caso, por Principio de Arquímedes, el magma tiende a flotar (ascender) dentro de la corteza terrestre por contraste de densidad con la roca de caja y a emplazarse como un plutón cuando se igualan ambas densidades o inclusive, ayudado por la descompresión de los volátiles, extruirse en la superficie generando el fenómeno volcánico.

Las maneras de explicar la génesis del magma serían así: A profundidades menores de 100 km, en el ámbito de la corteza terrestre, donde los materiales rocosos en general se comportan en forma frágil, un terremoto genera esfuerzos diferenciales y en el rozamiento entre las rocas se produce **calor** a un ritmo mayor que el que estas pueden disipar. El calor favorece la recristalización de las rocas acelerando la deformación. Puede haber un proceso de realimentación que podría provocar que la temperatura y la tasa de deslizamiento aumenten explosivamente produciendo terremotos. Este mecanismo si bien es probable se estima que en la generación de magma volumétricamente no debe de ser muy importante. La descompresión, la energía de roce recién mencionada, la radioactividad y el calor residual parcialmente funden a las rocas preexistentes generando un **magma**. Algunos autores no están de acuerdo con el mecanismo de roce y se inclinan por el mecanismo más importante el de la descompresión o sea que un material rocoso que se encuentra en profundidad caliente y asciende por contraste de densidad con la roca que lo rodea (Principio de Arquímedes), al disminuir la presión por el ascenso comienza a fluidificarse hasta transformarse parcialmente en un magma. En ambas líneas de pensamiento el calor radioactivo contribuye al proceso. En la Figura 79, de acuerdo a la tectónica de placas se esquematizan los dos lugares principales de la corteza terrestre donde se genera magma (en la subducción y en las dorsales centro oceánicas donde se produce la acreción del fondo oceánico).

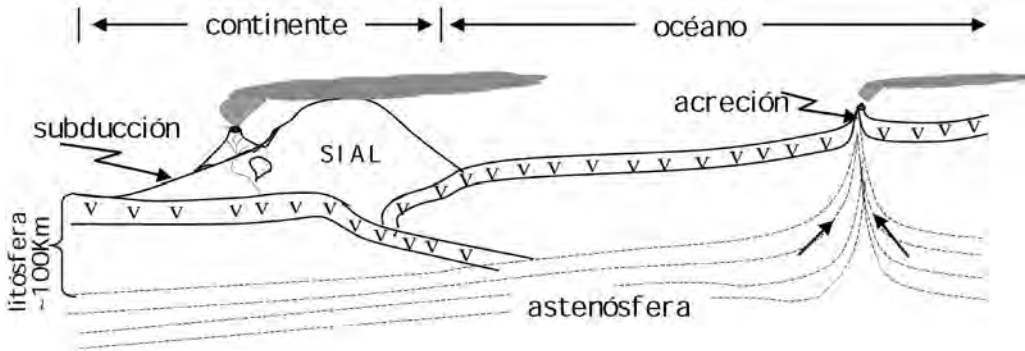


Figura 79. Los dos lugares principales en la corteza terrestre donde se genera magma de acuerdo con la teoría de la tectónica de placas son: en la zona de subducción, a la izquierda del esquema, donde el fondo oceánico se sumerge por debajo de la capa siálica continental generando fracturas que descomprimen al material rocoso fundiéndolo parcialmente. Dicho magma que es menos denso que la roca que lo contiene, asciende por descompresión y forma plutones y volcanes en la superficie. El segundo lugar es la zona de dorsales centrooceánicas donde las tensiones generadas por las corrientes convectivas más profundas producen fracturas que provocan descompresión con fusión parcial del manto plástico (astenósfera). Ese fluido es de composición basáltica y produce gabros y basaltos que van formando el piso oceánico.

MAGMA

A James Hutton en 1797, líder de la “**escuela plutonista**”, se le debe el concepto de magma. En esa época la hipótesis petrogenética más desarrollada era la **neptunista** de Werner (1749-1817) quién sostenía que las rocas de la corteza se habían formado por precipitación de un mar universal. Los avances en físico-química en el conocimiento de las leyes de equilibrio y las reglas de las fases produjo un mayor conocimiento en los procesos petrogenéticos y en especial condujo a un mayor entendimiento en el concepto evolutivo del magma.

El término magma deriva del griego y significa masa o pasta. Es una solución policomponental, en cuya composición predominan los silicatos que contienen principalmente Si, O, Al, Na, K, Mg, Fe y Ca y en menor cantidad óxidos y sulfuros y componentes volátiles como CO_2 , H_2O , F, Cl, S, P, etcétera. Los granitos y las granodioritas constituyen el 95% de las rocas plutónicas, mientras que los basaltos y andesitas constituyen el 98% de las rocas volcánicas. Muchos geólogos se fundamentan en estas cifras para pensar que existen o han existido dos tipos de magmas primarios:

Tipo **granítico** derivado de la fusión de la capa siálica.

Tipo **basáltico** procedente de la fusión parcial del manto

A partir de los magmas primarios se originarían los secundarios que darían origen a los restantes tipos de rocas ígneas. Otros autores piensan en la existencia de **un sólo magma primario**, que sería de composición **basáltica**. Este magma sería aquel que no deriva de ningún otro magma. ¿Cómo se formaría? Hay dos posibilidades:

1ro: que sea un relictos de la época en que la Tierra no era sólida.

2do: que se forme a partir de cualquier material sólido o vítreo que pueda ser fundido (anatexis) entre el manto superior y la corteza.

El segundo punto es el más probable.

Como se mencionó, los granitos-granodioritas-tonalitas son las plutonitas más abundantes, mientras que los basaltos son las rocas efusivas más abundantes, siendo las riolitas y gabros rocas no tan comunes. Winkler (1962) sobre la base de los trabajos de Tuttle y Bowen (1958) y Jodder y Tilley (1956) proponen el siguiente gráfico, Figura 80:

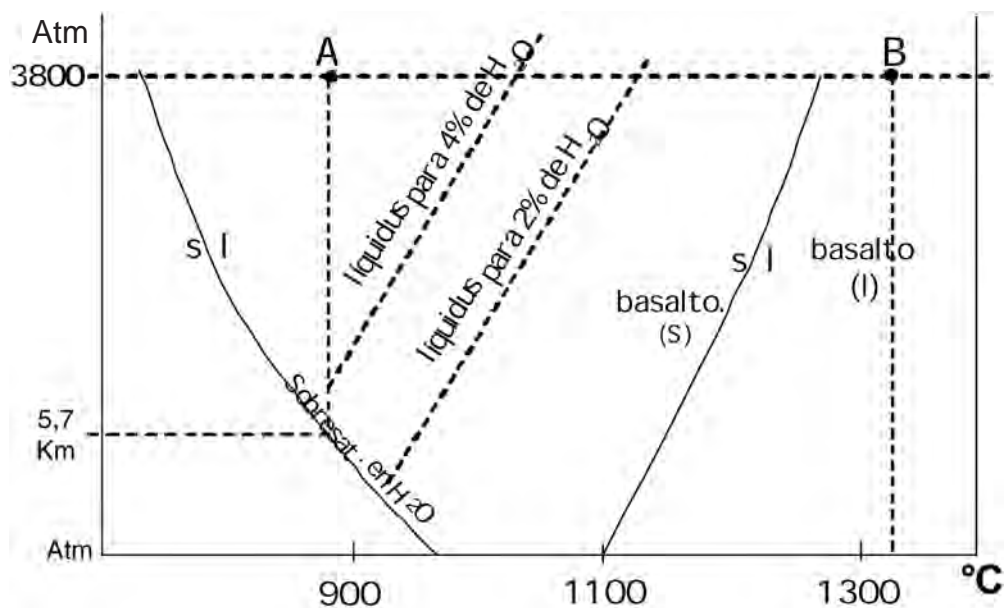


Figura 80. Gráfico P-T (presión-temperatura) que muestra las curvas de equilibrio sólido (s)-líquido (l) de los dos tipos de rocas ígneas más comunes, basaltos y granitos.

Se considera que un magma puede ser intrusivo si posee una fase líquida. La temperatura de fusión del granito con sobresaturación de agua aumenta con el descenso de la presión.

En **A**, Figura 7, tenemos un magma **granítico**: cuando asciende recién cristaliza a una presión de 5,7 km y a una temperatura de 700°C; para que pueda llegar a la superficie necesita una temperatura mayor de 960°C lo que es improbable para un magma anatóctico generado en la corteza terrestre. O sea que un magma ácido cristaliza generalmente en profundidad. O son magmatitas ácidas derivadas de magmas no anatócticos por ejemplo ¿derivado de la cristalización fraccionada de basalto? [tal volumen no podría derivar de basalto], ¿o es material síalico que sufrió temperaturas superiores a los 900°C?

A la inversa ocurre con un magma **basáltico**, en **B**, Figura 80, asciende a la superficie sin pasar jamás por el estado sólido. Los magmas ácidos tienen más agua y se generan a unos 20 km de profundidad, mientras que los basálticos provienen de 50 a 200 km de profundidad. Los magmas basálticos se generan en un rango de temperatura de 1200 a 1500°C y los graníticos en un rango de temperatura entre 550 a 800°C.

MAGMATISMO Y TECTONISMO

Considerando las siguientes tres suposiciones se llega a una hipótesis sobre las relaciones tipo de las rocas ígneas y su ubicación tectónica:

- 1.- los magmas son generados por fusión parcial del manto o corteza, no existe a lo largo de todo el planeta un depósito permanente de magma.
- 2.- la fusión es una respuesta a un proceso dinámico. El calor no puede ser "focalizado" en un pequeño volumen de alta temperatura y el calor radiogénico por sí sólo no es suficiente como para causar fusión, de modo que el magma debió generarse por uno de los tres siguientes mecanismos:
 - a) **ascenso térmico**: por la introducción de magma desde abajo o por fricción y cizallamiento, o por subducción para transportar la roca dentro de un régimen de mayor temperatura.
 - b) **disminución de la presión** por fallas: ascenso magmático por disminución de la presión.
 - c) **cambio de composición**, por metasoma-

tismo se generan minerales de menor densidad que fluyen por diferencia de densidad (diapirismo). Los tres son procesos dinámicos, no estáticos. Una masa estacionaria de roca de una composición fija y temperatura constante nunca comenzará a derretirse.

- 3.- Una vez generado el magma se desplaza hacia arriba a través de la corteza, instantáneamente en sentido de tiempo geológico, y aunque modificado durante el ascenso por **diferenciación** y/o **asimilación**, retiene algunas características que fueron impuestas en el lugar de su formación (características de tipo químico).

La **hipótesis** basada en estas tres suposiciones es: la composición de las rocas ígneas debería reflejar las condiciones tectónicas del momento de su emplazamiento. Dilucidar si estas condiciones son las del manto o las de la corteza son problemas de petrología avanzada.

DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

Los petrólogos del siglo XIX observaron que hay antipatías (minerales de origen ígneo que no aparecen juntos en una misma roca ígnea) y asociaciones mutuas (simpatías) entre los minerales formadores de rocas ígneas. Los pares menos probables de existir en una misma roca son: cuarzo y plagioclasa cálcica; muscovita y plagioclasa cálcica; muscovita y olivina; ortosa (FK) y olivina de magnesio; cuarzo y olivina de magnesio. Mientras que los pares que comúnmente coexisten son: cuarzo y ortosa; piroxeno y plagioclasa cálcica; hornblenda y plagioclasa media. Esto lo observó Bowen y en 1928 concluyó:..." aquellos minerales que pertenecen al mismo

período de cristalización tienden a asociarse y aquellos que pertenecen a períodos distantes generalmente no se encuentran asociados".... Bowen resumió en el diagrama de más adelante las asociaciones minerales en su **serie de reacción**.

La pluralidad de las rocas derivaría de las **diferenciaciones del magma primario**. O sea que a partir del magma primario se producirían diferenciaciones que darían al final los distintos tipos de rocas ígneas.

Existen diferentes mecanismos que pueden producir cambios en el magma, el más importante y significativo sería el **fraccionamiento del magma como resultado de la cristalización fraccionada** (cristalización fraccionada).

Como ya se dijo ciertos minerales de origen ígneo están asociados normalmente en la naturaleza debido a que cristalizan casi a la misma temperatura (p.e. la olivina y la labradorita son asociados típicos; el cuarzo, la ortosa y la oligoclasa es otra asociación típica [paragénesis]). Al mismo tiempo se conocen minerales que nunca aparecen juntos en una roca ígnea, tal el cuarzo y la forsterita; la muscovita y la labradorita, etcétera. Estas relaciones, como se dijo, implican una **cristalización fraccionada** del magma por enfriamiento y por lo tanto existe un orden de cristalización.

La diferenciación puede ser interrumpida en cualquier momento por acciones mecánicas que llevan a la intrusión o a la efusión con un enfriamiento más o menos rápido de la masa, bajo la forma de apófisis, lacolitos, facolitos, lopolitos, diques, stocks o batolitos, o coladas dando lugar cada una de ellas a texturas respectivas.

Bowen propuso el siguiente diagrama que se descompone en dos series, Figura 81, una continua que es la de las plagioclasas y otra discontinua que es la de los minerales ferromagnésicos.

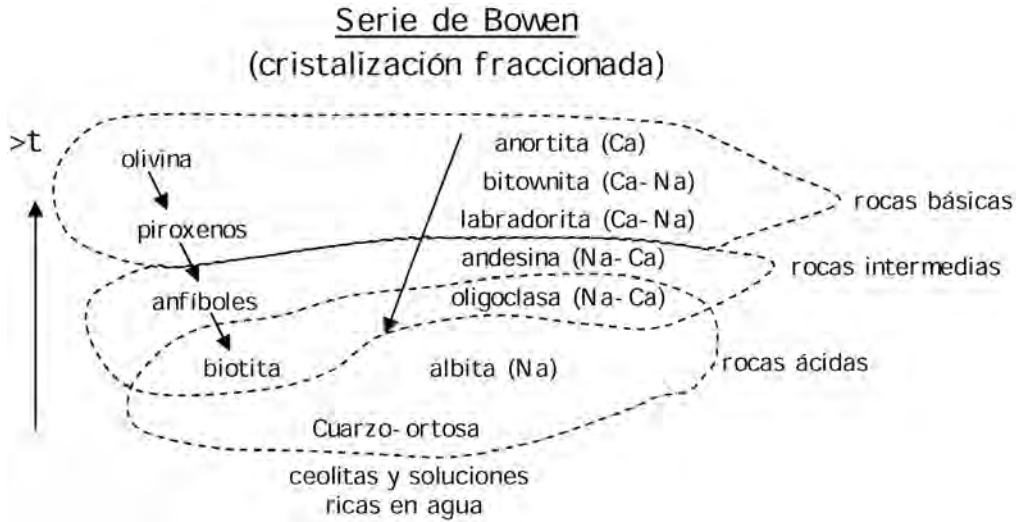


Figura 81. Diagrama de Bowen. Se observa con la disminución de la temperatura el orden de cristalización de un sistema basáltico. Las dos series, la continua de las plagioclasas y la discontinua de los minerales ferromagnesianos.

A partir de la temperatura de fusión del basalto (alrededor de 1200°C) los primeros minerales en cristalizar son algunos metales nobles (platino), sulfuros y espinelo (magnetita), que constituyen los denominados **componentes accesorios** que no son esenciales, pues no definen el tipo de magma. Siguen después los silicatos ricos en hierro y magnesio (olivinas), luego los ricos en Ca, K y Na enriquecidos en sílice (piroxenos) y finalmente los que poseen agua como los anfíboles y micas. Esto fue estudiado por Bowen en sus series de reacción, una **continua** o serie de las plagioclasas (la zonación de las plagioclasas es una evidencia de esta serie) y otra **discontinua** donde cada mineral formado a una temperatura es posteriormente reabsorbido al descender la temperatura formando uno nuevo (se comprobaría por la formación de coronas de reacción). El residuo de esta cristalización es rico en sílice, álcalis y agua y da lugar a las pegmatitas (rocas constituidas por cuarzo, albita, ortosa, muscovita y minerales raros a temperaturas del orden de los 600°C). Los fluidos residuales, esencialmente acuosos producen venas hidrotermales y fumarolas.

El fraccionamiento del magma por cristalización se acentúa por la tendencia a hundirse dentro del líquido los minerales pesados y a

flotar los minerales livianos (**flotación**). Este fenómeno puede producir estratificación dentro de las rocas ígneas. Las corrientes gaseosas pueden producir diferenciación ya que las burbujas se pueden adherir a los cristales y hacerlos flotar. Otro proceso es el **filtro prensaje**, donde los líquidos residuales finales contenidos en una masa de cristales son expulsados por presión de un lugar a otro de la cámara magmática, o bien migran a las grietas que cortan al material ya solidificado.

La evolución de un magma puede estar influida por la interacción de él con su propia caja ya que puede incorporar mecánicamente trozos de la roca de caja (**xenolitos**) y luego disolverlos (si su energía lo permite) cambiando su propia composición. Este mecanismo se denomina **asimilación**.

En la evolución de un magma puede ocurrir que se generen líquidos **inmiscibles**, por ejemplo silicáticos y sulfuros generando, sus cristalizaciones, diversidad de rocas.

ETAPAS DE CONSOLIDACIÓN DE UN MAGMA

Los primeros minerales que se forman dentro del magma son anhídros pues se desa-

rollan a altas temperaturas en fusiones que contienen pocos volátiles (hiperfusibles o fugitivos), tales minerales se llaman **pirogénicos**. Su formación conduce al enriquecimiento del líquido residual en componentes volátiles que más tarde permite la formación de minerales hidroxilados como los anfíboles y micas a los que se los denomina **hidatogénicos**. En la cristalización de un magma se suelen distinguir las siguientes etapas sin que en ello haya un acuerdo generalizado de los petrólogos:

Etapla ortomagmática: es la primera etapa donde se forman los minerales pirogénicos. Algunos autores admiten en esta etapa minerales hidatogénicos de poco contenido en agua.

Etapla pegmatítica: a temperaturas entre 600 y 800°C sigue esta etapa, durante la cual subsiste el equilibrio entre la fase líquida, cristalina y gaseosa.

Etapla pneumatolítica: ocurre a temperaturas entre 600 y 400°C en la que existe un equilibrio de gases y cristales.

Etapla hidrotermal: ocurre entre temperaturas de 400 a 100°C en la cual se mantiene en equilibrio cristales, soluciones acuosas y gases acuosos. Esta etapa es muy importante económicamente ya que dentro de ella se desarrollan los yacimientos vetiformes (Au, Ag, Zn, Pb, Cu, etc.)

Los líquidos y volátiles residuales de la cristalización de un magma producen alteraciones y reemplazos de los minerales pre-existentes. Estos procesos post-magmáticos son denominados **deutéricos** y generan en las rocas así afectadas fenómenos de albitización, cloritización, epidotización, carbonatación, etcétera.

EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

La composición de los magmas primarios (basálticos) puede ser modificada para dar una gran variedad de rocas por diferentes mecanismos (diferenciación, asimilación, mezcla de magmas, inmiscibilidad).

Se suponen dos magmas primarios (basáltico y granítico), los magmas restantes se formarían por diferenciación de estos, especialmente el basáltico.

Bowen trata de explicar como ocurre esta diferenciación por medio de su teoría de la cristalización fraccionada, como vimos. Esta teoría trata de la separación del magma de los cristales que en él se forman; explica Bowen que estas separaciones ocurren por fenómenos de reacción **peritética** y de **solución sólida**, previamente Vogt habría tratado de explicar lo mismo por medio de los sistemas **eutécticos**.

Durante la cristalización de un magma basáltico se forman las dos series de reacción ya mencionadas. Durante la cristalización de los minerales más básicos el magma se va empobreciendo en Fe, Mg y Ca y se va enriqueciendo en Si, K, Na y OH; o sea que se va pasando de una composición gábrica a una granítica. Estos mecanismos evolutivos se estudian por medio de diagramas de fases de 2 y 3 componentes, Figuras 82 y 83:

DIAGRAMA DE FASES CON PUNTO INCONGRUENTE

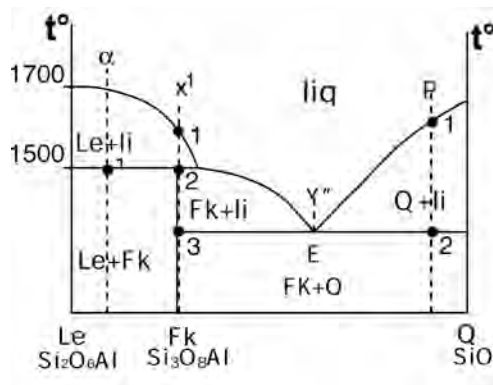


Figura 82. Diagrama de fases temperatura-composición leucita-ortosa-cuarzo. Q = cuarzo, Le = leucita, FK = ortosa.

- liq. X: en 1 tenemos liq. + Le
en 2 tenemos Le + FK
- liq.x': en 1 tenemos liq. + Le
en 2 tenemos liq. + FK
en 3 tenemos FK + Q
- liq.x'': en E tenemos liq. + FK y Q
- liq. P: en 1 tenemos liq. + Q
en 2 tenemos Q más FK

R o punto peritético: en éste punto el sólido

do es tan inestable que se descompone a una T° por debajo de su punto de fusión. De donde el sólido no está en equilibrio con el líquido de igual composición. También se denomina **punto incongruente**.

E o punto eutéctico, en este punto los sólidos están en equilibrio con el líquido. Es la T° más baja a la cual se funde cualquier mezcla de este sistema.

DIAGRAMA DE FASES CON PUNTO EUTÉCTICO

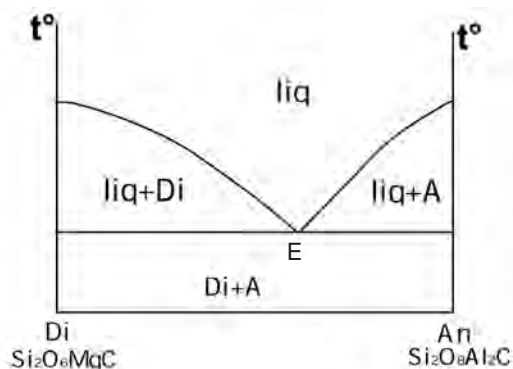


Figura 83. Diagrama de fases temperatura-composición diópcido-anortita

adiabático adj. (Gr., adiabatos, que no se puede atravesar) Relativo a las transformaciones de los cuerpos que se realizan sin cambio de calor con el exterior. La compresión adiabática de un gas produce su calentamiento y su descompresión un enfriamiento.

SERIE CONTINUA DE REACCIÓN

—En este tipo de gráficos, Figura 84, los componentes son miscibles en fase sólida.

—La curva superior une puntos de composición del líquido. La inferior une puntos que indican la composición de los cristales que se forman a cada temperatura. Ambas curvas definen tres campos, el superior es líquido (l), el intermedio es líquido más sólido (l+s) y el inferior es sólido (s)

—El líquido de composición x comienza a

cristalizar al tocar la curva a la temperatura t_1 y da plagioclasa de composición y y en la que entran moléculas de Ab y An. Como la An es más abundante en el sólido que en el líquido de composición x, éste se enriquece relativamente en Ab y se desplaza por la curva al descender la temperatura (según flecha).

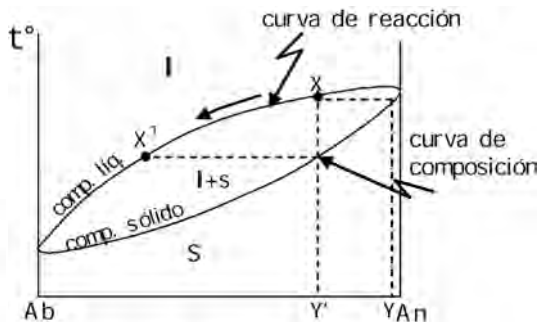


Figura 84. Diagrama de fases de reacción continua anortita-albita. l = líquido, s = sólido, x = sólido de composición y, x' = sólido de composición y'.

Junto con el líquido cambia la composición del sólido en equilibrio con el mismo; por lo tanto no sólo se separan cristales de esta nueva composición sino que los ya precipitados son atacados por el líquido y transformados hasta adquirir la composición del nuevo sólido (y').

Este fenómeno se repite durante todo el proceso en forma continua. El líquido no puede seguir descendiendo por la curva hasta que no haya modificado a todos los cristales.

El líquido se agota cuando llega a la temperatura t_2 en x' , siendo la composición de los cristales y' . De tal manera que un líquido de composición x al ir cristalizando la composición del sólido que se separa va cambiando de composición entre y e y' (ver figura 84). El sólido final es y' que posee la misma composición del líquido inicial x.

Diagrama de tres componentes: Estos diagramas se representan en un triángulo equilátero en cuyos vértices hay 100% de cada componente (100% de A, 100% de B y 100% de C). En la mitad del lado AB el punto posee una composición de 50% de A y 50% de B y 0% de C. El punto x en el interior del triángulo (caso general) posee la siguiente composición, Figura 85:

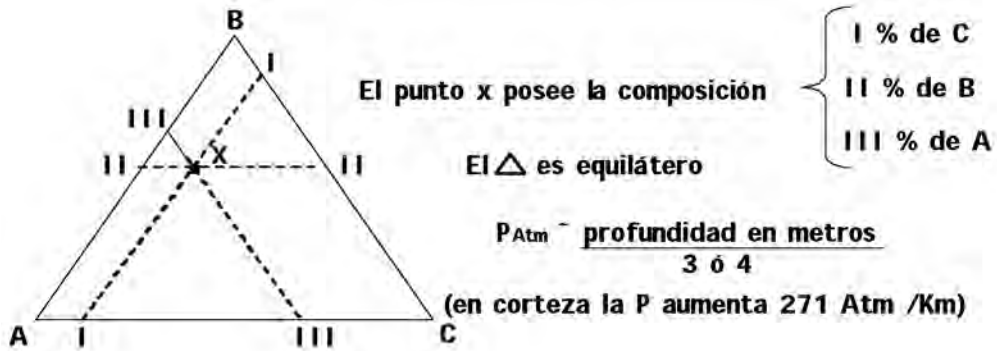


Figura 85. Diagrama de tres componentes

La **evolución magmática** que explica la diversidad de las rocas ígneas ocurre por los procesos de **diferenciación magmática** que es el proceso por el cual un magma se separa en porciones químicas y mineralógicas diferentes, pudiendo evolucionar cada una de ellas independientemente. Estos procesos conducen a una sucesión de rocas magmáticas diferentes unas de otras, teniendo todas ellas rasgos comunes y constituyendo las series magmáticas.

Los mecanismos de diferenciación que normalmente se proponen son:

- a) migración de iones o moléculas en un líquido.
- b) inmiscibilidad líquida (vale para los sulfuros).
- c) cristalización fraccionada (series de Bowen) donde se produce un orden de cristalización de acuerdo a la variación de temperatura. En este proceso además pueden actuar las corrientes gaseosas, la separación por gravedad y el filtroprensaje.
- d) asimilación de rocas de caja por el magma (rocas híbridas).
- e) mezcla de magmas (rocas híbridas)

Los procesos a), b) y e) se estiman poco importantes, el c) junto con sus subprocesos y el d) serían los más comunes y significativos. La **asimilación magmática** ocurre cuando un magma se contamina con su roca de caja. Las rocas que resultan de este fenómeno se denominan **híbridas**. Este tipo de rocas son comunes en los bordes de los grandes plutones (p.e. dioritas formadas por la asimilación

de un magma granítico cuyas rocas de caja son calizas y gabros).

Mezcla de magmas, las rocas híbridas en especial y las volcánicas y plutónicas someras pueden producirse también por mezcla de magmas parcialmente cristalizados.

El siguiente diagrama, Figura 86, muestra la variación de los constituyentes principales del magma representados en forma de óxidos versus la sílice y la abundancia de las rocas ígneas según la sílice: Se aprecia, en dicho diagrama, como con el aumento de la sílice los óxidos de Mg, Ca e Fe disminuyen, mientras que sucede a la inversa con los óxidos de Na y K. En cuanto a la abundancia de las rocas ígneas se observan dos altos en aquellas con contenidos del orden de 50 y 70 % de sílice. La alúmina se mantiene aproximadamente constante.

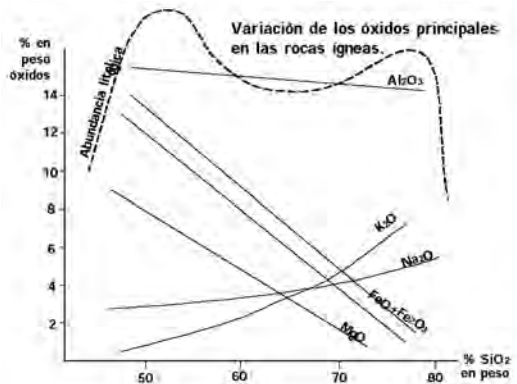


Figura 86. Diagrama de porcentajes de óxidos principales versus sílice total de las rocas ígneas. Se representan con la curva de trazos la abundancia relativa de las rocas según la abundancia de óxidos.

El magma contiene, además de los elementos ya mencionados, otros cationes y aniones que pueden tener importancia económica según su concentración. Algunos de los iones corresponden a : Pb, Sn, Zn, Ag, Au, Mo, Co, W, etc. así como S, Cl, B, F, y otros aniones que en general no entran en la composición de los silicatos.

Los volátiles que escapan del magma pueden llevar altas concentraciones de estos elementos que se infiltran en las partes superiores de la corteza en fisuras (diaclasas, fallas, etc.) o en forma diseminada, y con el descenso de la temperatura pueden precipitar dando lugar a depósitos minerales de interés económico, por ejemplo los denominados yacimientos hidrotermales.

Evolución del pensamiento magmatista

Según Celeuneer y Rabinowicz (1999) en la época de Hutton, hace dos siglos, ya se pensaba que los volcanes erupaban rocas fundidas, incluso este autor imaginó que también los granitos poseían el mismo origen. Hall, amigo de Hutton, trató de explicar porque las rocas volcánicas son vítreas y los granitos holocristalinos para ello experimentó en talleres de vidrieros y en 1798 demostró que el carácter vítreo u holocristalino depende de la velocidad de enfriamiento del fundido silicático y que el fenómeno vítreo-holocristalino es reversible por medio de la fusión (con esto nace la petrología experimental). Entre los años 1820 y 1830 ya los geólogos aceptaban que la corteza terrestre, salvo las rocas sedimentarias, se originaban a partir de un fundido denominado "magma". Este pensamiento promovió la idea de una Tierra fundida con una delgada corteza sólida. En esas épocas se planteaba que un volcán era el resultado de la fracturación ocasional de esa corteza con la erupción del magma correspondiente.

A fines del siglo pasado esta visión cambió por causa de la información sísmica y la interpretación que daban los geofísicos de la época. Estos estudios revelaban que la Tierra era sólida y recién para principios de siglo XX se descubría el núcleo de hierro fundido. En 1909 Mohorovicic, a partir de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, demostraba que la corteza, delgada película superficial de granitos, basaltos y sedimenti-

tas, envolvía una capa de rocas mucho más densas: el manto.

Estos descubrimientos hicieron admitir que un volcán era el resultado de un aumento local de la temperatura responsable de la fusión de una pequeña porción de la corteza terrestre. Pero aún se desconocía el origen de la anomalía térmica. Para ello se imaginaron varios mecanismos: concentración de elementos radioactivos en los continentes, calor producido por el rozamiento de los planos de fallas, etc. Estas explicaciones no daban razón de ser a la distribución de los volcanes en la Tierra ni la composición basáltica del 99% de las rocas volcánicas.

Celeuneer y Rabinowicz (1999) dicen que la explicación que fue dada para comprender la abundancia de los basaltos era que por debajo de la corteza había una "capa basáltica" que al fundirse de vez en cuando alimentaba a la mayor parte de los volcanes. Posteriormente surgió la idea del parentesco entre basaltos y las peridotitas que constituyen el manto terrestre. Ello se debía a que cada tanto aparecen xenolitos peridotíticos en los basaltos. Pero como las peridotitas contienen más Fe y Mg que los basaltos no se explicaban bien porque los basaltos provenían de ellas. Las respuestas la dió, en los años 20, Bowen con su "Cristalización fraccionada". La peridotita compuesta por olivina + piroxeno + espinelo + granate, como cualquier roca policomponental no tiene un punto de fusión sino un Dt^o de fusión, o sea que a una t^o llamada *solidus* comienza a fundirse parcialmente hasta alcanzar un valor térmico denominado *liquidus* donde todos sus componentes están fundidos. Entre las dos temperaturas la composición del líquido y del sólido residual va cambiando. Las experiencias de laboratorio muestran que la fusión moderada de peridotitas entre el 5 y 25% posee composición basáltica. Esto explicaría la abundancia de los basaltos en la superficie.

El geólogo belga Verhoogen en la década del 1950 estudió la distribución de la temperatura dentro del planeta a la luz de los movimientos convectivos en el manto. Los geofísicos unos años antes habían hablado de la posibilidad de movimientos convectivos en el manto. El mecanismo sería similar

al desplazamiento en estado sólido de un glaciar, o sea que esfuerzos no muy grandes aplicados durante mucho tiempo (en el caso del manto, decenas de millones de años) producen grandes efectos de deformación. La velocidad de los movimientos es de algunos centímetros por año. Para ese entonces, a principios de 1960, se propone que la convección sería el mecanismo de deriva de los continentes. Para el vulcanismo estas convecciones son importantes porque localizan en franjas estrechas, límites entre dos células convectivas, ascensos de temperatura.

¿PORQUE LAS PERIDOTITAS, QUE SON ROCAS MUY REFRACTARIAS, ENTRAN EN FUSIÓN?

El geólogo belga Verhoogen en la década del 1950 estudió la distribución de la temperatura dentro del planeta a la luz de los movimientos convectivos en el manto. Los geofísicos unos años antes habían hablado de la posibilidad de movimientos convectivos en el manto. El mecanismo sería similar al desplazamiento en estado sólido de un glaciar, o sea que esfuerzos no muy grandes aplicados durante mucho tiempo (en el caso del manto, decenas de millones de años) producen grandes efectos de deformación. La velocidad de los movimientos es de algunos centímetros por año. Para ese entonces, a principios del 60, se propone que la convección sería el mecanismo de deriva de los continentes. Para el vulcanismo estas convecciones son importantes porque localizan en franjas estrechas, límites entre dos células convectivas, ascensos de temperatura.

¿CÓMO SE DESPLAZA EL MAGMA HACIA LA SUPERFICIE?

Es en el contacto entre los granos que componen la peridotita donde comienza la fusión, de tal manera que en un principio el fundido está distribuido por todo el volumen de roca. A medida que el manto se descomprime, la fusión aumenta. Experimentalmente se demuestra que el proceso es gradual. Para

fundir el 1% del manto debe de haber una descompresión de 1 kb, o sea que la roca con el fundido debe de ascender unos 3 km. Si el ascenso es de unos 10 cm/año se tarda entre 30.000 y 300.000 años.

Cuando la relación magma/roca supera un cierto valor crítico las gotitas de magma se conectan entre sí. Este umbral se podría determinar con precisión en laboratorio si se conociese la composición química del líquido, especialmente el contenido de agua. Estos valores se estiman ya que aún no se los puede determinar. Cuando se comienzan a juntar las gotitas, como son menos densas que la roca que los contiene, por Principio de Arquímedes ascienden. Para conocer como son los mecanismos de ascenso que utiliza la naturaleza para el ascenso magmático se siguen tres caminos distintos:

- a) Experimentos de laboratorio.
- b) Simulación matemática del comportamiento magma-manto.
- c) Evidencias de campo.

El punto c) se estudia en aquellos lugares donde aflora el manto, por ejemplo en la región de Omán en el SE de Arabia o en cualquier otro lugar donde se encuentren ofiolitas. En estos afloramientos se encuentran huellas dejadas por el ascenso del magma y se trata de interpretarlas. Los líquidos migrantes poseen composición distinta a la de la roca que los contiene (peridotitas) y cuando cristalizan dan fases minerales distintas a las de la peridotita e incluso reaccionan dichos fluidos con los minerales preexistentes.

Las estructuras de migración se las divide en tres categorías cada una de las cuales corresponde a mecanismos físico-químicos muy distintos:

- 1) Diques producidos por inyección en fracturas.
- 2) Circulación a lo largo de las interfases de la peridotita (percolación intergranular)
- 3) Filtración favorecida por disolución selectiva de algunos minerales de la roca de caja o corrosión.

Las estructuras dejadas por estos mecanis-

mos son relativamente fáciles determinarlas, pero es más difícil determinar las condiciones físicas en que ocurrió cada una de ellas dado que estos afloramientos ofiolíticos son complejos por los efectos de la tectónica.

En Omán se pudo determinar muy bien el DT° de la paragénesis del basalto entre 1200° en la parte central y 1100° en los bordes. Estas paragénesis están zonadas desde facies pegmatíticas (zonas más fría y más rica en agua) en los bordes que van gradando a zona con filones de grano más fino (milímetros) de composición gábrica olivínica.

En el núcleo de la célula de convección la temperatura es homogénea, se lo puede considerar isoterma. Las peridotitas son ligeramente compresibles, 0,01% cada km de profundidad que las afecta. Esta compresibilidad genera un aumento de temperatura (calentamiento adiabático, ya que no implica intercambio de calor con el medio circundante) muy pequeño pero significativo (del orden de $0,3^\circ\text{C}$ cada km de profundidad).

Este gradiente es mucho más pequeño que el necesario para fundir parcialmente una peridotita, lo que explica la naturaleza fundamentalmente sólida del manto. Cuando más alta es la P más se aleja la posibilidad de ser fundido el manto, a pesar de que se calienta al comprimirse.

¿POR QUÉ SE FUNDEN LAS ROCAS?

En laboratorio la mejor manera de fundir una roca es calentándola, en el interior de la Tierra no es así. Desde luego, la temperatura aumenta con la profundidad, pero la presión aumenta más (entre la superficie y los 100 km de profundidad la temperatura aumenta 1300°C , pero la presión pasa de 1 a 30000 atmósferas, y cuanto más alta es la P mayor temperatura se necesita para fundir una roca. También interviene la composición química, en particular el contenido en agua ya que un 1% más de agua hace que el punto de fusión disminuya en 100°C . Las cosas se complican aún más ya que una roca no es un cuerpo puro, y por lo tanto no se funde en bloque. A una primera temperatura llamada de *solidus* se forman las primeras gotitas de líquido, pero solamente cuando se pasa el segundo umbral,

la temperatura de *liquidus*, superior en unos 200°C , la roca se funde. Entre las dos se habla de fusión parcial. Por lo tanto, para alcanzar estas condiciones y hacer que se funda el manto, o se tiene que aumentar la temperatura, o hidratar el material o disminuir la presión. Esta última posibilidad es la más frecuente en el Planeta. Cuando una porción del manto asciende sufre una descompresión y se funde progresivamente en los 100 últimos kilómetros. Bajo las dorsales, la fusión empieza por debajo de una presión próxima a 25000 Atm, es decir a unos 80 km de profundidad. En los penachos más calientes, se inicia antes, hacia 150-200 km e incluso más. En cuanto al agua, es el parámetro decisivo en las placas donde las rocas hundidas se han hidratado en el fondo de los océanos. Finalmente, el aumento de la temperatura también actúa en algunos lugares, por ejemplo cuando la corteza se calienta por contacto con un magma, pero éste es el mecanismo de fusión menos importante.

Cuando el manto asciende su velocidad es más que suficiente para que la descompresión que sufre sea adiabática. Si la descompresión continúa, el manto aunque haya disminuido la temperatura, comienza a fundirse o sea que el manto cruza su *solidus*. En la época de Verhoogen no había datos experimentales para calcular a qué profundidad comienza esa fusión. En la actualidad se conoce con una precisión razonable que el manto en el medio de una célula de convección tiene unos 1300°C y que comienza a fundir por debajo de una P de 25 Kb, es decir a unos 80 km de profundidad, pero como la litosfera tiene unos 100 km de espesor y es rígida y no es afectada por convección sino por conducción en cuanto al transporte de calor (3°C cada 100 m, grado geotérmico), solamente el manto se puede fundir en las zonas donde la litosfera es delgada debido a los procesos de estiramiento permitiendo que la descompresión adiabática siga a menores profundidades (caso de las zonas de rift, donde se separan dos placas). De tal manera que se estima que el 70% del vulcanismo terrestre se genera por descompresión. Dicho de otra manera, el manto está lo suficientemente caliente como para fundirse cuando se descomprime.

Las dorsales no son los únicos lugares donde se genera magma por descompresión. Los pun-

tos calientes generan de 5 al 10% del volcanismo actual (Hawai, islas Reunión, etc.). En estos lugares se alcanzan las condiciones de fusión parcial entre 150-200 km de profundidad.

Otra parte del volcanismo terrestre se gene-

ra en las zonas de subducción donde la descompresión adiabática es acompañada por la mezcla de fluido de origen cortical que modifican considerablemente el comportamiento de las peridotitas durante la fusión.

Las rocas son agregados de minerales, por lo tanto es necesario para su estudio, el reconocimiento de éstos. Pero ello no es condición suficiente ya que también es necesario conocer en qué relación se encuentran entre ellos los minerales, ya sea desde el punto de vista de la cantidad, ya sea de las relaciones espaciales, ya sea de los recíprocos contactos y formas.

De tal manera que para el estudio de una roca se necesita:

- 1) identificación del número y tipo de los minerales presentes.
- 2) determinación de sus relaciones espaciales, o sea de la forma, granometría, orientación, tipos de contactos, características todas estas que definen la **textura** de la roca.
- 3) determinación de las relaciones cuantitativas entre los minerales (**modo** de la roca).
- 4) eventualmente conocer la composición química de la roca, y sobre esta base hacer el cálculo mineral virtual o sea a través de los análisis químicos sobre roca total, denominado **norma**, cuyo significado es permitir una confrontación entre distintas rocas de un mismo tipo.

Todas estas observaciones se pueden realizar sobre pequeñas muestras en un laboratorio, pero no siempre definen con seguridad la naturaleza de la roca. Es necesario, entonces, agregar las observaciones de campo donde se puede apreciar la **estructura** de la roca, o sea el conjunto de características macroscópicas que ella desarrolló en el curso de su evolución por efecto de los agentes geológicos (p.e. en el caso de las rocas sedimentarias el tipo de estratificación, alternancias, asociaciones litológicas, pliegues, fallas, etc.; en el caso de las rocas ígneas, si se trata de un filón capa, una colada o un stock, etc.).

La identificación mineralógica se hace macroscópicamente, con la ayuda de lupas, microscopio petrográfico y la difracción de rayos X.

El instrumento clásico de estudio es el microscopio petrográfico donde se estudian secciones delgadas de la roca en cuestión con espesor de 30 micrones, de manera que casi todos los minerales resulten transparentes y se pueda proceder a la serie de observaciones ópticas que lo caracterizan. Se puede utilizar también como complemento un **contador de puntos** para el estudio de la **moda**, ello se hace sobre varios cortes delgados sobre un total de 2000 a 3000 recuentos para que tenga valor estadístico. También se puede usar la **platina universal** (o platina de Fedorov) con la cual se pueden realizar medidas ópticas de gran precisión.

Cuando la roca a estudiar es de grano muy fino sólo el análisis químico nos puede brindar información y se usan para ello las normas (de Niggli o las CIPW), diagramas binarios, ternarios y otros. También estos análisis son útiles cuando la roca en parte está constituida por vidrio volcánico. También, los análisis químicos son útiles cuando se estudian minerales de composición química compleja como el caso de los anfíboles o piroxenos en donde la determinación óptica no alcanza para una correcta clasificación. En otro extremo se encuentran aquellas rocas granosas muy gruesas como las pegmatitas, migmatitas o brechas en cuya clasificación se utiliza la observación de campo a escala de afloramiento. A veces en la clasificación de una roca o en la estimación de sus características físicas para la posibilidad de usarlas como basamento de alguna obra de ingenieros pueden ser útiles la determinación de otras propiedades tales como la densidad,

el color, el sabor, el olor, la compresibilidad, la radioactividad, características estas útiles en los estudios geotécnicos (por ejemplo las evaporitas como la anhidrita, compactas, macizas y resistentes en climas áridos, no pueden ser usadas en el exterior en zonas húmedas porque su solubilidad las hace inestables y deteriorables en superficie.

De tal manera que en el estudio de una roca se debe conocer:

A) **Localización geológica:** ubicación estratigráfica, relación con sus rocas vecinas, forma del cuerpo rocoso, etc.

B) **Petrografía:** macroscópica y microscópica. Textura, composición y finalmente clasificación de la roca.

NOMENCLATURA DE LOS CUERPOS ROCOSOS:

1) Tipo de plutones

a) **Concordantes:** concuerdan con los planos de estratificación.

Filón capa: cuerpo de forma tabular, Figura 87, alojado entre dos estratos.



Figura 87. Intrusión basáltica concordante con la estratificación (v). La intrusión se aloja a favor de los planos de estratificación que actúan como planos de debilidad en la estructura estratificada. El espesor puede variar entre la decena de centímetros hasta sobrepasar la centena de metros, con corrida de varios kilómetros.

Lacolito (laco, Gr.= cisterna). Cuerpo plutónico en forma de cisterna, Figura 88, que se puede alimentar desde su base o lateralmente.

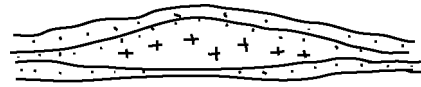


Figura 88. Lacolito, plutón concordante intruido a favor de los planos de estratificación. El diámetro puede ser del orden de 10 km con un espesor máximo de 3-4 kilómetros.

Lopolito (lopo, Gr.= cuenca) Cuerpo plutónico en forma de cuenca, Figura 89, alojado entre los planos de estratificación de rocas sedimentarias.

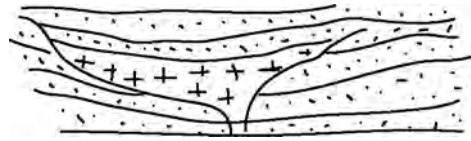


Figura 89. Lacolito alojado concordantemente a la estratificación, las dimensiones son parecidas a la del lopolito.

Facolito (faco, Gr.= lente) cuerpos plutónicos concordantes en forma de lentes, Figura 90, generalmente alojados en los cierres anticlinales y sinclinales de rocas sedimentarias plegadas.



Figura 90. Cuerpos lenticulares acompañantes de los planos de estratificación plegados, con tamaño del orden de la decena de metros.

b) **Discordantes:** Son cuerpos tabulares (diques) Figura 91, que cortan a los planos de estratificación de rocas sedimentarias, por su presentación en el campo se los clasifica en:

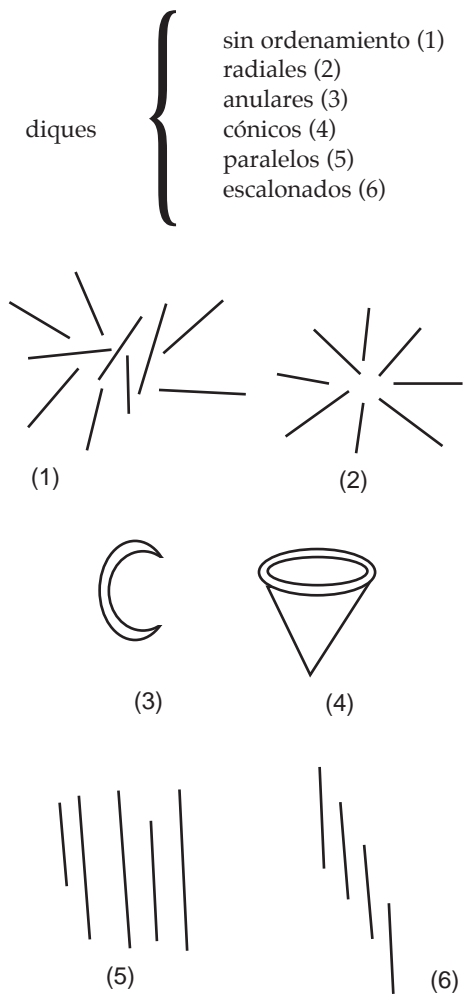


Figura 91. (1), (2), (3), (4), (5) y (6) distintos diseños de diques de origen ígneo. Cada diseño responde a las características estructurales de la roca de caja combinadas con el mecanismo de intrusión.

Los diques pueden ser:

- simples** (poseen una composición uniforme)
- diferenciados** (se produce diferenciación "in situ", posee distinta composición en la parte superior respecto la inferior)
- compuestos** (formados por dos o más pulsos de magmas distintos)
- múltiples** (diques formados por dos o más pulsos de un mismo magma)

Dos términos creados por Daly de mucha utilidad en la nomenclatura de los cuerpos ígneos, Figura 92, son:

Batolitos (cuerpos plutónicos con superficies aflorantes mayores de 100 km², en partes pueden ser concordantes).

Stock (cuerpos plutónicos con superficies aflorantes menores de 100 km²).



El Stock es un cuerpo independiente o puede ser, como indica el esquema, parte de un batolito

Figura 92. Esquema en perfil y planta de un batolito y un stock. En este caso pertenecen al mismo plutón, pero suelen ser cuerpos independientes. En general los batolitos están generados por la suma de intrusiones de distintas edades dentro de un mismo período magmático-orogénico.

Distinción en el campo entre un filón capa y una colada: En la Figura 93, se ven los esquemas del filón capa que normalmente no posee vesículas y posee "calcinados" el techo y la base por los efectos del metamorfismo de contacto o térmico, y el esquema de la colada que en general posee vesículas hacia su parte superior y solamente la base afectada por metamorfismo térmico. En la colada las vesículas se encuentran en la parte superior por razones gravimétricas.

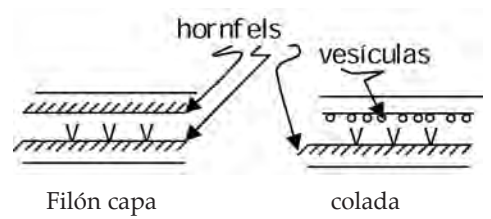


Figura 93. Esquemas de un filón capa y de una colada volcánica con sus caracteres diferentes

Morfología de un plutón: Los distintos aspectos que se pueden observar en el contacto de un plutón con su roca de caja se aprecian en la Figura 94.

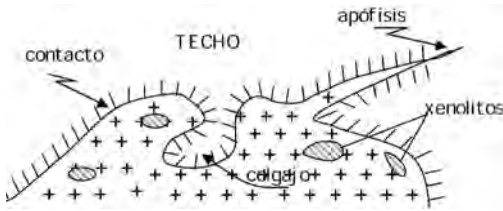


Figura 94. Esquema del contacto entre un cuerpo plutónico y su roca de caja. Se reconocen el techo del plutón compuesto por roca de caja integrada por materiales sedimentarios, ígneos y/o metamórficos afectados por metamorfismo de contacto representado por el rayado, apófisis que son cuerpos ígneos aproximadamente tabulares emitidos por el plutón, los colgajos que corresponden, a modo de penínsulas, roca de caja rodeada casi completamente por el magma del plutón y xenolitos que corresponden a trozos de rocas de caja incorporados por el plutón y asimilados parcialmente. El contacto puede ser neto o gradual o sea el pasaje entre la roca ígnea y su roca de caja puede ser en forma brusca o gradada a lo largo de metros, en el primer caso el contraste energético entre las roca ígnea y la de caja es grande (caso de los plutones epizonales o próximos a la superficie) y en el segundo caso es parecido (caso de los plutones catazonales intruidos en profundidad).

TIPOS DE CONTACTO

Los contactos entre la roca de caja y el plutón pueden ser:

- rectos
- dentados
- sinuosos
- machimbrados
- transicionales

Mecanismos de intrusión: se refiere al mecanismo natural de emplazamiento del magma en la roca de caja.

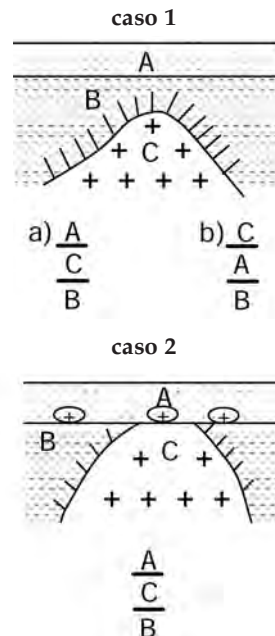
Se denomina *Stoping* al magma que invade una zona gradualmente y va desplazando y

asimilando a la roca de caja. **Inyección forzada** es cuando el magma se abre paso a través de la roca de caja por efecto de la presión. **Reemplazo metamórfico** cuando el magma gradualmente va reemplazando las rocas de caja: es el caso de los contactos transicionales o graduales.

tipos de emplazamientos

- granitos atectónicos (emplazados en un período de calma tectónica)
- granitos pretectónicos (emplazados en un período previo al tectónico)
- granitos sintectónicos (emplazados durante la actividad tectónica, son los más comunes)
- granitos postectónicos (emplazados posteriormente a la actividad tectónica)

Criterio de edad relativa entre un plutón y su caja, Figura 95:



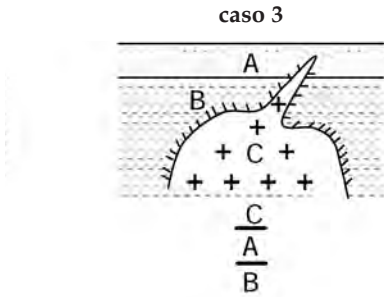


Figura 95. Estos tres ejemplos son muy demostrativos del quehacer geológico ya que se aplica el conocimiento estratigráfico (el estrato inferior es más antiguo que el superior) y el de intrusividad (la roca generada por la intrusión magmática es posterior a la roca que intruye), permitiendo ello ubicar en el tiempo los eventos geológicos (estratos A, B y la plutonita C). El rayado simboliza el efecto térmico de contacto producido por la intrusión del plutón en la roca de caja. Se dan los resultados posibles en los tres casos colocando el evento más antiguo en la parte inferior de las soluciones.

En el caso 1 existen dos posibilidades de secuencias geológicas, la a) y la b), en los dos casos B es la roca más antigua o el suceso geológico más antiguo representado; el plutón (C) se sabe solamente que fue posterior a (B) por el efecto térmico provocado sobre la roca de caja, pero no se sabe si por nivel de intrusión pudo ser posterior a (A) también ya que no lo afecta térmicamente, ello hace que el caso 1 tenga dos soluciones. El estrato (A) por el principio de superposición es posterior al estrato (B). El caso 2 muestra dentro de A restos del granito producidos por erosión lo que significa que hubo un período erosivo sobre B hasta dejar expuesto a la intemperie al granito. Los casos 2 y 3 tienen cada uno las respectivas soluciones indicadas en la Figura 95.

Observaciones que se realizan en las rocas ígneas. Las características principales que el geólogo observa en el campo sobre las rocas ígneas son:

- 1.- variaciones texturales por enfriamiento, bordes congelados.
- 2.- presencia de amígdalas y vesículas.
- 3.- fluidalidad.

- 4.- variaciones químicas y mineralógicas.
- 5.- brechas.
- 6.- inclusiones (enclaves y xenolitos)

Estas observaciones, con las que siguen a continuación, se deben anotar en la libreta de campo y luego le sirven al geólogo, en sus análisis de laboratorio y con los datos volcados en el mapa geológico se hacen las correspondientes inferencias y deducciones en este caso sobre las rocas ígneas observadas.

PETROGRAFÍA

Una de las primeras observaciones que se hacen sobre una roca es su color. Luego se aprecia su grado de friabilidad (compacta, friable, muy friable, etc.), su fractura (irregular, astillosa, concoide, subconcoide, etc.), su textura, su composición mineralógica y finalmente se la clasifica.

Por su **textura** entendemos todos aquellos caracteres de las rocas debidos a la relación de contactos que tienen los distintos componentes minerales entre sí y a la perfección de la cristalización o recristalización. Es una característica muy importantes de todas las rocas ya que brinda información físicoquímica que indica el ambiente de formación, por ejemplo si es ígnea plutónica o volcánica (hubo fusión), si es metamórfica (no hubo fusión pero sí transformaciones minerales y texturales) o si es sedimentaria química, epiclástica o piroclástica.

Según su **cristalinidad** una roca es **holocristalina** cuando todos sus componentes están cristalizados; **holohialina** cuando toda la roca está constituida por vidrio volcánico y **merocristalina** cuando la roca está constituida por cristales y vidrio volcánico.

Si los componentes minerales de una roca no se observan a simple vista se dice que ésta es **afanítica** (p.e. vitrófiro); cuando sus componentes minerales se observan a simple vista es **fanerítica** (p.e. granito).

Las rocas afaníticas son **microcristalinas** cuando sus componentes minerales son observables con el uso del microscopio; **criptocristalina** cuando sus componentes son detectados solamente con el uso de los rayos x.

Se debe observar la morfología externa cristalina definiendo:

cristales ideomorfos: son aquellos que conservan completa su morfología cristalina externa. Equivalentes automorfo y euedral.

Cristales xenomorfos: son aquellos que no conservan su morfología cristalina externa. Equivalentes: allotriomorfo, anhedral.

cristales hipidiomorfos: son aquellos que conservan parte de su morfología cristalina externa. Equivalentes: hipautomorfo, subdral.

En caso de que la roca posea **inequigranularidad** marcada se observará la distribución de los tamaños de grano (al azar, en capas o bandas, en agregados, etc.).

Se observará la distribución de los componentes minerales más distinguibles, en este caso se alude al grado de homogeneidad de la composición mineral.

Cuando haya minerales de hábitos más o menos laminar, tabular o alargado, se apreciará si hay posición preferente en capas o en líneas, o sea si hay o no homogeneidad estructural.

Se observará si hay minerales incluidos en otros (al microscopio) y si hay interpenetración entre minerales que están en contacto. Se observará si existen **xenolitos** o fragmentos de rocas de caja incluidos en la roca ígnea.

TEXTURAS

La textura es el arreglo espacial de los minerales de una roca; existen distintos tipos de texturas y estas son indicadoras del ambiente fisicoquímico de formación de la roca.

TEXTURA PETROGRÁFICA (Extraído de "Patrones y pautas en la naturaleza" de P.S.Stevens en BCS, 55, 1986.

Cuando en un medio ígneo crece un cristal llega un momento que choca con otro contiguo, por lo general ambos llevan un ordenamiento atómico similar (si son de la misma especie) pero uno girado respecto del otro. En este caso se establece un conflicto respecto al control de los átomos y moléculas que se hallan en el medio, los cuales son solicitados

al mismo tiempo por ambos individuos cristalinos. Existe un número de moléculas que por su posición en el medio son solicitadas por fuerzas parecidas por ambos cristales que no les permite adosarse a ninguna de las dos estructuras. El número de estas moléculas " indecisas" es mínimo y la situación lleva a que la frontera entre los cristales sea mínima (como ocurre entre las placas del caparazón de una tortuga o las burbujas de espuma de jabón), por ello se generan las estructuras observadas (rocas = tortuga = burbujas). La textura varía cuando aparecen otras fases minerales, y aún más cuando aparecen más fases. En todos los casos el sistema tiende a una configuración de mínima energía, donde hay una tendencia a que se formen puntos triples y ángulos de 120° (los contactos con puntos triples de ángulos de 120° utilizan menor cantidad de material del medio que otros tipos de diseño).

A la inversa, cuando un material rocoso homogéneo se rompe por efectos de la P tiende a hacerlo por medio de fracturas con ángulos de 120° . Lo mismo ocurre con el barro de un charco cuando se deseca.

La regla del fracturamiento establece que la fragmentación de los materiales elásticos se produce repentinamente por fracturas con ángulos de 120° , mientras que en los materiales no elásticos tienen lugar secuencialmente y las fracturas nuevas se unen a las viejas en ángulos de 90° .

Tanto la tensión superficial de las pompas de jabón, como el agrupamiento de minerales en una roca ígnea o el plegamiento generado por la deshidratación de un tomate en su piel tienen algo en común que es el de producir superficies mínimas. Todos estos procesos se caracterizan por minimizar el trabajo o la energía. Tres rectas son los elementos mínimos que pueden ser unidos en un solo punto al subdividir un plano.

La Naturaleza no puede fabricar un copo de nieve pentagonal; ni tampoco unir una fisura nueva con otra vieja en un ángulo diferente de 90° . De modo similar ha de incrementar la superficie de un organismo grande si éste tiene que funcionar como uno pequeño. El crecimiento de una parte afecta al crecimiento del conjunto.

Granosa: corresponde a agregados cristalinos mono o poliminerales faneríticos (se ven a simple vista) o afaníticos (solo se ven a la lupa o microscopio)

Por el tamaño de grano (o tamaño de las unidades minerales constituyentes) las texturas granosas, Figura 96, se clasifican en:

granosa fina	_____	1 mm
granosa mediana	_____	1 cm
granosa gruesa	_____	3 cm
granosa muy gruesa		

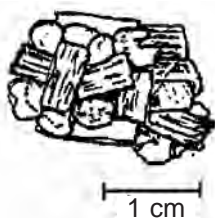


Figura 96. Roca plutónica. Se observa una textura holocristalina policomponental, se aprecian minerales ideomorfas, hipidiomorfas y xenomorfas de granometría mediana.

Estos límites se tomarán con carácter apreciativo, dado que en una misma roca puede variar el tamaño de grano de un mismo mineral y además, distintos minerales de una misma roca pueden tener distintas dimensiones.

La textura granosa es típica de las rocas plutónicas. En el caso de aquellas derivadas de la cristalización magmática significa que el magma ha cristalizado "completamente" o sea "todos" sus componentes o por lo menos la mayor parte de ellos (salvo los fugitivos).

Como ejemplo de textura granosa fina tenemos las **aplitas** que son rocas, por lo general, filonianas cuya composición mineralógica puede ser variable entre los términos graníticos y gábricos, siendo los primeros los más abundantes. Los cuerpos filonianos aplíticos generalmente están intruyendo cuerpos graníticos y sus cajas.

Como ejemplo de textura granosa muy gruesa tenemos las **pegmatitas**. Las pegmatitas son cuerpos por lo general lenticulares

(los hay de formas irregulares) con longitudes variables entre la decena de metros y 3 o 4 km y espesores variables entre algunos metros a una centena de metros. Por lo común son de composición granítica aunque los puede haber de composición intermedia y hasta gábrica. Son cuerpos zonados cuyas partes centrales o núcleos suelen ser de cuarzo y poseen importancia económica (micas, cuarzo, feldespatos, minerales de uranio, triplita, lepidolita, amblygonita, berilo, turmalinas, apatita, etc.). Dentro de estos tipos de rocas se han encontrado los cristales de mayor tamaño de la naturaleza (cristales de feldespatos de hasta 9 m de longitud).

Otra variedad de textura granosa es la **porfiroide** que está constituida por una textura granosa fina a mediana dentro de la cual se destacan cristales, por lo general, de feldespatos con tamaños 5 a 10 veces mayor que los demás componentes minerales. Por lo general estas texturas se dan en rocas de composición granítica.

Textura porfírica: esta textura que es característica de las rocas volcánicas o efusivas (Figura 97). Está constituida por fenocristales mayores (por lo general poseen tamaños entre 1 mm y 1 cm) en general idiomorfas o hipidiomorfas, "flotando" dentro de la **pasta** que es una masa de grano fino, afanítica o vítrea.

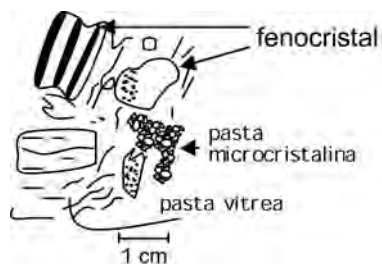


Figura 97. Textura porfírica. Se halla compuesta por fenocristales y pasta, esta última puede ser vítrea y/o microcristalina. La pasta es siempre afanítica o sea que microscópicamente no se observan sus componentes.

Esta textura indica por lo menos dos etapas de formación de la roca. Una, la primera, es la formación de los fenocristales en profundidad (cámara magmática) donde tuvieron

tiempo y comodidad de cristalizar y la otra, cuando ese magma semicristalizado erupción y se enfría bruscamente y por lo tanto no tiene tiempo de cristalizar o si lo hace es en forma imperfecta justificando en este último caso las pastas microcristalinas e hipocristalinas que se distinguen de las pastas vítreas que han sufrido para su formación un violento enfriamiento.

La descripción de la textura porfírica debe tener en cuenta independientemente los caracteres de la pasta y de los fenocristales. En cuanto a estos últimos valen la mayoría de las indicaciones dadas para la descripción de las texturas granosas; cuando ello es posible, se debe aplicar también a la pasta. Se debe recordar que cuando la lava asciende transporta desde la profundidad a los fenocristales.

Es importante la apreciación de la porción (%) de fenocristales y pasta en la roca, también la distribución del tamaño de los fenocristales, ya que este puede ser netamente distinto del tamaño de grano de la pasta o pasar al mismo por variación progresiva (textura seriada).

La distribución subparalela de minerales planares o alargados se atribuye a orientación por movimiento del material en su estado de fluidez previo a la consolidación. A este carácter textural se lo denomina **fluidalidad**; a la misma se atribuye también la existencia de bandas o guías de los fenocristales.

Otros caracteres de interés son: la existencia de oquedades o **vesículas** que cuando están rellenas de algún componente mineral secundario (ópalo, calcedonia, calcita, ceolita, cuarzo, etc.) se denominan **amígdalas**. Se habla respectivamente de textura **vesicular** o **amígdaloide**. El origen de la vesícula se debe a la separación por descenso de la P de la fase volátil que burbujea en el magma líquido y cuando este se solidifica queda la burbuja (vesícula) "congelada". Estas son frecuentes en las coladas basálticas especialmente en la parte superior de las coladas donde se concentran por razones gravimétricas. Cuando las vesículas son tan numerosas que se hallan separadas unas de otras por delgados tabiques la estructura se denomina **pumícea** (piedra pómez). Las vesículas pueden no ser esféricas sino lenticulares, en cuyo caso interesa apreciar si hay isorientación de las mismas debido a la fluidalidad. Otra estructura de las rocas

volcánicas es la **escoriácea** (por su parecido a las escorias de los altos hornos).

Cuando una roca es enteramente vítrea o se compone casi en su totalidad de vidrio recibe el nombre de **vidrio volcánico**, la estructura es **vítrea**. Si en la masa de vidrio hay fenocristales, la estructura se denomina **vitroporfírica**. Una roca podrá ser a la vez porfírica y vesicular, o porfírica y amígdaloide, etc.

SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS

Como la estructura es el resultado del proceso de enfriamiento o cristalización, la caracterización de la estructura contribuye a entender la génesis de la roca. Las condiciones de enfriamiento de una masa fluida o semifluida, y sobre todo de la velocidad de enfriamiento de la cristalización, depende de las posibilidades de pérdida de calor de esa masa, ello es función de la magnitud del cuerpo ígneo (cuanto mayor sea el cuerpo el enfriamiento será más lento), en parte también su forma (tabular, cilíndrico, globoso, etc.) lo cual determina la relación superficie-volumen (un cuerpo de forma esférica se enfría más lentamente que un cuerpo de forma irregular e igual volumen que el esférico ya que ofrece mayor superficie para enfriarse).

El enfriamiento también depende de la profundidad a la cual consolida la masa ígnea, siendo muy lento en cuerpos profundos donde la roca de caja suele ser refractaria o sea posee baja conductividad calórica. El extremo de rapidez de enfriamiento se registra en las lavas **extruídas** sobre la superficie terrestre, en medio subaéreo o subcúneo.

CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS ERUPTIVAS

Se las puede clasificar por tres caracteres distintos: por su localización geológica, por su composición química y por su composición mineralógica.

A) **Por su localización geológica** (como ya fuera mencionado)

a) Extrusivas o efusivas o volcánicas

- b) Hipabisales }
 c) Plutónicas } intrusivas

Las rocas extrusivas o efusivas son las erup-tadas por los volcanes en forma de lavas terminando su consolidación en la superficie terrestre. Las rocas intrusivas son las que se terminaron de formar dentro de la corteza terrestre, dentro de ellas, las plutónicas, se formaron a grandes profundidades (del orden de los kilómetros) y forman parte de los grandes cuerpos que por lo general ocupan volúmenes de varias decenas de Km^3 (batolitos). Las rocas hipabisales se forman a profundidades menores y aparecen en cuerpos intrusivos de mucho menor tamaño, por lo general son cuerpos tabulares (diques).

Esta clasificación se basa en las condiciones de emplazamiento del magma y se corresponde bastante ajustadamente con la clasificación de estructuras (las rocas plutónicas poseen estructuras granosas, las rocas volcánicas poseen estructuras porfíricas y las rocas hipabisales según su nivel de emplazamiento se van a parecer más a una roca plutónica o a una roca volcánica). Por lo tanto para la clasificación correcta de una roca sólo podrá hacerse deduciendo a través de la textura el lugar de emplazamiento o su localización geológica. Por eso en el caso de las rocas hipabisales para su clasificación se agrega el prefijo **porfiro X**, según su textura se parezca más a la de una roca volcánica o a una roca plutónica (p.e. **porfiro andesítico** se llama a la roca hipabisal que posee una textura más parecida a la de una roca volcánica y cuya composición es la de una andesita; **porfiro diorítico** si su textura se parece más a la de una roca plutónica y su composición es similar a la de una diorita. En estos dos ejemplos se observa que composicionalmente no hay mayor diferencia).

B) **Por su composición química** (se las puede clasificar de dos maneras distintas que se complementan)

1) Las rocas se clasifican según el % de sílice total, de tal manera que se crean las siguientes subdivisiones, ver Tabla 23:

Tabla 23

	Williams Rosenbusch Lessing		
rocas ácidas	>66%	>65%	>58%
rocas intermedias	66-52	65-52	58-51
rocas básicas	52-45		51-44
rocas ultrabásicas	<45		<44

2) Se pueden clasificar, también, por la cantidad relativa de ciertas moléculas. Se suelen comparar los óxidos de Na y K con la alúmina o la sílice total que posee la roca, de tal manera que si:

Si $n\text{Na}_2\text{O} + n\text{K}_2\text{O} > n\text{Al}_2\text{O}_3$ la roca es **alcalina**, a la inversa la roca es **no alcalina**.

Si $n\text{Na}_2\text{O} + n\text{K}_2\text{O} > n\text{SiO}_2$, es lo mismo que en el caso anterior pero referido a la sílice o bien

$$\text{alcalinidad: } d = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$$

Todos estos resultados se expresan en número de moles.

alcalino (del árabe: al-qaly = sosa)

1.- minerales ricos en Na y/o en K
 2.- en rocas magmáticas **saturadas** donde $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$. En este caso el Na y el K se encuentran en los feldespatos alcalinos y micas, y si hay exceso de anfíboles (riebeckita) o en piroxenos (egirina).

3.- En rocas magmáticas **subsaturadas** donde $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{SiO}_2$ que contienen leucita y nefelina si hay suficiente alúmina. Este calificativo se aplica también a rocas bastante distintas, p.e. a los granitos (rocas saturadas) que contienen del 10 al 15% de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, pero también a los basaltos (rocas subsaturadas) que no contienen mas del 5%.

C) **Por su composición mineralógica**

Las rocas intrusivas y efusivas son clasificadas con criterios modales, riguroso para las primeras y no tanto para las segundas ya que

el grano fino e inclusive el vidrio obstaculizan la determinación mineralógica precisa. La rocas efusivas y filonianas son clasificadas sobre bases mixtas químico-mineralógicas.

La clasificación modal internacional de las rocas intrusivas y efusivas se basa sobre el **índice de color M** (porcentaje volumétrico de minerales coloreados que incluye los minerales opacos y no silicáticos como los carbonatos). Todas las rocas con **M>90** (o sea con más del 90% de minerales coloreados) se denominan **ultramáficas** (campo 16) y se distinguen sobre la base de minerales predominantes (hornblenditas, piroxenitas, carbonatitas, etc.). Aquellas con **M<90** se clasifican sobre la base del porcentaje relativo de tres componentes: feldespatos alcalinos (**A**) (ortoclasa, sanidina, microclino, albita, etc.), plagioclasas (**P**) (oligoclasa a anortita) y según los casos (**Q**) (cuarzo) o (**F**) (nefelina, leucita, analcima, sodalita, etc.) dado que estos minerales son entre ellos anti-téticos (no coexisten en un ambiente ígneo). A cada campo así definido le corresponde un nombre al cual se le puede agregar un adjetivo basado sobre uno o más minerales característicos o sobre el índice de color bajo (leuco) o alto (melano) que presenta la roca. Posteriores especificaciones corresponden a la textura, que puede ser equigranular o porfírica, o parcialmente vítrea, y la estructura que puede ser isótropa, orientada, vacuolar, orbicular, zonada, escoriácea, etc.

a) Se las puede clasificar según la presencia de cuarzo y la presencia de minerales con mucha deficiencia en sílice (como son los feldespatoides y las olivinas) en:

Rocas sobresaturadas (rocas que contienen cuarzo)

Rocas saturadas (rocas que no contienen ni cuarzo ni minerales subsaturados como olivinas y feldespatoides)

Rocas subsaturadas (rocas que contienen minerales subsaturados como olivinas y feldespatoides)

b) Como existe una correspondencia estricta entre la composición química y mineralógica se comprende también que estas clasificaciones son correspondientes. En el cuadro siguiente se aprecia que la base principal de la clasificación mineralógica se basa en los siguientes minerales: plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo.

En las clasificaciones de las rocas eruptivas se pueden distinguir:

minerales principales: son aquellos que constituyen el 97% de la roca [cuarzo, feldespatos potásicos (ortosa, sanidina y microclino), plagioclasas (albita, oligoclasa, andesina, labradorita, bitownita y anortita), olivinas, piroxenos, anfíboles, micas].

minerales accesorios: constituyen el 2% de la roca. [magnetita, apatita, fluorita, pirita, titanita, circón, turmalina, rutilo, etc.].

minerales secundarios: son los minerales que se generan por la alteración de ciertos minerales principales y accesorios. [cloritas, arcillas, ceolitas, etc.].

La Tabla 24 muestra la clasificación de las rocas ígneas de acuerdo a la composición mineralógica porcentual.

Tabla 24

minerales	granito	granodior	tonalita	sienita	diorita	gabro
cuarzo	25%	21	20	—	2	—
FK	40	15	5	76	3	—
oligocl.	26	—	—	8	—	—
andesina	—	46	57	—	64	—
labrador.	—	—	—	—	—	65
biotita	5	3	4	2	5	1
anfíbol	—	13	8	7	5	1
ortopiroxenos.	—	—	1	—	3	—
clinopiroxenos.	—	—	3	—	8	14
olivina	—	—	—	—	—	8

En este cuadro se observa que de izquierda a derecha, es decir de ácido a básico, las plagioclasas se hacen más básicas (cálcicas, ya que disminuye la SiO₂ de su composición) y también disminuye la proporción de minerales sódicos y claros respecto de los fémcicos. El cuarzo, como mineral importante de las rocas comunes, aparece en la tonalita (variedad cuarfcera de la diorita), granodiorita y granito.

En cuanto al tipo de los minerales fémcicos presentes en los distintos tipos de rocas se deduce que al pasar de básico a ácido disminuye su frecuencia en el siguiente orden:

olivinas → piroxenos → anfboles → biotita
básico → ácido

Habiendo cuarzo no puede haber olivina magnesiana (forsterita) y es poco probable la presencia de piroxenos.

Resumiendo, vemos que las rocas **básicas** poseen como minerales fémcicos dominantes olivina y piroxeno, las **intermedias** poseen predominantemente anfboles y en las rocas **ácidas** predomina la biotita y los anfboles (granodioritas).

Equivalencias composicionales de las rocas eruptivas, Tabla 25.

Tabla 25

VOLCANICAS	riolitas	riodacita	dacitas	traquita	andesita	basalto
HIPABISAL	Pórfiro riol.	P.rioda.	P. dac.	P.traq.	P.and.	P.basal.
	Pórfiro granft.	P.granod.	P.tonal.	P.sien.	P.dior.	P.gábrico
PLUTONICAS	granito	granodiorita	tonalita	sienita	diorita	gabro

P=pórfiro

Otra manera de clasificar a las rocas ígneas es por medio de dos triángulos equiláteros que comparten las bases. Se basa en la proporción de minerales esenciales. Se toman como referencias el cuarzo (Q), los feldespatos alcalinos (A), las plagioclasas (P) y los feldespatoides (F). Cada mineral ocupa en un 100% los vértices de ambos triángulos, y estos se dividen en sectores que corresponden a los distintos tipos de rocas ígneas, Figura 98. La clase 16 no está representada y se trata de rocas ricas en minerales de Fe y Mg. Un mayor detalle puede verse en Streckeisen 1974.

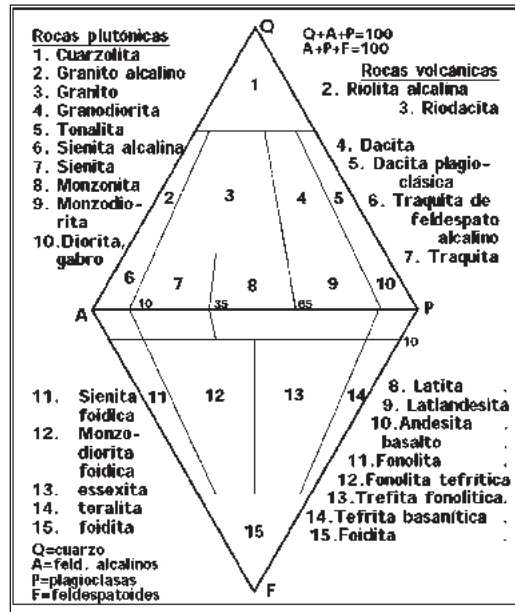


Figura 98. Diagrama triangular de clasificación de las rocas ígneas

VULCANISMO

El volcán es la parte emergente en superficie de un sistema magmático de grandes dimensiones que se extiende en profundidad. El magma generado por fusión parcial del manto asciende y se va descomprimiendo y se acumula en un depósito denominado **cámara magmática**. Desde esta cámara es donde se alimentan las erupciones volcánicas. De tal manera que el estudio de las erupciones volcánicas es inseparable del estudio del sistema magmático situado en profundidad y donde el volcán es solo su manifestación visible.

Una erupción volcánica es un acontecimiento que se desarrolla a lo largo de mucho tiempo y de evolución compleja. Por ejemplo, la erupción de 1980 del volcán Santa Helena, ubicado en el NO de USA cerca del límite con Canadá, se prolongó desde 1980 a 1989; la del Monte Pelee en la Martinica, destruyó al Pueblo Saint-Pierre, ocurrió en 1902, previamente había estado amenazante durante dos años. El Monte Pelee emitió un domo de lava muy viscosa que periódicamente se fue destruyendo por fuertes explosiones. Una de ellas, agosto de 1902, arrasó al pueblo de Morne Le Rouge, matando a sus 1000 habitantes.

Los **regímenes más comunes de los volcanes** ocurren en las dorsales centro oceánicas y luego en el Arco de Fuego del Pacífico. Las erupciones más espectaculares son la **pliniana**, caracterizada por la emisión más o menos vertical de cenizas (llamado así en homenaje a Plinio el Joven que en el año 79 describió la erupción del Vesubio), y la de **coladas piroclásticas**, en las cuales la mezcla de gases y lavas fundidas, emitida por la boca eruptiva, fluye por el suelo a gran velocidad.

¿Que es un volcán? Es la parte terminal de una vasta máquina subterránea, el camino por el cual asciende material rocoso fundido (magma). Según la naturaleza de este magma, el contenido de gases disueltos y el tipo de erupción, el edificio adopta formas muy variadas: cono perfecto como el Estrómboli, domo como en Hawaii, cráter como el Santorín y gigantescas fisuras como en las dorsales centrooceánicas. Pero

en profundidad las partes son las mismas: una fuente de magma y gas y un depósito más superficial.

El mecanismo de funcionamiento es el siguiente: en el manto terrestre a unos 100 km de profundidad, o en la corteza, las rocas se funden parcialmente. Estos líquidos son menos densos que las rocas que lo contienen y ascienden por empuje de Arquímedes. Cerca de la superficie las rocas de caja son menos densas, se igualan las densidades y el ascenso se detiene y va generando un depósito (cámara magmática) a algunos kilómetros debajo del volcán. Allí es donde se prepara la erupción, se separan los volátiles estos ejercen presión sobre el techo de la cámara magmática y vencida la resistencia de la roca se produce el ascenso final de la mezcla de lava y gas hasta producir la erupción a través de un conducto denominado chimenea.

La comprensión de este mecanismo comenzó en la década de los años 60 por investigadores como W. Burnham, químico norteamericano que valoró la importancia de la composición de los magmas, y a G. Walker y R. Fisher los primeros que estudiaron los depósitos volcánicos. L. Wilson, vulcanólogo inglés propone los primeros modelos físicos del ascenso y la descompresión del magma.

¿Donde se forman los edificios volcánicos?

En el siglo XIX se pensaba que por debajo de una delgada corteza sólida la Tierra estaba fundida, se pensaba que si se fisuraba esta corteza se producía la erupción volcánica. Hoy en día se sabe que los focos de magma no están en todas partes debajo de nuestros pies. La Tierra es fundamentalmente sólida, pero tiene que evacuar la energía desprendida por la radioactividad y el calor residual: por lo tanto está animada por movimientos grandes de convección que mezclan el manto y hacen que asciendan hacia la superficie las rocas calientes de las profundidades a una velocidad de algunos centímetros por año. Estas corrientes convectivas provocan el movimiento de las placas litosféricas generando aberturas en los océanos, formación de montañas, etc. Y ascensos más localizados

de decenas de kilómetros de diámetro denominados "hot spot". Este ascenso regular de materia origina un desgarramiento del fondo oceánico de unos 60.000 km de largo por el cual se produce el vulcanismo, creando continuamente nuevas placas. También se producen fisuras con vulcanismos en las áreas continentales. En las zonas de choque de placas también se generan volcanes como es el caso de la Cordillera de los Andes. En el caso de los "hot spot" se generan islas volcánicas como Hawái y Reunión. El 90% de las rocas volcánicas se genera en las dorsales oceánicas (del orden de 1Km^3 por año).

La erupción volcánica es una consecuencia menor comparada con lo que ocurre en el sistema magmático. Por ejemplo, en el Volcán Santa Helena en USA, el volumen de la erupción de 1980 fue de 300.10^6 m^3 , es decir menos del 1% del depósito de magma situado a 10 km de profundidad, la Figura 99 representa un esquema de un aparato volcánico con su cámara de alimentación.

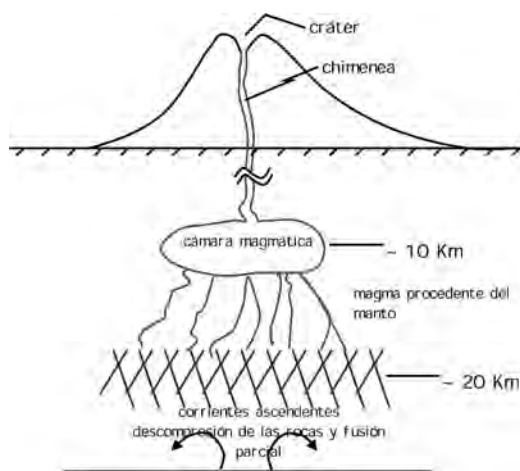


Figura 99. Esquema de un aparato volcánico que muestra la zona de origen del magma, la acumulación de éste con formación de la cámara magmática, el conducto o chimenea de la salida del magma y el volcán propiamente dicho en superficie formado por el cono típico de acumulación de eyectos piroclásticos y lávicos que a su vez culmina en su parte superior con un cráter generado por explosión.

¿POR QUÉ ENTRA EN ERUPCIÓN UN VOLCÁN?

En general, es el aumento de P de la cámara magmática el que desencadena la erupción. La cámara se hincha hasta que las paredes ceden y la descompresión repentina eyecta una mezcla de fluido y de gas. El aumento de presión se debe simplemente a la llegada de nuevo magma a la cámara o a la evolución del que ya se encuentra allí. Inicialmente el magma tiene volátiles (agua, anhídrido carbónico, dióxido de azufre) pero al enfriarse comienza a cristalizar; el líquido restante se vuelve cada vez más rico en volátiles: si se atraviesa el umbral de solubilidad, éstos se transforman en burbujas. Menos denso, este magma se dilata y ejerce presión cada vez mayor sobre las paredes de la cámara magmática hasta fisurarla. A partir de ahí ya nadie detiene la erupción. Pueden intervenir otros fenómenos, pero resulta muy difícil saber si se trata de una causa o de un efecto. Por ejemplo el hundimiento de todo un bloque del volcán, como en el caso del Santa Helena ¿puede desencadenar la erupción o es el resultado de una desestabilización del edificio provocada por el ascenso del magma? Una pregunta similar se plantea sobre el papel del agua: ¿son determinantes las filtraciones? o ¿es el magma el que al subir carga agua presente en las rocas superficiales? No obstante, cualquiera que sea la respuesta a estas preguntas, estos mecanismos solo pueden desempeñar un papel secundario. En todos los casos, es necesario que el magma haya llegado suficientemente cerca de la superficie procedente de su fuente profunda.

¿POR QUÉ SE PUEDE FUNDIR UNA ROCA?

- reducción de la P.
- aumento de la temperatura (grado geotérmico, más la radioactividad del U, Th y K)
- combinación de a y b.
- acción de fundentes.
- impacto meteorítico.

Como se vio el **magma** es el producto de la fusión parcial de un foco de la parte basal de

la corteza o aún de mayor profundidad en el manto (> de 100 km). Estos focos pertenecen a zonas activas de la Tierra que producen magma continuamente.

El **mecanismo de formación** se considera: las corrientes convectivas ascendentes hacen subir material ígneo desde grandes profundidades y las descomprime. La temperatura de fusión disminuye con la disminución de la presión por lo tanto a poca profundidad las rocas calientes (plásticas) comienzan a fundirse. Ese fundido es menos denso que las rocas de caja y el magma sube a la superficie por efecto del empuje por flotación (Principio de Arquímedes). Este mecanismo se continúa mientras dure la acción convectiva profunda (puede ser varias decenas de millones de años). Como en las proximidades de la superficie las rocas de caja suelen ser menos densas (rocas sedimentarias porosas, granitos, etc.) que el magma, el ascenso de este se frena (se estanca) y comienza acumularse formando un depósito (**cámara magmática**). Estas cámaras pueden llegar a solidificarse formando los **macizos plutónicos** y posteriormente la tectónica las puede elevar y luego la erosión las puede poner al descubierto. La acumulación de magma en profundidad repercute en la superficie por un hinchamiento y por fenómenos de fisuración, que acompañan a la deformación, dando lugar a los sismos volcánicos que facilitan el ascenso del magma. Estos son signos precursores que anuncian una próxima erupción.

La cámara magmática desempeña un papel fundamental. Como el caudal de una erupción volcánica es mucho mayor que el caudal del sistema de conducciones profundas que carga a la cámara, la erupción volcánica sólo es posible si se ha acumulado una cantidad suficiente de magma en dicha cámara.

Dentro de una cámara el magma se enfría progresivamente, se forman cristales en un orden determinado (**cristalización fraccionada**). Estos cristales incorporan determinados elementos químicos de los cuales se empobrecerá el líquido residual. De igual manera el líquido residual se enriquecerá relativamente en aquellos componentes que no entraron en la composición de los minerales formados. Por lo tanto el líquido residual va cambiando constantemente de composición a medida que

progresa la cristalización en el transcurso del tiempo. Este magma contiene elementos volátiles (80 a 90% de agua, hasta 10% de CO₂ y menores cantidades de SO, SO₄H₂, HCl, etc.). Estos volátiles a presión elevada se hallan disueltos en el magma. Durante el ascenso la presión disminuye y estos compuestos dejan de ser solubles y se separan en forma de burbujas que se van dilatando a medida que la P desciende. De esta manera un magma con un cierto porcentaje de agua al alcanzar la presión atmosférica aumentará su volumen unas cien veces. Esto explica las grandes velocidades de eyección alcanzadas en ciertas erupciones. Hay estudios modernos que sugieren que los gases recién en los últimos 100 m de la chimenea aumentan la presión o se desmezclan y no en la cámara magmática como se suponía.

¿CÓMO ASCIENDE EL MAGMA A TRAVÉS DE LAS ROCAS?

Esto depende de la profundidad donde se inicia el ascenso. Si las primeras gotas de magma se inician a unos 50 km, el proceso es muy gradual. Al principio las gotas están muy aisladas y asciende por contraste de densidad. La fusión aumenta progresivamente por disminución de la P. Cuando el magma alcanza valores del 3 o 5 %, las gotas se conectan entre ellas, la roca se va deformando plásticamente y eyecta el magma a modo de una esponja mojada a la que se aprieta. Se necesita decenas o centenas de años para que el magma recorra así varias decenas de Km. Más arriba, en la corteza, la deformación es menos fácil: siempre gracias a la diferencia de densidad el magma se infiltra fracturando las rocas; y en la superficie el gas se convierte en el motor principal. Todo puede pasar en menos de una hora o en pocas horas. En el conducto eruptivo el magma experimenta gran descompresión. Todos los componentes volátiles se transforman en burbujas de gas que se dilatan: son ellas las que propulsan el líquido como lo hacen las burbujas en una botella de gaseosa recién destapada.

¿POR QUÉ EXISTEN DIFERENTES TIPOS DE ERUPCIONES?

No todos los magmas tienen el mismo comportamiento. Según el ritmo de la fusión y la roca inicial se observa en la superficie toda una gama de lavas. Van de los basaltos en las dorsales oceánicas, los más fluidos, a las riolitas muy ricas en sílice y en gas, cien mil veces más viscosas. Esta diferencia de viscosidad es crucial. Un depósito de magma fluido evoluciona en algunos años y se derrama en forma de coladas de lavas rápidas que modelan los grandes volcanes de suave pendiente. En cambio se necesitan centenares de años para que surja un magma viscoso. Este alimenta erupciones explosivas y es la causa de los edificios cónicos. Pero, entre dos extremos, no existe una relación simple entre una composición determinada y un tipo eruptivo concreto. Aunque la viscosidad es determinante, su contenido en gas también lo es. Según las condiciones de la cámara magmática y el conducto eruptivo, un mismo volcán puede pasar de un régimen a otro. Por ejemplo un magma inicialmente rico en gas puede perderlo durante el ascenso. Si queda mucho gas al final del recorrido, las burbujas al estallar, fragmentan el magma y expulsan un chorro muy potente de gas y rocas, mientras que en el caso contrario el chorro se mantiene en estado de colada de lava. Además el depósito no es necesariamente homogéneo y una misma erupción puede alternar entre fases poco peligrosas y fases explosivas. Así en Islandia, el Hekla, produce cada 60 años una secuencia siempre idéntica emite riolita durante 2 o 3 hs y luego basalto durante varios días. Algunos tipos de erupciones coexisten. Es el caso de las explosiones plinianas, penachos de cenizas y gas eyectados a velocidades entre 100 y 300 m/s, y de las coladas piroclásticas. Las primeras emiten una mezcla menos densa que la atmósfera, y el penacho se puede elevar hasta unos 30 km de altura, la nube se extiende por la alta atmósfera y los fragmentos de magma terminan por caer. En las segundas, la mezcla es más densa y desciende por las laderas del volcán a lo largo de decenas de km a velocidades de 100 m/s, desbastando todo a su paso (destrucción de Herculano y Pompeya en el año 79 después de Cristo).

El escenario eruptivo depende también de la estructura geométrica del volcán. Pero una tras otras las erupciones la modifican y por lo tanto nunca se reproducen exactamente las mismas condiciones. En realidad cada erupción es el resultado de una historia particular.

¿CUANTOS VOLCANES ACTIVOS EXISTEN ACTUALMENTE?

En período histórico han tenido erupciones más de 600 volcanes. Se estima en más de 1300 los volcanes que se consideran no apagados, sin contar la intensa actividad submarina.

¿Son más numerosas las erupciones en la actualidad? No, pero el riesgo volcánico ha aumentado debido a una población cada vez más densa en las proximidades de las zonas peligrosas. Alrededor del Vesubio, dormido desde 1994, viven unos 2 millones de personas sin contar las que rodean los campos flegreos del otro lado de la ciudad de Nápoles. En la ciudad de México 17 millones de personas viven a 60 km del Volcán Popocatepetl del que se conocen 30 erupciones explosivas desde 1345; y también Tokio a merced del Fuji Yama.

¿PUEDE DESPERTAR UN VOLCÁN EXTINGUIDO?

Los períodos de reposo de un volcán pueden ser muy largos, sin que con ello en la parte baja esté desactivado. El Vesubio no tuvo en 500 años ninguna erupción y en 1651 recommenzó hasta hoy en día a un ritmo de 1 cada 7 años hasta 1944 y hasta ahora nada.

Un volcán puede ser activo durante centenares de miles de años (las islas Hawaii tienen 200.000 años y la actividad del Santorín 600.000 años). El Santa Helena tiene 36.000 años. Es relativamente común que aparezcan nuevos edificios volcánicos cerca de otros más antiguos. La explosión del Krakatoa, ubicado en el Estrecho de Sonda en Indonesia, en 1883 arrasó completamente a esta isla de Indonesia; pero actualmente, un nuevo cono ocupa el antiguo cráter. Un volcán está totalmente apagado cuando el foco profundo deja de funcionar.

El vulcanismo en el Planeta seguirá actuando varios miles de millones de años. En una

primera etapa cuando la temperatura interna haya disminuido lo suficiente, se detendrá la fusión sin que cesen totalmente los movimientos internos (es el caso de Marte en la actualidad). Y luego se detendrán, dejando como en la Luna que la erosión y los bombardeos de meteoritos moldeen la superficie.

¿SE PUEDE PREDECIR UNA ERUPCIÓN?

Para prever la actividad de un volcán se debe de tener en cuenta la actividad pasada, la frecuencia de las erupciones y el caudal de magma: cuanto más a menudo se despierta, mejor es la predicción. Pero no se puede determinar el momento exacto, siendo la dificultad fundamental la predicción de cuando cederán las rocas.

Sin embargo, una erupción da ciertos avisos de su proximidad con algunas semanas de antelación: el hinchamiento de la cámara magmática provoca una serie de modificaciones perceptibles en la superficie, deformación del edificio, emisión de gases, terremotos, etc. Todos estos fenómenos son medibles, pero como en todos los sistemas inestables el problema es comprender cuándo esta actividad supera la normalidad. Todas las erupciones violentas sucedidas recientemente se han anunciado con varias semanas de antelación gracias al estudio de estas diversas señales (Nevado del Ruiz en Colombia en 1985, las autoridades evaluaron mal el alerta y hubo 23000 muertos). Colocar instrumentos de observación en todos los volcanes es utópico, pero en la actualidad las imágenes desde satélites son una técnica de vigilancia muy prometedora dado que la superposición de imágenes tomadas en distintas fechas revela variaciones en la topografía.

Los volcanes están asociados, en su mayor parte, a los cinturones orogénicos (Arco de Fuego del Pacífico, donde se produce la mayor parte de los terremotos, también se hallan asociados a las dorsales centrooceánicas).

Es bien sabido que un mismo volcán puede arrojar distintos tipos de materiales en distintas erupciones y que volcanes cercanos pueden arrojar lavas de distinta composición simultáneamente (p.e. en el volcán Hudson, ubicado en territorio chileno a la altura de límite entre

las provincias de Santa Cruz y Chubut, [eruptó en septiembre de 1991] hubo dos pulsos el primero fue una colada basáltica tranquila y luego la erupción fue más explosiva y de tipo andesítico, el cono de cenizas sobrepasó hacia el este las islas Malvinas.

Dentro de la cristalización de un magma se puede destacar la concentración de volátiles. Ninguno de los cristales que se forman al principio de la cristalización magmática absorben gases (minerales pirogénicos), en consecuencia el líquido residual se va cargando de ingredientes volátiles. En rigor, si la cristalización se prolonga se llegan a concentrar tantos volátiles en el líquido remanente que resulta imposible que los mantengan en solución. Entonces el líquido comienza a burbujear. Finalmente la P del gas se hace tan grande que el techo de la cámara cede y se produce una erupción violenta de magma espumante generando chorros de cenizas y piedra pómez. También el gas es el generador de la P que impulsa a la lava hacia la superficie.

¿INFLUYEN LOS VOLCANES EN EL CLIMA?

Influyen, sin embargo no todas las erupciones lo hacen. Solo las de tipo pliniano a más de 10 km de altura y durante un tiempo suficientemente largo ya que modifican la absorción de la radiación solar. Además es importante la situación geográfica ya que los vientos estratosféricos no tienen la misma velocidad en todas partes. Una erupción en latitud alta puede pasar inadvertida a escala global (por ejemplo la gran erupción de 1912 en el valle de los 1000 humos en Alaska no tuvo incidencia, en cambio la erupción del Pinatubo en las Filipinas en 1991, hizo caer la temperatura media del hemisferio en 0,5°C). Actualmente la vigilancia de los volcanes por satélite forma parte del arsenal de los climatólogos.

Las cenizas emitidas no son las únicas que producen el enfriamiento por el efecto pantalla que hacen de la radiación solar, sino también el SO₂ inyectado en la atmósfera que al combinarse con el vapor de agua, forma aerosoles sulfúricos que absorben la radiación solar y la remiten al espacio (fue lo que sucedió en 1812 en la erupción del Tambora en

Indonesia la más importante de los últimos siglos y generó lo que se llamó en 1816 el “año sin verano”.

LOS PRODUCTOS DE LOS VOLCANES

{ lava
 volátiles
 materiales piroclásticos

El gas principal arrojado es el H_2O (aproximadamente el 80%), sigue el CO_2 , SH_2 , SO_2 , CO , ClH , FH , H_2 , hidrocarburos, NH_3 , etcétera.

TEMPERATURA DE LAS LAVAS:

{ lavas basálticas varía entre 786° y $1205^\circ C$
 lavas riolíticas y dacíticas varía entre 593° y $843^\circ C$

En el Tabla 26 se aprecia la cantidad de material volcánico arrojada por el Volcán Paracutín en México.

Tabla 26

El Volcán Paracutin (México) en 1943 erupió y en 9 años creció 360 m, y arrojó:
2.500.000.000 Tm de cenizas
1.500.000.000 Tm de lavas
4.000.000.000 Tm de materiales

¿CUALES SON LOS FACTORES QUE DESENCADENAN UNA ERUPCIÓN?

En general una erupción se produce por aumento de la presión en la cámara magmática, la cámara se hincha progresivamente hasta alcanzar el límite de resistencia de sus paredes a través de cuyas fisuras se percola el fluido (comienzo del ascenso del magma) y si la P es suficiente el magma llega a la superficie.

El aumento de presión puede producir la erupción y ello se puede deber a la desgaseificación del magma o a la llegada de nuevo magma a la cámara.

Cuando el magma asciende, la P disminuye, lo que provoca la exsolución y la dilatación de la fase gaseosa. A una determinada presión (profundidad), en la chimenea volcánica, el volumen de gas depende del contenido de éste en el magma así como de la presión. Esta no se puede estimar en profundidad ya que está afectada por la dinámica de la corriente, o sea no es igual a la presión de las rocas circundantes que sí se conoce bien. Si lo fuese no habría circulación. Cuando el contenido de gas en un magma es pequeño, el gas está disperso en forma de pequeñas burbujas. Para altos contenidos de gas, la fracción volumétrica de gas alcanza valores del 95% a presión atmosférica. Esto hace que el magma se transforme en una espuma, si la presión continúa disminuyendo, se fragmenta y el chorro de gas llevará gotitas de magma que al caer a tierra se convierten en cenizas volcánicas.

Los detalles de la evolución de una fase volcánica, su duración y volumen, aún no pueden predecirse ya que estos detalles dependen del tamaño y la geometría del sistema de alimentación que son poco conocidos.

CICLOS VOLCÁNICOS

Muchos fenómenos naturales son más o menos cíclicos (el clima, los niveles marinos, la orogenia, etc.) como es el caso de la actividad volcánica.

Vogt en 1972 introdujo el concepto de grandes ciclos globales de actividad volcánica haciendo estudios de dichos depósitos en Hawaii e Islandia donde vio que las épocas de gran actividad y baja actividad de ambas zonas coincidían y determinó una periodicidad de unos 40 millones de años. Con el mejoramiento de los métodos de datación se comprobó que a este gran ciclo se superponen fluctuaciones de algunos millones de años.

Los grandes derrames basálticos continentales están por todo el planeta, el más cono-

cido es el de la India occidental, la meseta del Deccan, ocurrido hace 65 Ma, donde en unos 500.000 años se derramaron entre 1 y 2,4 millones de km^3 de basaltos, ocupando una superficie de 500.000 km^2 a un ritmo medio de 2 a 5 km^3 por año. Otros similares son el de Paraná ocurrido hace 125 Ma; en USA el de Columbia ocurrido hace 17 Ma; el de la Patagonia, más moderno aún. Recientemente se encontraron derrames de este tipo en el fondo oceánico, por ejemplo al oeste del océano Pacífico ecuatorial que ocupa una superficie de 2 millones de km^2 y tiene una edad de 120 M.a. (Cretácico inferior); la emisión duró 3 M.a. Parece que estos grandes derrames se generaron en los últimos 250 M.a. (desde el Pérmico) cada 33 M.a. Estas erupciones se las atribuye a los puntos calientes (*hot spot*). Los *hot spot* serían el resultado del ascenso de materiales procedentes del manto en forma de penachos estrechos.

Estos penachos actúan como puntos fijos respecto de las placas que derivan, a medida que las placas se desplazan estos *hot spot* dejarían en ella su rastro en forma de volcanes alineados (por ejemplo las islas Hawai). El mecanismo de estas plumas serían las corrientes convectivas, con desplazamientos de unos centímetros por año, que actúan dentro del manto y lo mezclan. Si bien la idea de los *hot spot* es bien admitida, posee aún muchos puntos oscuros. Se discute si estas plumas tienen origen en el límite manto superior-inferior (670 km) o en la capa "D" límite del manto inferior-núcleo (2900 km). Se encuentran también las teorías conciliatorias que dicen que ambos lugares son generadores de los *hot spot* al sostener que hay una doble capa convectiva, la del manto superior y la del manto inferior, cada una generando sus propios hot point, inclusive habría células convectivas que abarcarían todo el manto.

TIPOS DE ERUPCIONES

Se reconocen, dentro de las denominadas **erupciones explosivas**, diversos tipos que se extienden entre dos tipos fundamentales:

plinianas que emiten columnas verticales de 10 a 40 km de altura cargadas de fragmentos de variados tamaños y en el otro extremo los **flujos piroclásticos** que corresponde a una emulsión de líquido magmático y de ceniza caliente, densa, particularmente devastadora debido a que su temperatura puede llegar a unos 500°C y a que su velocidad puede alcanzar a los 100 m/seg.

erupciones explosivas { Plinianas (depósitos de cenizas)
flujos piroclásticos (depósitos de ignimbritas y oleadas piroclásticas)

Estos tipos de erupciones se pueden suceder en un mismo episodio volcánico y emiten caudales a una velocidad de eyección que les son característicos y por tanto con mecanismos físicos diferentes, que es necesario conocer por si algún día se quiere controlar el impacto ambiental de estas erupciones. La Figura 100 muestra esquemáticamente las distintas erupciones que puede generar un volcán en funcionamiento.

La caída de la presión en la cámara magmática reduce la solubilidad de los volátiles (agua, anhídrido carbónico, etc.). Los gases comienzan a burbujear, se dilatan y suben por el magma líquido. Su velocidad de ascenso está estrechamente relacionada con la viscosidad del magma. En el caso de los magmas muy viscosos (viscosidad superior a 10^4 o 10^5 Pa.s), que caracterizan a las erupciones explosivas, la velocidad de ascenso de las burbujas es despreciable respecto a las del magma y permanecen aprisionadas en el magma mientras siguen creciendo de tamaño. A medida que asciende, la porosidad del magma aumenta, pareciéndose cada vez más a la espuma. Finalmente, la película líquida viscosa que rodea a las burbujas estalla y la mezcla se fragmenta: la fase líquida deja de ser continua y pasa al estado de un gas en el que las gotas de magma líquido están en suspensión. Cuando la erupción se mezcla con el aire frío, se enfría y los fragmentos líquidos se solidifican originando cenizas y piedra pómez.

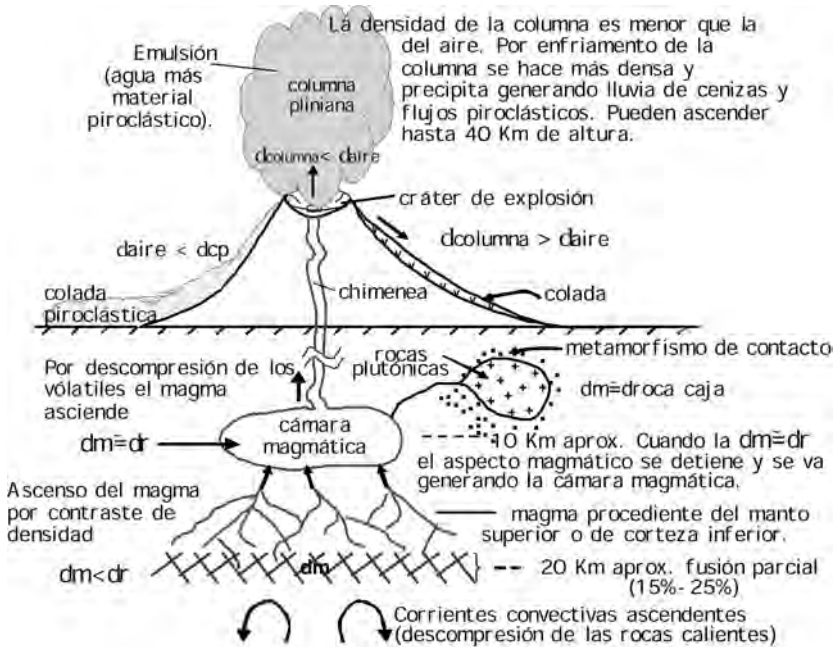


Figura 100. Esquema de las principales parte de un aparato volcánico y sus distintos tipos de erupciones. No se respetan la proporción de los tamaños ni las profundidades.

La mezcla agua-magma aumenta la explosividad dado que el agua por el calor se vaporiza, dicho vapor se agrega a los otros volátiles y disminuye la densidad de la mezcla y aumenta la velocidad inicial y se forma una columna pliniana. Si se agrega una gran cantidad de agua ocurre el efecto contrario ya que enfría al magma y este aumenta su viscosidad y erupción una columna de lodo en vez de una ligera de tipo pliniano.

Las columnas plinianas tienen la particularidad de elevar cantidades considerables de cenizas a decenas de kilómetros de altura. La energía térmica del magma se transmite a la columna eruptiva en forma de energía cinética. Una vez aligerada la columna se desplaza igual que el humo de la chimenea de una fábrica, dependiendo la altura que alcanza de la energía térmica inicial.

La altura de estas columnas puede calcularse con bastante exactitud. En las columnas pequeñas de 7 a 8 km de altura, el vapor de agua en la atmósfera es incorporado y es

transportado más arriba y se condensa. Las partículas que transporta hacen de núcleo de condensación y se forman gotitas de agua generando lluvias de barro. Mientras que el material eructado más denso se hunde para formar una corriente piroclástica (muy potentes y peligrosas). Estas corrientes pueden alcanzar velocidades de 100 m/s a lo largo de decenas de km. La densidad de esta corriente disminuye progresivamente debido al arrastre y calentamiento del aire y a la sedimentación de las partículas. La corriente se puede volver tan ligera que se eleva del suelo formando una columna de erupción denominada **"ignimbrita"** (Lat. = ignis = fuego; imber = lluvia). Posiblemente los espesores mayores de cenizas se originaron de columnas ignimbriticas y no de columnas plinianas.

Las nubes ignimbriticas se parecen a las columnas plinianas, se elevan por encima del cráter con la diferencia que la materia que se eleva por encima de la colada de cenizas es ligera y tiene una velocidad inicial muy pequeña. A medida que el material se eleva el movimiento se acelera y arrastra aire que

la caliente, haciéndose menos densa que el aire (este movimiento se parece al de una columna pliniana). La energía térmica de las cenizas calientes que se eleva se transforma progresivamente en energía cinética a medida que se alza la columna a decenas de km (la columna ignimbrítica del Tambora en 1815, se elevó hasta 23 km).

En el transcurso del siglo hay que lamentar cerca de 80.000 muertes por los efectos del vulcanismo e importantes daños materiales y un impacto no despreciable sobre el medio ambiente. Las energías puestas en juego en una erupción no pueden ser aún controladas de tal manera que la previsión, por hoy, solo puede limitar dichos efectos sobre personas y bienes.

Para prever hay que hacer vigilancia continua sobre el aparato pero esto es caro. Una erupción se produce por una sobrepresión en la cámara magmática ubicada a varios kilómetros de profundidad. Esta sobrepresión puede ocurrir por: nueva inyección de magma, o la producción de gases durante el enfriamiento de la cámara. Cuando la presión es excesiva se produce el fracturamiento de las rocas de la cámara y el magma asciende por la chimenea y explota en la superficie por la fuerte descompresión de los gases contenidos. En todos estos casos los volátiles son los motores de las erupciones.

En un **magma basáltico**, poco viscoso, la producción de gases en la cámara provoca la acumulación de burbujas en su parte superior generando una espuma. La mayor parte de estos gases se liberan en forma de explosiones, o chorros de gas con una débil proporción de magma (Strómboli o el Kilauea)

En un **magma andesítico** (rico en sílice) al ser más viscoso no se produce la separación de la fase gaseosa y la explosión expulsa a la vez magma y gases produciendo penachos plinianos cargados de cenizas comparables a nubes atómicas.

Tipo de volcanes: las partes de un aparato volcánico se ven en la Figura 101.

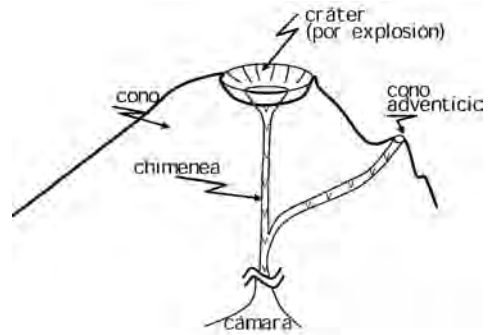


Figura 101. Distintas partes del cono volcánico.

Caldera por subsidencia, Figura 102.

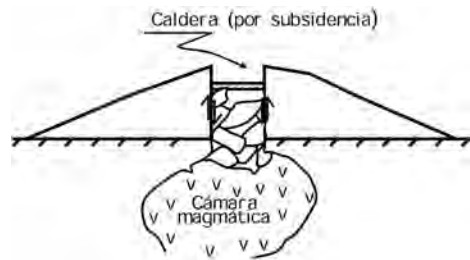


Figura 102. La cámara magmática está próxima a la superficie, el peso del material volcánico que está por encima hace ceder la estructura generándose la caldera. Por las fisuras que comunican con la cámara magmática puede salir lava y generar un lago de lava en la depresión de la caldera.

conos de lavas: (volcanes en escudo) Figura 103, son de lavas basálticas tipo Hawaii, son conos anchos de laderas poco inclinadas. La lava muy fluida sale por chimeneas y fisuras. Mauna Loa, Hawaii (4168 msnm + 4800 m de profundidad del océano ~ 9000m.)

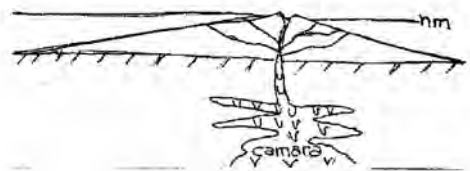


Figura 103. Volcán en escudo

conos de cenizas, Figura 104, como constituido por capas de cenizas superpuestas.

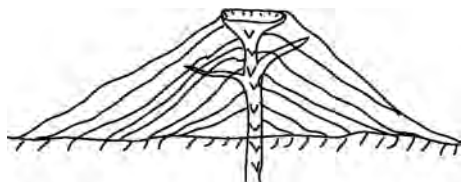


Figura 104. Cono formado por una sucesión de capas de cenizas volcánicas.

Conos mixtos o estrato volcanes, Figura 105, conos compuestos por intercalaciones de coladas y cenizas.





 = colada
 = cenizas

Figura 105. Cono mixto

Conos compuestos, Figura 106, volcán que se forma dentro del cráter del volcán madre, por ejemplo el Monte Soma dentro del Vesuvio.

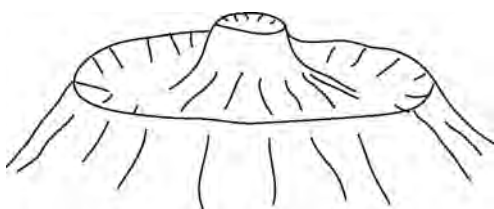


Figura 106. Volcán en volcán o volcán compuesto, tipo Vesubio.

Cúmulo volcán o domo, Figura 107, constituidos por lavas ácidas viscosas.

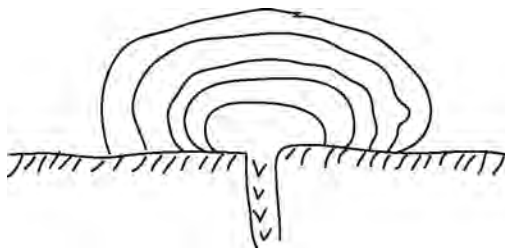


Figura 107. Cúmulo volcán. Las lavas son ácidas y su viscosidad no le permite fluir.

Maare, Figura 108, producidos por una sola explosión, el cráter ha sido invadido por el agua, p.e. en Alemania y en el S de Santa Cruz.

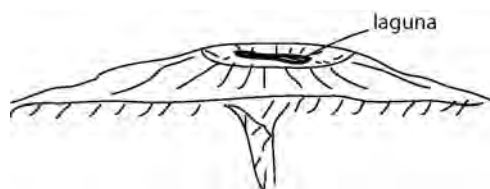


Figura 108. Las napas freáticas se calientan por calor magmático produciendo una erupción superficial explosiva que genera un cráter con poco desarrollo de aparato cónico que es llenado por aguas pluviales y freáticas.

TIPOS DE ERUPCIONES

En general se habla de erupciones centrales o en fisura, las primeras son de menor importancia volumétrica.

tipo hawaiano, tranquilo, de largas coladas basálticas.

tipo stromboliano, explosivo, de composición intermedia a básica.

tipo vulcaniano, explosivo, de composición ácida. (Vulcano y Lípári islas al N de Sicilia), generan muchas cenizas.

tipo peleiano, ácido, se forma un tapón en el interior de la chimenea que luego expulsa como bala, produce nubes ardientes (Martinica, 1902, 417m).

tipo fisura, generan los **plateau o trapps**, son de composición basáltica. p.e. Deccan, India: 300.000 km², Paraná, Columbia al NO de USA, Patagonia.

Tipo pliniano: erupciones violentas que desarrollan una columna eruptiva vertical de varios kilómetros de altura compuesta por una mezcla de gases calientes, cenizas y bloques de diversos tamaños. Cuando esta columna se hace demasiado pesada como para mantenerse en la atmósfera, se derrumba y genera flujos piroclásticos, especialmente devastadores por su elevada temperatura (varios centenares de grados) y su gran velocidad (varias decenas de metros por segundo). (Ver más adelante la evolución de estas columnas en el espacio y en el tiempo)

ácidas: son lavas en bloques, pues son más viscosas en superficie ya que son de menor t° que las basálticas y hay un mayor grado de polimerización de los silicatos.

Pillow lavas o lavas en almohadillas: se producen en derrames lávicos subácueos, Figura 109. La parte interna de la colada es fluida por conservación del calor. En su flujo submarino se diseña la estructura cordada, cuando encuentra un escalón como en la figura, se genera por tensión por efecto de la gravedad, una fisura que comunica las partes más calientes con el agua de mar produciéndose una explosión por la evaporación violenta cortándose un bloque que cae (almohadilla). Repitiéndose el proceso se generan las lavas almohadilladas.

TIPOS DE LAVAS:

basálticas:

Pahoehoe o cordadas:

poseen superficies lisas, onduladas o cordadas. Son de menor viscosidad y mayor t° .

Aa: son bloques irregulares cubiertos por pequeñas espinas. Resultado de la mayor viscosidad causada por la menor temperatura y un menor contenido de gases.

PILOW LAVAS (lavas almohadilladas) (coladas subácueas)

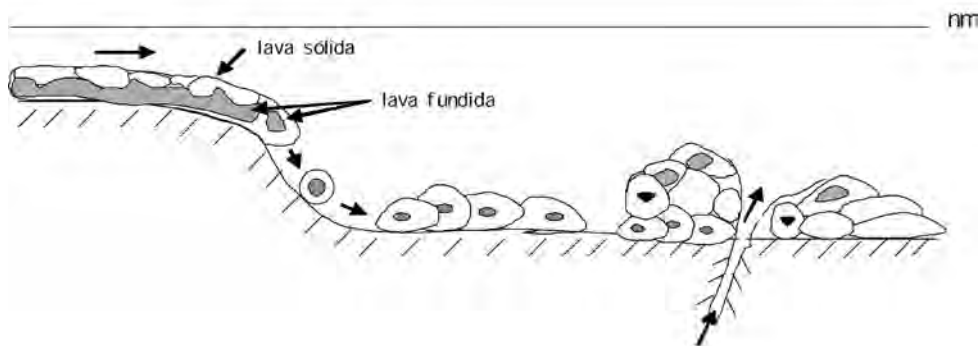


Figura 109. Esquema que muestra, a la izquierda una colada que avanza sobre una pendiente y se fragmenta en bloques, por causas gravitacionales, que se van acumulando en el nivel inferior y aplastando ya que su parte central aún esta fluida, generando los *pillow*. El segundo mecanismo se observa a la derecha del esquema, donde por medio de una fisura se extruye material lávico que va tomando forma de *pillows* (almohadones) al llegar al fondo del cuerpo de agua.

Volátiles: el vapor de agua es el más abundante. Un basalto posee 1% de agua, en 1 km^3 hay $25 \cdot 10^6 \text{ Tm}$ de agua o sea 25 l/m^3 . Los volátiles actúan como fundentes y además fluidifican las lavas.

lavas ácidas → más viscosas y menor t°
lavas básicas → menos viscosas y mayor t°

El Kilauea, volcán activo de Hawaii, emana la siguiente composición de gases:

agua = 60-90%
 CO_2
 N_2
 SO_2 en orden de $>$ a $<$ abundancia.
S
 Cl^-
 H_2
CO

Manifestaciones tardío volcánicas, se denominan **fumarolas** y estas son:

solfataras: emiten vapores sulfurosos de CO_2 ($130\text{-}175^\circ$)

soffioni: emiten vapor de agua ($120\text{-}210^\circ$)

Mofetas: emiten CO_2 a t° normal.

Geísers: son surgencias de aguas calientes, intermitentes, pueden llegar hasta 400m de altura, Figura 110. El agua contiene: SiO_2 , CO_3Na_2 , Cl, SO_4K_2 , Mg, Fe y Na. La **geiserita** es la roca típica constituida fundamentalmente por SiO_2 hidratada, p.e. en Yellowstone, Nva. Zelanda, Islandia.

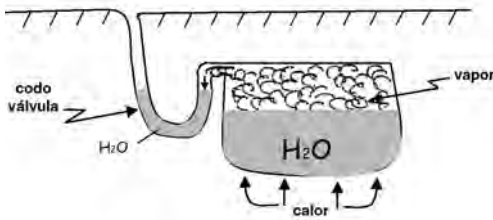


Figura 110. Esquema de un posible mecanismo generador de un geiser. Una cavidad, producida por disolución por aguas termales, se comunica al exterior por medio de un sifón. Tanto la cavidad como la parte curva del sifón quedan llenas con agua. El agua de la cavidad se va calentando por el calor desprendido de una cámara magmática

próxima, el agua comienza a evaporarse y ejerce presión hasta vencer la resistencia que produce el agua que ocupa el codo del sifón. En esos momentos se produce la surgencia denominada geiser. Se vacía la cavidad, termina la surgencia, y se vuelve a llenar con agua repitiendo al tiempo el funcionamiento del mecanismo.

DISTRIBUCIÓN DE LOS VOLCANES

Se conocen cerca de 500 volcanes en actividad en el mundo, las 2/3 partes están en el Arco de Fuego del Pacífico. Otros están en la Dorsal Atlántica, Caribe, S de Italia, Antártida (Erebus, Decepción), Hawaii, etcétera.

Ejemplos en el país: Descabezado (Mendoza), Payen Matru (Mendoza), Quizapu (Chile) erupció en 1932 y sus cenizas llegaron a Bs.As., Socompa (Salta), Tupungato (Mendoza), Yerba Buena (Córdoba), Tromen (Neuquén), Decepción (Antártida).

Los volcanes chilenos son numerosos y muchos de ellos se hallan en actividad (por ejemplo el Hudson que erupció en el año 1991 y provocó, por la distribución de los vientos, daños a la ganadería del norte de Santa Cruz, sus cenizas sobrepasaron las islas Malvinas).

Según Lemarchand (1995) Nápoles está amenazada no solamente por el Vesubio, que destruyó en el año 79 las ciudades de Pompeya, Herculano y Estabia, sino también por los campos flegreos. Ciertas deformaciones del suelo, a veces muy espectaculares a escala de 1 siglo y otras a escala de algunos años atestiguan una actividad subterránea que puede desembocar, en cualquier momento, en una nueva erupción. En el puerto de Pozzuoli el muelle ascendió lo suficiente como para que los barcos no tuvieran calado suficiente. En la misma zona en la plaza romana de Serapeum se ven las columnas con marcas a 6 m de altura realizadas por colonias de moluscos litófagos, las marcas más altas corresponden al año 1000, o sea que en esa época el agua llegaba hasta donde están las marcas.

Los **campos flegreos** se formaron hace 35.000 años como consecuencia de una gran erupción ignimbrítica que eyectó más de 80 km^3 de material volcánico (tobas grises) a temperaturas muy altas (700 a 800°C) (el

Pinatubo en 1991 sólo eyectó 5 km^3). El reservorio magmático, con un volumen de 200 a 300 km^3 se vació provocando la fractura de su techo, el cual se desplomó generando una caldera de más de 12 km de diámetro. Hace 12.000 años se produjo otra gran erupción que generó las "tobas amarillas" que originó otra caldera más pequeña dentro de la grande. Estas tobas cubren 1000 km^2 de la zona de Campania y se depositaron con temperaturas entre $200\text{-}300^\circ\text{C}$ en una emisión de 20 a 30 km^3 . A estos siguieron otros episodios menos importantes. Dentro de esta actividad la ciudad Romana de Baia quedó sumergida bajo 15 m de agua. Hubo movimientos del orden de 1 m /siglo como valor medio.

La sísmica ha permitido reconstruir la estructura del subsuelo de los Campos Flegreos que definen una cámara ubicada a unos 4 km de profundidad que se está enfriando desde hace 10.000 años. Todos los sismos tienen su foco encima de la cámara. El calor que escapa dilata un reservorio de agua ubicado a unos 3 km de profundidad. Es probable que esta agua condicione las deformaciones del suelo y la sísmica registrada.

El 15 de junio de 1991 el monte **Pinatubo** (isla Luzón) ubicado a 90 km al NO de Manila en las Filipinas lanzaba a la atmósfera 5 a 10 km^3 de materiales, el doble que el Santa Helena en 1980 y más de la mitad que el Krakatoa en Java (Indonesia) en 1883 . La erupción fue predicha con la suficiente antelación para evacuar decenas de miles de personas, lo que limitó el número de víctimas a unos pocos cientos.

En julio de 1990 un sismo de $7,8$ grados sacudió Luzón. El 2 de abril de 1991 se producen explosiones freáticas y chorros de vapor por una fisura de 3 km en la cara N del Pinatubo, se registran más de 200 terremotos en 24 hs . Los primeros días del mes de junio de 1991 se activa la sísmica, hay emisión de SO_2 que aumentan en un factor de 10 . Los focos de los sismos van siendo cada vez más superficiales (se interpreta que es el ascenso del magma) y se considera que en el lapso de dos semanas se va a producir la erupción. Se utilizó un sistema de alarma poblacional de 5 niveles que tuvo mucho

éxito y se pudo organizar la evacuación de la zona. El 7 de junio llega a la superficie un magma viscoso formando un domo. A los 5 días después de terremotos cada vez más frecuentes y mucha emisión de SO_2 el Pinatubo se desató. Del 12 al 14 de junio se suceden violentas explosiones que generan una columna pliniana, el paroxismo llega el 15 de junio por la tarde. las partículas fueron arrastradas hasta la estratosfera por un ciclón que en esos momentos afectaba la zona. Los alisios llevaron las cenizas hasta Tailandia y Singapur (2500 km). Las cenizas caídas en la zona estaban saturadas en agua y generaron coladas de barro (lahares) que provocaron muchos destrozos. Mientras las cenizas eran proyectadas a gran altitud, corrientes piroclásticas (formadas por una mezcla de gases calientes, cenizas y bloques de diversos tamaños bajaban por la ladera del volcán a más de 200 km/h . Estas corrientes piroclásticas fueron consecuencia de un hundimiento casi continuo de las partes inferiores de la columna pliniana o del hundimiento repetido de la columna entera (todavía no se sabe con exactitud). Cuando la nube de polvo se disipó se vio que el volcán había generado una caldera de $2,5 \text{ km}$ de diámetro y más de 650 m de profundidad reemplazando la antigua cima. La actividad siguió pero con menor intensidad.

Las aguas de lluvia se infiltraban hasta donde estaban las cenizas calientes produciéndose explosiones después de la explosión, arrastró más de $0,8 \text{ km}^3$ de materiales piroclásticos hasta los conos de los ríos en solo tres meses. Los índices de sedimentación crecieron hasta 4.10^6 m^3 de sedimentos por km^2 y milímetro de lluvia, cifra muy superior a la del Santa Helena o el Sakurajima. Los cursos de agua quedaron colmatados en su parte inferior, lo que produjo inundaciones en los campos y aldeas.

MAGMATISMO Y SEGREGACIÓN CRUSTAL

La cantidad media anual en que los materiales surgen por los conductos de los vol-

canes ha sido estimada entre menos de 1 y varias decenas de km^3 en todo el mundo. La producción anual de volcanes activos va desde $0,02 \text{ km}^3$ (Etna, Mauna Loa) hasta $0,07 \text{ km}^3$ (Kilauea).

El vulcanismo de las dorsales excede al vulcanismo de las zonas de subducción, no obstante casi la totalidad del material de la corteza oceánica formado en las dorsales vuelve al manto por subducción. El nuevo fondo marino es producido a una velocidad estimada en $3 \text{ km}^3/\text{año}$. De esta manera el área total de la corteza oceánica podría generarse en el orden de los 100 Ma (Davies, 1980). Indudablemente el magmatismo continúa para aumentar los continentes.

Un volumen desconocido pero indudablemente mayor de magma nunca llega a la superficie, sino que se solidifica en profundidad en la corteza. Es probable que, grandes porciones de los continentes podrían ser fragmentos de viejas cortezas oceánicas aprisionados dentro o desprendidos por debajo de los continentes más que subducidos.

Es improbable que la cantidad actual de vulcanismo sea igual a la del pasado dado que la generación de magma en el pasado era mucho más intensa debido a las altas temperaturas reinantes generadas por compactación gravitacional, impactos de meteoritos y radioactividad, especialmente de elementos de vida media corta, hoy desaparecidos.

Existe una sugerencia de que el planeta en sus primeros cientos de millones de años poseía un océano de magma de centenares de kilómetros de profundidad. La primera corteza se pudo haber formado rápidamente al congelarse el océano.

O sea que a lo largo de la historia terrestre ha habido un intercambio de materiales desde las partes corticales a las más profundas, fundamentalmente por razones gravimétricas y convectivas (térmicas). Este intercambio de materia ¿a terminado? Hoy en día se estima que todavía el manto puede seguir aportando elementos a la corteza, por medio de los mecanismos ya mencionados. Parece que todavía no se ha vaciado y se estima que aún le queda un 70% del material que puede entregar a la corteza.

Finalmente se puede resumir que el proceso magmático segrega la corteza del manto, transfiere calor desde el interior del planeta, puede ser el mecanismo que mueve las placas litosféricas, construye los continentes por encima del nivel del mar, enriquece a la atmósfera y a la hidrosfera, modifica el clima, se presenta en zonas localizadas al azar y trae materia y energía útiles desde la profundidad a niveles accesibles al hombre.

Prevenión de desastres volcánicos

Según Lemarchand (1995) la próxima erupción del Vesubio podría producir unas 700.000 muertes de acuerdo a simulaciones numéricas.

Este volcán se halla ubicado a algunos kilómetros al SE de Nápoles. En el año 79 destruyó los pueblos de Pompeya, Herculano y Estabía y mató a varios miles de personas. Este fenómeno fue descrito por Plinio el Joven que para ese entonces tenía 18 años. Hoy en día en las laderas del volcán viven más de 700.000 personas por lo cual es lógico conocer el impacto de una nueva erupción catastrófica. Tres vulcanólogos italianos (F. Dobran, A. Neri y M. Todesco) realizaron modelos matemáticos de una nueva erupción que muestra como en un radio de 7 km morían unas 700.000 personas.

La historia del Vesubio está compuesta por una serie de episodios que alternan con largos períodos de reposo. El peligro está en el carácter explosivo de sus erupciones que marcan cada ciclo magmático. La más antigua conocida fue la del año 79 y la más reciente en 1631 que destruyó Torre del Greco.

Estas erupciones explosivas se desencadenan bruscamente proyectando en forma de una columna vertical (columna eruptiva) de varios kilómetros de altura una mezcla de gases calientes, cenizas y bloques de diversos tamaños. Cuando esta columna se hace demasiado pesada para mantenerse en la atmósfera, se derrumba y genera flujos piroclásticos, especialmente devastadores por su elevada temperatura (varios centenares de

grados) y su gran velocidad (varias decenas de metros por segundo).

Según Lemarchans (op. cit) es muy difícil identificar las zonas amenazadas por estos flujos ya que su movilidad y extensión varían mucho. No solo depende de la energía, la amplitud y el estilo de la erupción, sino también depende de la topografía del volcán.

Se hicieron modelos de tres categorías de erupciones observadas para el Vesubio.

La **primera categoría** es similar a la del año 79 y está caracterizada por la emisión de grandes cantidades de material (varios km^3). Son erupciones denominadas **plinianas**, en referencia a las observaciones realizadas por Plinio el Joven. Van seguidas de períodos de reposo de varios siglos, incluso 1 milenio.

Las de **2da. categoría** son más modestas (con emisiones de $0,1 \text{ km}^3$, llamadas subplinianas (p.e. la de 1631), ocurren con intervalos de varios siglos.

Las de **3er. categoría** son erupciones explosivas de escasa importancia con producción de poco material ($0,01 \text{ km}^3$).

Las dos primeras son las más devastadoras ya que la columna eruptiva puede generar como se dijo flujos piroclásticos. Estos flujos pueden llegar a las poblaciones costeras situadas en la ladera S del Vesubio en pocos minutos (4 si la erupción es pliniana, 10 si es subpliniana y algo más de 15 si la erupción es más débil). En el flanco N, el monte Somma de 1.132 m, no constituye una barrera para las erupciones plinianas y subplinianas, los derrames solo se retrasan 4 minutos.

Se debe destacar que incluso una pequeña erupción puede producir una colada piroclástica que llegaría al mar Tirreno y provocar la destrucción de algunas poblaciones y advierten que la realidad puede ser más terrible ya que la presencia de viento puede desestabilizar la columna eruptiva y por consiguiente la orientación de los flujos piroclásticos. Finalmente advierten que estos fenómenos pueden ir acompañados por coladas de fango de carácter destructor.

NEONEPTUNISMO

Puede considerarse que el origen de la

corteza siálica, de composición granítica l.s., se debe a la presencia de la atmósfera y de la hidrosfera. El mecanismo de formación sería generado por la interacción de la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera en el transcurso de los tiempos geológicos. Análogamente la Luna no posee una corteza siálica debido a que su menor masa no pudo retener los elementos constitutivos de una atmósfera y de una hidrosfera similar a los de la Tierra. Por tal motivo en la Luna su corteza y superficie es fundamentalmente basáltica con una cubierta de poco espesor de detritos cuyo origen corresponde a la impactoclastia meteorítica y también a materiales piroclásticos generados por el vulcanismo.

De tal manera que en la Tierra la acción continuada de la meteorización, en un principio producida sobre rocas básicas, fue generando una diferenciación mineralógica probablemente en un ambiente fisicoquímico mucho más activo que el actual. Este mecanismo en repetidas acciones, más el agregado de meteoritos de composición aff. siálica fue formando una corteza siálica, quizás dispersa, que flotaba por razones gravimétricas sobre el **simá** y que se fue acrecionando a través del tiempo tomando la distribución actual ayudado por la tectónica de placas.

Estas ideas revitalizan aquellas de Werner sobre el Neptunismo. A estos conceptos cabría agregar los de metamorfismo y anatexis que complementarían todo el mecanismo de diferenciación que lleva, junto a la tectónica de placas, a la construcción de la corteza siálica de composición granítica.

OCURRENCIA DEL MAGMATISMO

Para interpretar las condiciones de formación de las rocas ígneas se debe tener una comprensión detallada de los procesos magmáticos de hoy en día. Según este concepto vale aquello de que **el presente es la clave del pasado**". Este principio (Actualismo) se considera bastante cierto para el Fanerozoico (Paleozoico + Mesozoico + Cenozoico) (menos de 600 Ma) pero para el Precámbrico, los procesos generadores de magmas, pudieron ser distintos. Por ejemplo en el Arcaico los

gradientes termales pudieron ser más intensos causando mayor grado de fusión parcial a profundidades menores y la mecánica de **tectónica de placas** pudo haber sido distinta con gran número de microplacas moviéndose a velocidades mayores.

La teoría de la **tectónica de placas** da una muy buena infraestructura para la explicación del fenómeno magmático. Las figuras 38 y 39 muestran la ubicación de donde se generan las rocas ígneas.

Las placas mayores actualmente son 12 y sus espesores varían entre pocos km hasta más de 100 km debajo de algunas regiones continentales estables y con dimensiones horizontales de miles de km. Se mueven como consecuencia de las corrientes convectivas que actúan como un flujo plástico en el manto. Más del 90% de la actividad magmática actual está ubicada en la zona de bordes de placas. Sobre la base de la **tectónica de placas** se reconocen 4 ambientes de formación de magmas:

1) **márgenes constructivos**: incluye las dorsales centro oceánicas y el spreading de retroarcos.

2) **márgenes destructivos**: son zonas de placas convergentes que incluyen arcos de islas y márgenes continentales activas con intenso vulcanismo.

3) **emplazamientos de material ígneo en intraplacas oceánicas**: islas oceánicas.

4) **emplazamientos de material ígneo en intraplacas continentales**: incluyen provincias de basaltos continentales, zonas de rift continental y magmatismo potásico y ultra potásico no vinculados incluyendo kimberlitas.

Los lugares de mayor formación de magmas son las dorsales centro oceánicas. En esos lugares a ambos lados de la dorsal se va formando el fondo oceánico constituido por los derrames lávicos basálticos. Estas placas al enfriarse a medida que se alejan de la dorsal se vuelven más densas y se hundén en la zona de **subducción** (lugar donde después de las dorsales

es donde se produce más magma). El material subductado junto con los sedimentos tanto del fondo oceánico como los de proveniencia continental, al hundirse, se metamorfiza y aún puede generar magmas (por calentamiento se produce deshidratación, esta agua actúa como fundente induciendo la fusión parcial de los sedimentos mencionados). Los magmas basálticos, hidratados también por este proceso, ascienden dentro de la corteza y se diferencian en cámaras magmáticas subvolcánicas creando magmas más ácidos. En este último caso el vulcanismo puede ser explosivo por el alto contenido de agua, que por el descenso de presión se libera bruscamente.

Se produce magmatismo y metamorfismo en la placa que es subductada.

Si esta es una placa oceánica se desarrollará una cadena de islas volcánicas formando un **arco volcánico**, mientras que si se trata de una placa continental creará un **margen continental activo**. En estos dos ambientes la generación de magma es similar pero en el último la geoquímica del magma puede ser más contaminada por la corteza.

Detrás de algunos arcos volcánicos ocurre distensión del fondo oceánico generando **retroarcos** o **cuencas marginales**.

Con estos mecanismos es que se produce el reciclaje del fondo oceánico y se interpreta que es éste el proceso principal de formación de la **corteza continental** por lo menos desde el Fanerozoico.

También aparece vulcanismo de **intraplacas** que es actualmente poco importante pero pudo haber sido más importante en el pasado.

En general la preservación de rocas ígneas generadas en las dorsales oceánicas y arcos de islas es baja porque forman parte de la litosfera que es reciclada dentro del manto en un período del orden de los 200 millones de años.

Las Figuras 111 y 112 muestran esquemas idealizados donde se produce el magma por efecto de la subducción y de la formación del fondo oceánico respectivamente.

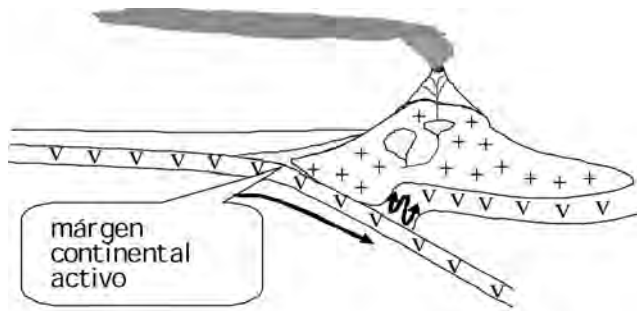


Figura 111. lugar de generación de magma en la zona de subducción, de acuerdo con la tectónica de placas.

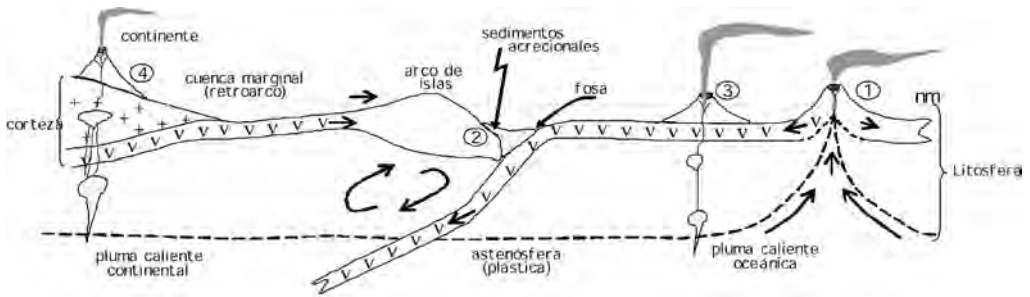


Figura 112. Fuentes de magmas, de acuerdo con la tectónica de placas, a la izquierda del esquema, por medio de un *Hot spot* continental, en la parte central en la zona de arcos de islas por los efectos de la subducción en un esquema similar al de la figura anterior, en el punto 3 por un *hot spot* en la zona oceánica y a la derecha, punto 1, por causas tensionales generadas por las corrientes convectivas del manto se produce la emisión lávica basáltica que va a formar las dorsales centro-oceánicas y el fondo submarino.

El origen y acumulación de las rocas sedimentarias parece a primera vista muy sencillo. Se ve a simple vista como se forman las arenas y los barros y como son transportados por los ríos hasta el mar. Pero no todos los procesos formativos son observables a simple vista, p.e. los **procesos diagenéticos** que son aquellos que llevan a la litificación del sedimento. Tampoco se han podido observar las corrientes de turbidez, responsables del transporte, de la deposición y de la estructura de muchos sedimentos marinos. La formación de gran cantidad de sedimentos de origen químico jamás ha sido observada.

De esta manera el estudio de la génesis de las rocas sedimentarias, como así también de los otros tipos de rocas, debe reconstruirse a través del registro geológico y los "efectos" producidos, ya sean texturales, estructurales y los minerales que componen al sedimento en cuestión. Este es el objetivo del sedimentólogo, recurrir a las rocas, interpretarlas como documentos y desentrañar así su historia.

Los sedimentos cubren las 3/4 partes de las tierras emergidas del planeta, son el producto de transformación de rocas preexistentes debido a la gravedad, a los agentes atmosféricos y a los organismos vivientes.

Las rocas sedimentarias son el producto de la consolidación de los sedimentos, o sea de los materiales sueltos debidos a la acumulación mecánica de los fragmentos más o menos grandes (**sedimentos clásticos**) o a la precipitación de soluciones con o sin intervención de organismos que fijan las sales del agua (**sedimentos organogénicos y químicos**).

El proceso sedimentario clástico comienza con la **alteración** del material originario formando un suelo cuyo espesor está en función del tipo de agente de alteración, de la duración

del fenómeno, de la naturaleza del material y de la posibilidad del lavado del material. El **transporte** ocurre comúnmente en agua, primero en los arroyos, luego en los ríos y finalmente termina en los mares, pero también hay transporte por viento, por hielo, por gravedad, por organismos. Ello produce una clasificación de los materiales sobre la base del tamaño de los materiales, el peso específico y el quimismo. En el transporte áqueo conviene distinguir entre el material rodado, del llevado en suspensión y del llevado en solución. El tercer estadio del ciclo de la erosión es el **depósito** que es el más importante pues imprime al sedimento las características texturales definitivas.

Sobre la base del ambiente de sedimentación se distinguen aquellos **continentales y marinos**, los primeros pueden ser subaéreos como los detritos de ladera, las arenas eólicas de los desiertos, el loess periglaciario; subacuáticos en los tipos **fluvial** con rodados y arenas, **lacustre** con arenas, limos y arcillas, **lagunares** constituidos por limos y arcillas, a veces con niveles evaporíticos, **deltaico** constituidos por materiales diversos pero bien seleccionados.

Los **sedimentos marinos** están constituidos por una mezcla de material detrítico más o menos grueso de procedencia continental, con materiales producidos de la precipitación química o bioquímica de sales contenidas en el agua de mar y con residuos de la actividad orgánica presente en esas aguas (esqueletos, restos, etc.). Estos se distinguen de acuerdo a la profundidad y distancia de la costa en: **pelágicos** prevalentemente finos y silíceos, **neríticos**, más gruesos, con estructuras complejas debidas a la circulación del agua y a la actividad de los organismos, e **intercotidal** formadas en los deltas, lagunas, barreras coralinas.

El proceso sedimentario químico y bioquímico consiste en la precipitación, esencialmente, de sales inorgánicas o de sustancias útiles a los organismos para su supervivencia. Se trata de carbonato de calcio y subordinadamente de fosfatos de calcio e hidróxidos de hierro y sílice. El primero precipita tanto en ambiente continental como en marino, comúnmente mezclado con carbonato de magnesio y limos silicáticos muy finos, a profundidades no excesivas. Los organismos juegan un gran rol en la fijación de las sales de las que se sirven para la formación de su esqueleto. Debajo de una cierta profundidad (aproximadamente 4000 m) el carbonato de calcio se disuelve, por lo cual los depósitos abisales resultan constituidos, casi exclusivamente, de sílice en gran parte debido a la acumulación de restos orgánicos o a la precipitación de soluciones calientes de origen volcánico conteniendo también Mn y Fe (chert o ftanita). Los depósitos fosfáticos y ferrosos tienen origen principalmente continental: los primeros derivan de la acumulación de esqueletos de vertebrados o de excrementos, los segundos de la fijación bacteriana del hierro en solución en el agua de los pantanos. Un tipo más raro pero importante de sedimentos químicos son las **evaporitas** generadas por la evaporación de aguas salobres predominantemente salinas en cuencas cerradas, con precipitación de sales (cloruros y sulfatos alcalinos principalmente).

El estadio final del proceso sedimentario corresponde a la **litificación** o sea a la transformación del sedimento en roca (sedimentita) por eliminación de los vacíos intergranulares (compactación), por precipitación química (cementación). Este estadio se completa con la **diagénesis** que corresponde a una recristalización parcial debida a la P de carga de los sedimentos suprayacentes, a la disolución y al intercambio químico selectivo que ocurre en las aguas congénitas, que a veces lleva a la formación de rocas particulares como la dolomita.

ABUNDANCIA DE LOS SEDIMENTOS

Las rocas sedimentarias, según Clarke, constituyen, en volumen, sólo el 5% de la corteza terrestre; mientras que las rocas ígneas y metamórficas ocupan el 95% restante. Por otra

parte el área de afloramiento de las rocas sedimentarias en las zonas emergidas es del 75%.

De esto se deduce que los sedimentos solo forman una delgada capa superficial (se conocen espesores de sedimentos de hasta 15 km).

ABUNDANCIA RELATIVA DE LOS SEDIMENTOS COMUNES

Según Krynine, haciendo mediciones en muchos perfiles estratigráficos obtuvo:

lutitas.....	42 %
areniscas.....	40
calizas.....	18

Estos valores son relativos pues hay areniscas con material arcilloso y viceversa. Hay lutitas que por metamorfismo son granoblásticas y fueron consideradas como areniscas.

Pettijhon haciendo correcciones llega a los siguientes resultados:

lutitas.....	58%
areniscas.....	22
calizas.....	20

Las rocas sedimentarias llevan este nombre porque en general se han depositado sedimentando en capas o estratos más o menos paralelos. Los sedimentos en su mayor parte (aproximadamente el 70%) tienen origen en el ambiente marino y ocupan siempre una situación pericontinental siendo casi nulos fuera del borde de la plataforma submarina o sea en plena zona plágica.

CICLO EXÓGENO

La superficie sólida de la Tierra (continental y submarina) es sumamente irregular y posee una serie de formas que se agrupan bajo el nombre de relieve terrestre. Estas diferencias de altura son el resultado del equilibrio o desequilibrio de dos procesos: el **endógeno** que tiene origen en el interior de la corteza terrestre, respondiendo a causas profundas y son creadores, en general, de formas del relieve; y los **exógenos** que ocurren en el exterior

de la corteza y en general son destructores de las formas del relieve y tienden a penneplanizar la corteza.

Fundamentalmente, en este caso, nos interesan los procesos exógenos que están regidos por la interacción de la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera y poseen diversos aspectos que se describen con los nombres de: **meteorización, erosión, transporte, depositación y diagénesis**. Ninguno de estos procesos actúa en forma aislada y debe aclararse que la diagénesis puede ser considerada como un proceso endógeno.

Meteorización: conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que conducen a la destrucción y/o descomposición de las rocas "in situ".

Las rocas generadas en el interior de la corteza

terrestre (ígneas y metamórficas), se forman en condiciones de P y T° muy distintas a las del medio exógeno por lo tanto cuando esas rocas afloran en la superficie, se encuentran en desequilibrio físico-químico con el ambiente que las rodea. Los minerales que componen a estas rocas experimentan una desintegración físico-química lenta. Las condiciones físico-químicas de la superficie de la corteza terrestre son muy variables y complejas y conducen a los minerales antes mencionados a descomponerse (**alterarse**) en otros nuevos que son más estables en las nuevas condiciones (la meteorización es indispensable para la vida pues gracias a ella se forman los nutrientes de la base trófica y el suelo vegetal). El orden de estabilidad mineral en condiciones normales es el inverso del orden de cristalización de Bowen, Tabla 27.

Tabla 27

Olivita	anortita	< estabilidad
	bitownita	
piroxenos	labradorita	
	andesina	
anfíboles	oligoclasa	
	albita	
biotita		
		> estabilidad
cuarzo, ortosa		

Meteorización mecánica: una roca se desmenuza en bloques por efecto de las diaclasas, se separa también por **desagregación cristalina** o **granular**. Intervienen las variaciones de T° (termoclastía); heladas (crioclastía) como también las acciones combinadas de la penetración de aguas y la cristalización de sales (energía reticular). La **acción biológica** interviene también mecánicamente (raíces de vegetales, efecto palanca del tallo y/o copa por empuje del viento; también una raíz de 10 cm de diámetro y 1 metro de longitud puede mover un bloque de 10 Tm en su crecimiento) pero engendra principalmente productos químicos activos como compuestos húmicos, NH₃ (amoníaco), CO₂, NO₃H (ácido nítrico), PO₄⁼ y SO₄⁼. La **termoclastía** en ambientes secos no es muy importante. La **crioclastía** es muy

efectiva, pero no para rocas poco porosas. El agua al congelarse aumenta su volumen más que la roca y la quiebra.

Meteorización química: la desintegración química se debe principalmente al efecto de las aguas superficiales que han tomado oxígeno con desprendimiento de H⁺ y CO₂ del aire y ácidos orgánicos de la tierra. Las operaciones, lentas pero inexorables de disolución, oxidación, carbonatación e hidratación, actúan constantemente, junto a las acciones mecánicas, todo lo cual conduce a la formación de una película meteorizada sobre la roca. Parte del material transformado se desplaza y parte se puede quedar dando lugar a materiales residuales (arcillas residuales; lateritas ricas en hidróxidos de Fe, bauxita ricas en hidróxidos de Al, o el suelo vegetal). Los suelos lateríticos indican

condiciones de meteorización extremas.

La fragmentación de una roca aumenta la superficie de la misma a los agentes químicos facilitando su descomposición o meteoriza-

ción. La siguiente tabla muestra como varía la superficie expuesta por ejemplo al ataque químico de los fragmentos obtenidos a partir de 1 centímetro cúbico, Tabla 28.

Tabla 28

Tamaño en cm	Tipo de fragmento	Número de partículas	Área total expuesta (cm ²)
1	rodado	1	6
0,1	arena gruesa	10 ³	60
0,0001	arcilla fina	10 ¹²	60.000
0,00001	arcilla coloidal	10 ¹⁵	600.000

Tamaños menores de 0,001 mm se consideran **coloides**. Los coloides son partículas que se mantienen en suspensión permanente en agua debido a los efectos de impacto de las moléculas de agua (movimiento browniano). Las partículas coloidales son químicamente activas ya que están cargadas eléctricamente y pueden mantenerse unidas formando iones en una solución acuosa.

El término **arcilla** tiene dos acepciones, una, es la granulométrica que se refiere a todas las partículas menores de 1/256 milímetros (menores que 0,0039 mm) incluye fragmentos de cuarzo, feldspatos, micas, arcillas, etc., y la otra, se refiere a las especies minerales que reciben dicho nombre genérico. Bajo el punto de vista mineralógico son filosilicatos cuyas capas están constituidas por tetraedros de (SiO₄)⁻⁴ alternados con capas de octaedros (SiO₆)⁻⁸, los iones libres y las moléculas de agua se ubican entre capa y capa. En ciertas arcillas la absorción de moléculas de agua produce hinchamiento de la estructura (arcillas expandibles). En medio acuoso pueden retener cationes. La hidrólisis es el mecanismo que transforma ciertos silicatos en arcillas. Se clasifican en tres grandes grupos:

Grupo del caolín: Si₂O₅Al₂(OH)₄, el término deriva de una localidad china. Se usa para cerámica, industria del papel, etc. Son arcillas no expandibles y en general provienen de la hidrólisis de la ortosa (Si₃O₈AlK).

Grupo de la Illita: son arcillas no expandibles y el nombre proviene del estado de Illinois en USA. El catión dominante es el potasio.

Grupo de la montmorillonita: término que deriva de la ciudad francesa Montmorillon. Se las denomina también **esmeclitas**. Son arcillas expandibles por ello no son aconsejable para usar en cimientos de edificios. Proviene, en general, de la alteración de basaltos y rocas piroclásticas. Son ricas en los cationes Mg y Fe.

Para que el agua sea efectiva en la meteorización (alteración) de los feldspatos tiene que tener un ácido en disolución que actúe sobre los iones de la red silicática. Los radicales hidroxilos (OH⁻) e hidronio (H₃O⁺) (se escribe H⁺ para abreviar) , siempre están presentes en el agua. Un ácido genera hidronio en una solución acuosa aumentando la acidez de la solución. Mientras que una base aumenta la concentración de hidroxilo, aumentando la basicidad o alcalinidad de la solución. El ácido natural más común es el carbónico (CO₃H) y proviene de la siguiente reacción:

$$2H_2O + CO_2 \rightarrow H_3O^+ + CO_3H^-$$

ác. carbónico

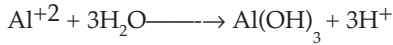
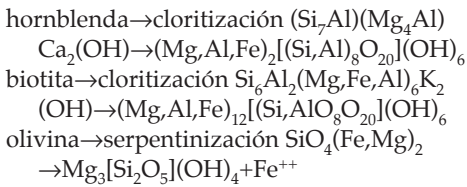
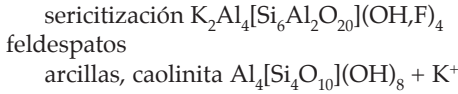
Este ácido está disuelto en la soda o en una bebida gaseosa, al abrir la válvula disminuye la presión y la reacción se invierte escapán-

dose como CO₂. El álcalis más común es el Na y aparece en solución como NaOH = OH⁻ + Na⁺ dando carácter alcalino al medio ácuo.

La alcalinidad o acidez se mide con el pH, el valor 7 es neutro, quiere decir que hay cantidades iguales de H⁺ y OH⁻ en el medio, el extremo ácido es 1 y el básico es 14.

La **hidrólisis** es la descomposición de las sales minerales (principalmente silicatos) por el agua, es el mecanismo fundamental de la alteración de los silicatos considerados aquí como sales de ácido silfíco y bases fuertes.

Algunos ejemplos de hidrólisis en una diagénesis regresiva son:



El **cuarzo** y la **muscovita** son en general poco alterables en condiciones diagénicas, son llamados **minerales residuales**.

El agua de lluvia en parte está ionizada (H⁺ y OH⁻). Bajo tierra el agua adquiere distintos ácidos orgánicos producidos por la desintegración de la materia vegetal y animal. Cargada de este modo, el agua ataca a los minerales de las rocas. El agua con el NO forma ácido nítrico y nitroso, con el SO₂ da SO₄H₂ (ác. sulfúrico). Lleva también oxígeno libre produciendo oxidación de los minerales. Los ácidos húmicos son muy importantes, son coloides que promueven la descomposición de las rocas debido a su notable capacidad para intercambiar bases (Na⁺, Ca⁺⁺, K⁺ y absorción de cationes. Los mecanismos químicos actuantes se **denominan disolución, hidratación, hidrólisis, oxidación, reducción, formación de carbonatos**.

La **lixiviación (eluviación)** del Lat. eluere = lavar es el arrastre hacia abajo de los elementos solubles de un suelo por agua de infiltración. El mecanismo opuesto es la **iluviación** o sea el ascenso de iones dentro de un suelo por efectos de capilaridad, evaporación o migración iónica.

Balance químico exógeno, Figura 113. (MacKenzie, F.T. y R.M. Garrels en Investigación y Ciencia, junio/83).

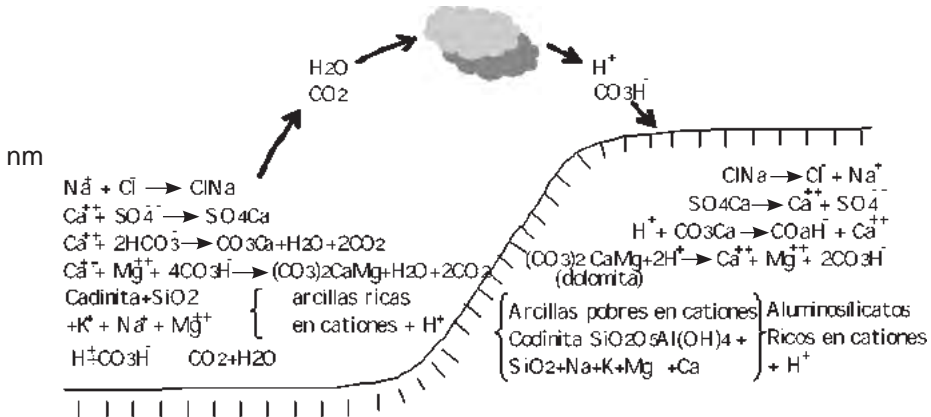


Figura 113. Equilibrio entre la atmósfera, hidrosfera y litosfera. Fue postulado en los años 50 por Lars Gunnar Sillen de Estocolmo y lo desarrollaron MacKenzie y Garrels en USA. En la atmósfera el CO₂ se disuelve en el vapor de agua dando ácido carbónico. Al llover los H⁺ de la dilución ácida liberan los cationes de las rocas continentales. Los ríos llevan los productos de alteración a los océanos. En estos, debido a su pobreza en H⁺, se invierten las reacciones formando rocas sedimentarias ricas en cationes y retornando el CO₂ a la atmósfera.

METEORIZACIÓN QUÍMICA

Los solutos que contiene la disolución de un suelo por disolución están al alcance de la vegetación, de donde toma los nutrientes.

Los iones están presentes en un suelo por causas distintas. Las principales son:

- la alteración mineral.
- descomposición de la materia orgánica.
- la lluvia.
- los procesos de intercambio iónico entre la disolución del suelo y las partículas coloidales tanto minerales como orgánicas.

— Acción antrópica (riego con aguas de alto contenido salino, los procesos de fertilización o los vertidos de contaminantes solubles).

Los procesos de descomposición orgánica liberan iones en forma más rápida que la alteración (meteorización) mineral.

Los mecanismos más importantes de **retención iónica** en un suelo son :

- intercambio iónico con coloides
- precipitación de sales
- atracción electrostática con partículas sólidas de signo opuesto
- formación de complejos con compuestos orgánicos del suelo
- retención en el interior de microorganismos.

En la disolución de las rocas se encuentran una variada gama de iones cuya concentración es variable dependiendo del tipo de roca y de la época del año (factor climático, lluvias y temperatura). Los iones más abundantes son (en orden de mayor a menor abundancia):

cationes

Intercambiables: Ca^{+2} - Mg^{+2} - K^{+} - Na^{+} - NH_4^{+} - Al^{+3}

Metálicos de transición: Mn^{+2} - Cu^{+2} - Al^{+3} - Fe^{+3} - Zn^{+2} - Ti^{+4}

Tóxicos: Al^{+3} - Cd^{+2} - Pb^{+2} - Hg^{+2} - Be^{+2}

aniones

Solubles: Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- - NO_3^-

Poco solubles: H_3SiO_4^- - H_2PO_4^- - H_2BO_3^- - MoO_4^{2-}

Tóxicos: AsO_4^{3-} - CrO_4^{2-}

El K es el tercer elemento fertilizante después del N y el P. El Na es abundante en suelos alcalinos, mientras que el Al libre en disolución se encuentra en suelos ácidos (pH < 5,5).

Los mecanismos de la meteorización química son:

—Disolución:

$\text{ClNa} \rightarrow \text{Cl}^- + \text{Na}^+$ disolución total
halita

$4\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlK} + 22\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Al} + 8\text{Si}(\text{OH})_4 +$
ortosa caolinita
 $\text{K}^+ + 4\text{OH}^-$ disolución parcial

$7\text{Si}_3\text{O}_8\text{AlK} + 7\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+ \rightarrow \text{Si}_{11}\text{O}_3\text{OAl}_7\text{K}$
microclino montmorillonita
 $(\text{OH})_6 + 10\text{Si}(\text{OH})_4 + 6\text{K}^+$

Los iones que más fácilmente se lixivian son los alcalinos y alcalinotérreos que son llevados al mar por los ríos. Mientras que los cationes Mn, Fe, Si, Ti y Al son de disolución lenta y acaban por precipitar como hidróxidos, pasando luego a óxidos acumulándose con el tiempo.

—Hidratación e hidrólisis: Corresponden a la interacción del agua sobre la roca. En la hidratación el agua se incorpora al mineral sin reaccionar (agua de cristalización)

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
hematita limonita

$\text{SO}_4\text{Ca} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
anhidrita yeso

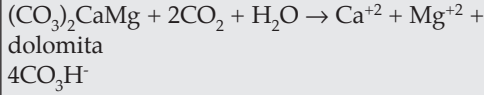
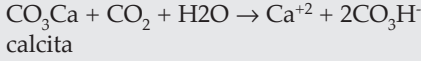
La **hidrólisis** produce una reacción química entre el agua y el mineral que debilita los enlaces entre elementos de la red cristalina del mineral.

$\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{SO}_4\text{H}_2$ en medio ácido

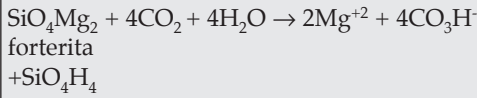
$\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{OH})_2$ en medio alcalino

—carbonatación: interacción entre el

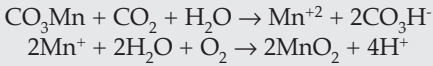
mineral y el CO_2 atmosférico. La disolución de CO_2 en el agua implica su acidificación, lo cual incrementa el poder disolvente de ésta. Por ejemplo la disolución de calcita y dolomita.



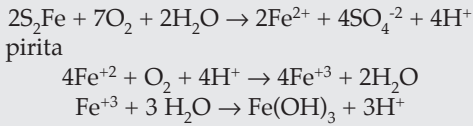
La carbonatación también puede afectar a los silicatos como el caso de la forsterita:



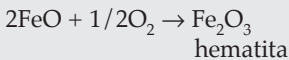
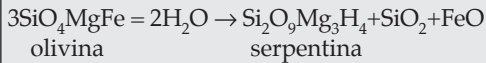
—**oxidación:** Suele ser el principal mecanismo de la meteorización química para las rocas formadas a grandes profundidades en condiciones anóxicas y que luego se exponen a la acción oxidante de la atmósfera. Por ejemplo:



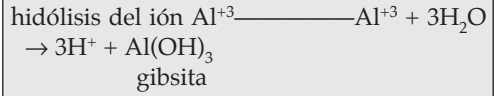
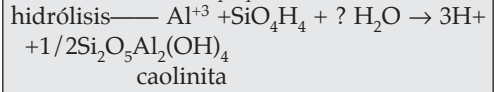
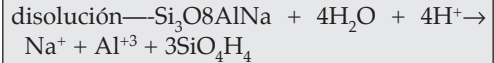
En los sulfuros la oxidación es intensa



Los silicatos que contienen hierro están sometidos a oxidación:



—Es común que se produzcan diferentes mecanismos en etapas consecutivas como es el caso de la disolución e hidrólisis en la albita:



Alteración del vidrio

El vidrio “fresco” se presenta como una masa homogénea sin microfisuras ni micro-fases cristalinas, salvo algunas burbujas atrapadas dentro del proceso de formación.

De acuerdo con Lobourel y Chaussidon (1994) la alteración de un vidrio se observa porque el material se ve más opaco debido a las modificaciones químicas y las propiedades físicas superficiales en una capa de unos 300 micrones de espesor surcada por microfisuras y pequeños cráteres. La película de alteración está formada por yeso y calcita. Las microfisuras, perpendiculares y paralelas a la superficie, generan una escamación del vidrio y dentro de ellas pueden darse colonias de microorganismos.

En general, en la zona de alteración, se pueden reconocer tres capas. La más superficial está constituida por yeso y calcita, le sigue una zona intermedia microfracturada con un espesor de hasta los 300 micrones y finalmente el vidrio “sano” homogéneo y sin microfracturas.

Se reconocen dos características estrechamente asociadas, una zonación química y las microfracturas.

Zonación química: está constituida por una alternancia de finas capas micrométricas de distintas composiciones químicas, donde las láminas más recientes cortan a las más antiguas. Estas láminas se disponen en semicírculos paralelos al frente de alteración.

Microfracturas: no aparecen en los vidrios “sanos”. Se reconocen dos tipos. Uno, perpendicular al frente de alteración, forma una red poligonal; cuando aumenta la intensidad de la alteración, se disponen en forma radial a partir de una fisura principal o son

paralelas entre sí regularmente espaciadas. El otro tipo, aparece en las zonas fuertemente alteradas formando una red paralela a la superficie del vidrio. Las microfisuras están abiertas y rellenas por cristales de yeso y calcita y a veces singenita (sulfato de Ca y K), mientras que las fisuras de primer tipo poseen pocas fases cristalizadas.

Las variaciones de la composición química, según Lobourel y Chaussidon (op. cit.), informan mejor que el microfisuramiento sobre el estado de alteración de un vidrio. El vidrio alterado en relación al vidrio "fresco" está empobrecido en K, Na, Ca, Mg y Mn y relativamente enriquecido en Si, Al y Fe. El P es variable. La zona alterada está fuertemente hidratada llegando hasta el 10% en peso. En las zonas "sanas" el agua está presente en mucha menor cantidad. El agua meteórica es el agente principal de alteración.

Los gases atmosféricos tales como CO_2 y SO_2 son también importantes en la alteración pero menos que el agua.

El mecanismo de alteración recibe el nombre de **lixiviación** donde la capa alterada queda empobrecida en cationes y enriquecida relativamente en Si. El modo más efectivo es la disolución en medio ácido sobre los puntos reactivos que son los enlaces iónicos en los cuales los cationes modificadores son fácilmente reemplazados por los iones H^+ o H_3O^+ de la solución alterante. El edificio residual está básicamente formado por enlaces fuertes de tipo covalente Si-O. Los vidrios más ricos en sílice son menos alterables, mientras que los más ricos en álcalis y alcalinos térreos (Na, K, Mg, Ca y otros) son más fácilmente alterables. Los cationes formadores de la red como el Si, Al y Fe son poco lixiviables. El orden de mayor a menor lixiviación es: $\text{K} > \text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Mn} > \text{P}$.

Los cationes lixiviados son transportados a través de la zona alterada y pueden recombinarse con aniones de la solución alterante (agua meteórica) y precipitar cuando se alcanza la saturación. El Ca se puede combinar con carbonatos, sulfatos y fosfatos y precipita en forma de calcita, yeso o fosfatos. La fase potásica da singenita.

El vidrio se fisura por la relajación de tensiones, igual que las rocas. Las tensiones

pueden ser también de origen interno al enfriarse el vidrio y pueden ser detectadas al microscopio por la variación de la birrefringencia; o bien ser generadas por los cambios de volúmenes por lixivación, o también por las variaciones térmicas estacionales.

Erosión: es la obtención y entrega al medio de transporte de minerales y/o rocas.

Transporte: proceso geológico por el cual los materiales sedimentarios son llevados de un lugar a otro. Los **agentes de transporte** son áqueo, eólico y glaciár. Si la gravedad actúa directamente y no a través de un agente dinámico se tiene el transporte gravitativo. De escasa importancia es el transporte biológico, Figura 114, (caso de los pingüinos de Cabo Primavera, Antártida Argentina).

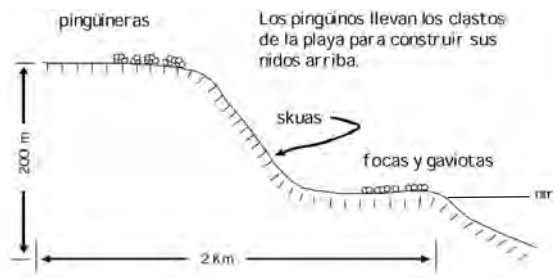


Figura 114. Los pingüinos de Cabo Primavera (Costa de Danco, Antártida Argentina) no hacen sus nidos en el nivel de terraza marina actual que es el lugar más cómodo ya que es territorio de sus depredadores. Por tal motivo, en un recorrido de 2 km con unos 200 m de desnivel, construyen sus nidos en un nivel de terraza más antiguo transportando los clastos uno a uno del nivel actual de terraza.

El transporte en un fluido ocurre de las siguientes formas:

A) **tracción**, Figura 115: los clastos se mueven sobre el lecho y se divide a su vez en: **deslizamiento, rolido y saltación**.

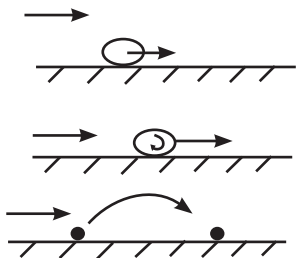


Figura 115. Mecanismos de tracción. De arriba hacia abajo: deslizamiento, rodado y saltación.

B) **Suspensión:** las partículas menores de 1/256 mm se mantienen en suspensión por los efectos del movimiento Browniano. Por ejemplo el color leonino del Río de la Plata se debe al material limoso y arcilloso en suspensión. El tono de dicho color varía si las aguas están más o menos agitadas por el viento.

C) **Solución:** 1 kg de agua de mar contiene del orden de 35 g de sales, mientras que 1 kg de agua de río contiene del orden de 0,3 g de sales (Los ríos salados y agrios son excepciones, los primeros se denominan así por su contenido en cloruros y los segundos en sulfatos).

El poder de transporte se define por la **competencia** y la **capacidad de transporte** de la corriente.

Competencia, poder de transporte de una corriente definido en volumen de clastos individuales, o sea tamaño de clastos capaz de transportar. Un río que transporta clastos mayores posee mayor competencia.

Capacidad de transporte, poder de transporte de una corriente definido en peso total de detritos transportados. La capacidad es aproximadamente proporcional a la cuarta potencia de la velocidad (el río de La Plata tiene gran capacidad pero poca competencia; un arroyo de la zona cordillerana posee poca capacidad pero gran competencia).

El **transporte eólico** se caracteriza por la baja competencia debido a la baja densidad del medio, pero la capacidad puede ser muy grande. Es eficiente en zonas desérticas y da como depósitos dunas y loess y puede llegar a generar bajos de deflación.

El **transporte glaciar** tiene competencia y capacidad casi ilimitada. El depósito se denomina till y forma morenas que en general tienen poca selección y clastos angulosos. Por la baja temperatura la acción química es casi nula.

El **transporte gravitativo** está definido por un conjunto de procesos: **solifluxión** es el flujo lento o reptación del material superficial de una ladera. La congelación y derretimiento del agua de un suelo con inclinación produce solifluxión, **deslizamientos derrumbes**, etc.. Un tipo intermedio entre transporte gravitativo y el fluvial son los **torrentes de barro**.

La **advección** es el proceso por el cual sedimentos finos en suspensión son ingresados en forma de "plumas" a un cuerpo de agua. Las imágenes satelitarias suelen mostrar estas "plumas" donde un río entra en un cuerpo de agua.

La acumulación de granos de arena desarrolla pendientes que cuando sobrepasan un cierto valor angular se producen avalanchas espontáneas, el valor angular límite se denomina **ángulo máximo de estabilidad**, después de la avalancha la pendiente del amontonamiento de arena se ha reducido en algunos grados y el amontonamiento se estabiliza en su **ángulo de reposo**.

Los granos de mayor tamaño ruedan en una pendiente con mayor facilidad que los más pequeños y van a parar a la parte más baja de la acumulación, a este fenómeno se lo denomina **segregación por tamaño**. Este fenómeno es muy importante ya que por ejemplo en un hormigón armado es difícil homogeneizar los tamaños de la arena y los cantos rodados, por ello se utilizan mezcladoras. Este fenómeno también se aprecia cuando se sacude una mezcla granular, por ejemplo en la preparación del mate, cuando se agita la yerba antes de agregarle el agua, los palos y los fragmentos de hojas grandes aparecen arriba y los más finos descienden, no permitiendo una buena homogeneización de **tamaños**. Si se sigue sacudiendo el mate no se logrará la homogeneización porque los fragmentos menores de la yerba no dejarán bajar a los mayores.

El tamaño no es el único modo de segregación en medios granulares. Los granos más angulosos se desplazan menos fácilmente y también provocan segregación granular.

Reynolds en 1885 explicó el fenómeno que se observa en una playa cuando el bañista pisa la arena húmeda y por efecto de su peso se seca alrededor de la pisada. Este fenómeno ocurre, de acuerdo con Reynolds, porque el efecto de la presión sobre la arena aumenta la porosidad de esta y el agua se escurre en el mayor espacio vacío. Esta paradoja se explica porque antes de aplicar la presión (pisada del bañista) los granos de arena se hallan bien encajados unos con otros dejando un espacio libre (porosidad) mínimo el cual es saturado con agua de mar. Al ejercerse la presión (pisada del bañista) se rompe el encaje de los clastos entre sí tendiendo a aumentar la separación de los granos generando ello una mayor porosidad y por lo tanto se produce una "desaparición" del agua (la arena se seca).

DIAGRAMA DE HJÛLSTROM

HjÛlstrom en 1935 realizó experiencias de laboratorio donde construyó canales con material detrítico, y por variación de la velocidad de flujo sobre sedimentos, determinó los campos de erosión, transporte y depositación, Figura 116.

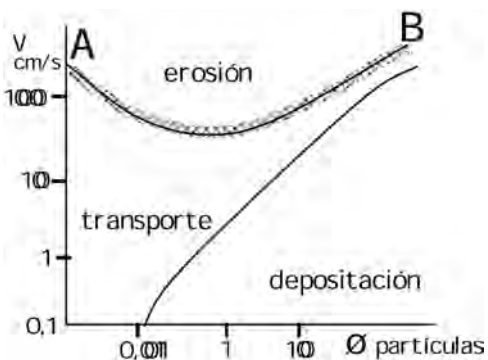


Figura 116. Diagrama de Hjulström donde se halla representada la velocidad de la corriente en función del tamaño de partículas. Se definen tres zonas o campos.

—En el diagrama quedan definidos tres campos por medio de dos curvas. En el campo de erosión, definido por la curva superior, se aprecian las distintas velocidades que se necesitan para arrancar y entregar al medio de transporte partículas de distintas dimensiones. El campo medio, definido entre las dos curvas, muestra las distintas velocidades que se necesitan para ser mantenida en transporte áqueo las partículas de distintos tamaños. Finalmente, en el campo inferior, reinan las condiciones de depositación de las distintas fracciones granulométricas.

—En la zona de los sedimentos finos es difícil definir las velocidades necesarias para la erosión, a causa de las propiedades de adherencia entre las partículas entre sí (cargas electroestáticas). Por ejemplo A y B son sedimentitas de distintos tamaños y sin embargo necesitan la misma velocidad para ser erosionados y transportados.

—Para los sedimentos, en general, las velocidades críticas de arranque de las partículas son superiores a aquellas necesarias para mantenerlas en movimiento, por eso la curva superior (erosión-transporte) no es una línea sino una zona que se ensancha hacia los elementos finos.

—Se observa en el gráfico que los elementos más fáciles de erosionar son las arenas finas de 0,2 mm de diámetro.

—Se observa, también, la separación de ambas curvas, que indica la facilidad con que las partículas finas se mantienen en suspensión en tanto permanezcan aisladas y exista agitación en el medio (ejemplo: los limos del Río de la Plata) o sea que la sedimentación no ocurre en aguas en movimiento para estos tamaños de partículas. No obstante existen los problemas de **floculación** producidos por cambios de Ph del medio, pues las cargas eléctricas residuales de las partículas hacen que se aglomeren éstas y precipiten (Obras Sanitarias de la Nación usaba como floculante el $(SO_4)_3Al_2$ alumbre).

Durante el transporte áqueo de los sedimentos ocurre el desgaste de los mismos por los siguientes mecanismos (el áqueo es el transporte más importante, p.e. el río Mississippi transporta 2.10^6 Tm por día; el río Paraná

transporta $150 \cdot 10^6$ Tm al año y su delta avanza sobre el río de la Plata unos 70 m por año).

corrasión: es el desgaste mecánico de un clasto al chocar contra el fondo o las paredes del cauce rocoso.

atricción: desgaste mecánico por frotamiento de las partículas entre sí.

corrosión: o acción solvente química del agua sobre los clastos o rocas.

En sus orígenes los fragmentos de rocas y minerales son normalmente angulosos y de variadas formas. El proceso de desgaste de los clastos en un medio de transporte lleva al pulido de los mismos aumentando su redondeamiento.

La **redondez** es, por lo tanto, una función de la agudeza de las aristas y ángulos.

La **esfericidad** es la medida del grado en que una partícula se aproxima a la forma de una esfera. La Figura 117 muestra dos cuerpos uno cilíndrico y otro de forma cúbica que permiten visualizar los conceptos de redondez y esfericidad, ver Cuadro 9.



Figura 117. El cilindro tiene baja esfericidad y máxima redondez. El cubo tiene máxima esfericidad y mínima redondez.

Ambas características tienen papeles distintos en la sedimentación. La redondez da idea del desgaste que el clasto ha sufrido y permite suponer que a mayor redondez el clasto ha sido transportado a mayor distancia; la esfericidad incide sobre la conducta hidrodinámica del clasto, la esfera no solo rueda más rápidamente, sino que por poseer la superficie mínima por unidad de volumen, tiene la mayor velocidad de deposición en un medio fluido.

Algunos factores que controlan la esfericidad son:

- a) forma original del fragmento.
- b) estructura del fragmento (esquistosa, estratificada, etc.)

Existen cuadros comparativos tanto para la redondez como para la esfericidad.

Redondez: redondeado, subredondeado, subangular, angular. Son términos relativos y subjetivos. La redondez se expresa como la relación entre el promedio del radio de curvatura de las aristas o vértices y el radio de curvatura de la esfera máxima inscrita. Resulta más cómodo trabajar con una escala de figuras bidimensionales como se aprecia en la Tabla 29.

Tabla 29

				esféricas
angular	subangular	subredondeado	redondeado	no esféricas

Por esta definición una esfera o un cilindro tienen $\delta = 1$. La Figura 118 representa un clasto en el que se han dibujado las máximas esferas contenidas y su expresión matemática. Esta tarea de mediciones es engorrosa por eso es más práctico usar tablas comparativas como las del Cuadro 8.



Figura 118. Esquema que representa un clasto sobre el cual se han practicado las mediciones correspondientes de redondez.

Esfericidad: se define como la relación s/S , donde s = superficie de la esfera de volumen equivalente al fragmento en cuestión. S = superficie del fragmento. Para una esfera $Q = 1$, para cualquier cuerpo Q es menor que 1.

$$Q = s/S$$

La Figura 119 muestra la variación de la esfericidad, redondez y tamaño en función de la distancia recorrida durante la abrasión de un clasto en un medio fluvial. La curva del tamaño se hace asintótica con el eje de la distancia ya que el tamaño de una partícula llega a un límite por debajo del cual la erosión ya no actúa.

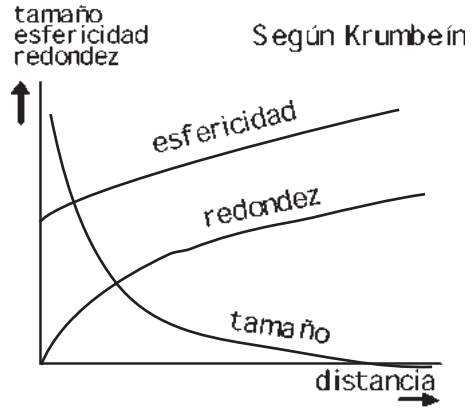


Figura 119. Diagrama que representa las variaciones de esfericidad, redondez y tamaño de un clasto al ser transportado en un medio sedimentario, por ejemplo un río.

DIAGÉNESIS (Gr. dia= a través, génesis=formación)

Es el conjunto de procesos que afectan a un depósito sedimentario y lo litifica o transforma en roca sedimentaria. La diagénesis comienza con el depósito de los sedimentos y es poco preciso su límite con el metamorfismo (anquimetamorfismo). En los sedimentos subácueos (especialmente marinos) las modalidades son variadas, pues dependen, entre otras circunstancias de la composición química del sedimento, de su granulometría, de la tasa de sedimentación que controla el hundimiento de la cuenca.

Los procesos más importantes son los siguientes:

—En los primeros decímetros de los sedimentos del fondo oceánico hay diagénesis bioquímica debida a los organismos vivos y sobre todo a las bacterias que producen un enriquecimiento en CO_2 y en productos sulfurosos y amoniacales. El medio se vuelve más ácido y más reductor (algunos autores denominan a esta zona superficial como la de **sindiagénesis**).

—Más adelante comienza la diagénesis físico-química (a veces denominada **epigénesis**) que aumenta con el tiempo, la profundidad y

la temperatura no supera los 200°C, se caracteriza por:

- 1) compactación del sedimento con pérdida de agua, aumento de densidad, multiplicación de los puntos de contacto entre los clastos.
- 2) aumento de la t° por hundimiento (grado geotérmico) favoreciendo las reacciones químicas.
- 3) multiplicación de las reacciones químicas, variadas y complejas, p.e. agradación de las arcillas, transformación de algunos minerales en otros (aragonita a calcita; ópalo a calcedonia y/o cuarzo), posible disolución de los granos en sus puntos de contacto y cristalización a partir de las soluciones así obtenidas en los espacios intergranulares, reacción de los minerales y los fluidos intersticiales que, con la profundidad, se vuelven más ácidos y ricos en CO_2 .

Otra manera de encarar este proceso es la siguiente explicación:

Algunos autores excluyen la litificación de la diagénesis. Según Pettijhon, es el complejo de procesos que convierten a los sedimentos en sedimentitas. La litificación puede ser parcial o completa; puede ser simultánea o posterior a la sedimentación.

La diagénesis se refiere principalmente a las reacciones que tienen lugar dentro de un sedimento entre un mineral y otro, o entre uno y varios minerales y los fluidos intersticiales. Las reacciones que se producen a t° y P bajas se llaman **diagénicas** y a t° y P más elevadas se llaman **metamórficas**. No existe división definida entre diagénesis y metamorfismo, pues en ambos casos la reorganización se produce principalmente en estado sólido.

Los principales procesos que conducen a la litificación son:

- a) **compactación**: pérdida o reducción de los espacios vacíos u ocupados por fluidos. Aumento de los puntos de contacto entre los clastos.
- b) **cementación**: o formación de sustancias precipitadas químicamente o cemento por soluciones intersticiales. El **cemento** actúa como ligante de los clastos. Los cementos más comunes corresponden a cuarzo, ópalo, calcedonia, carbonatos, sulfatos y óxidos e hidróxidos de hierro. La cementación es el proceso

más importante de la litificación. Produce la reducción de porosidad y permeabilidad de la roca y es de considerable valor conocer este proceso, para aquellos que se interesan en el desplazamiento de fluidos a través de la roca (gas, petróleo, agua). La cementación puede crear condiciones de P sobre esos fluidos en sistemas confinados. El más común de los cementos es la **sílice**, generalmente cuarzo (puede ser ópalo o calcedonia). La **calcita** es también un cemento común, la **dolomita** (CO_3)₂(Ca,Mg) es menos común y la **siderita** (CO_3 Fe) es rara, aunque quizás no sea tan rara, dado que es muy inestable en su contacto con la atmósfera. Muchas de las areniscas ferruginosas o cementadas con óxidos de hierro pueden haber sido areniscas sideríticas. La **baritina** y **anhidrita** son de menor importancia. Algunas areniscas poseen más de un mineral cementante.

Decementación: en las rocas sedimentarias cementadas pueden ocurrir fenómenos de decementación, el reemplazo de CO_3 por SiO_2 es un ejemplo relativamente común; el proceso inverso es lo mismo. Este fenómeno se denomina también **eluviación**.

c) **autigénesis**: o formación de nuevos minerales denominados autigénicos en un sedimento durante o después de su depósito. Los más comunes son: cuarzo, calcita, feldespatos (FK y albita), dolomita, siderita, illita, sericita, cloritas, glaucomita, rutilo, yeso, baritina, marcasita, pirita, y como minerales raros turmalina y ceolitas.

d) **crecimiento secundario**: o crecimiento postdeposicional del clasto por precipitación química de igual composición mineral alrededor de los clastos y en continuidad óptica con el mismo.

e) **recristalización**: es el proceso de solución y de nueva cristalización "in situ" gradual y paulatina de uno o varios minerales de una roca, sin formación de nuevos minerales, pero con cambio de textura.

Se suele llamar **halmirólisis** a los procesos o cambios físico-químicos ocurridos en el fondo del mar. Fuera de este concepto también están los cambios físico-químicos que ocurren en los sedimentos cuando dejaron de estar en contacto directo con el agua de mar por sepultamiento. En los primeros 5 cm del fondo marino

viven más de 63.10^6 de bacterias por gramo de sedimento; a 1,5 m de profundidad viven 1000 bacterias por gramo.

La **epigénesis** son los cambios físico-químicos ocurridos después de la litificación. Según Pettijhon la diagénesis involucra la halmirólisis y la epigénesis.

Es útil el concepto de **diferenciación diagénica** que estudia la distribución del material dentro del sedimento conduciendo a la segregación de los componentes secundarios en nódulos y concreciones. Mientras que el **metasomatismo** involucra la introducción de materiales desde afuera, conduciendo al reemplazo sin cambio de volumen apreciable en el estrato correspondiente (dolomita de reemplazo). Son reemplazables entre sí los carbonatos del **grupo de la calcita** (trigonal):

calcita..... CO_3Ca
 dolomita..... $(\text{CO}_3)_2(\text{Ca},\text{Mg})$
 magnesita.... CO_3Mg
 siderita..... CO_3Fe
 rodocrosita... CO_3Mn

Los cambios diagénicos se producen por los procesos comunes de reorganización química, tales como disolución, precipitación, cristalización, recristalización, oxidación, reducción, etcétera. Sin embargo la diagénesis se comprende mejor si los procesos actuantes se analizan en términos de rasgo geológico del proceso y sus efectos. Desde este punto de vista los principales procesos diagenéticos son: cementación, autigénesis, diferenciación diagénica, segregación diagénica, metasomatismo, disolución interestratal y compactación.

ESQUEMA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Estas rocas se clasifican no tanto en base al proceso de desagregación de las rocas preexistentes de las cuales derivan, sino del mecanismo del depósito que es el responsable de la textura y estructura final.

Los sedimentos se distinguen en:

a) **detríticos** (o clásticos): constituidos de fragmentos (clastos) de distintos tipos de rocas depositados luego de haber sufrido un cierto transporte. El ambiente de depositación (fluvial, marino, continental, etcétera.), que es responsable del material **cementante**, o sea de la fracción fina que lo transforma en roca (le dá coherencia) no tiene importancia en la clasificación ya que esta se basa en el tamaño de los clastos. Se distinguen en **psefitas** (ruditas) cuando el diámetro mínimo es mayor de 2 mm; **psamitas** (arenitas) cuando los tamaños varían entre 2 y 1/16mm y **pelitas** (lutitas) cuando los tamaños son menores de 1/16 mm. Entre estas tres clases las ulteriores subdivisiones tienen en cuenta el tamaño como la redondez de los granos y de la selección operada por el agente de transporte sobre el material de partida. También tienen importancia la composición de los granos, el porcentaje de matriz y cemento y la composición mineralógica del cemento (carbonático, silíceo, etc.).

b) **químicos**: constituidos con predominancia de sales y coloides precipitados de soluciones acuosas por efecto de la evaporación, o de cambios del ambiente químico debido, por ejemplo, a la mezcla de gas o soluciones volcánicas. Posteriores subdivisiones se basan en la composición química de los precipitados que pueden ser **carbonatos** (calcita, dolomita), **silíce** (calcedonia, cuarzo), **óxidos e hidróxidos de hierro, óxidos e hidróxidos de manganeso** y un sin fin de sales tales como yeso, baritina,

halita, etc. generalmente denominadas **evaporitas** porque derivan de la evaporación producida en cuencas cerradas como lagos costeros, o lagos salados. Se incluyen dentro de las rocas químicas las **rocas residuales** que corresponden a partes insolubles "*in situ*" luego del lavado de materiales preexistentes (lateritas, bauxitas, arcillas) y las rocas **metasomáticas** debidas a una reacción de intercambio entre el agua de mar y la roca sedimentaria de diversas naturaleza (dolomita) que en la mayoría de las veces ocurre con aporte de magnesio.

c) **organógenos** (bioquímicos): derivadas de la acumulación de sustancias de origen orgánica (esqueletos, restos vegetales, etc.). También éstas poseen variedades de acuerdo al quimismo en carbonáticas (calcita, dolomita), silíceas, ferruginosas, fosfáticas (collofano, apatita) y carbones fósiles (turba, lignito, antracita). En la clasificación de estas rocas, sobre todo las carbonáticas, se tiene en cuenta ya sea el ambiente en que han vivido los organismos constructores (biohermas, bentos, plancton, etc.), ya sea el tipo de estos organismos, ya sea la eventual mezcla con material detrítico y la transformación química seguida a la depositación.

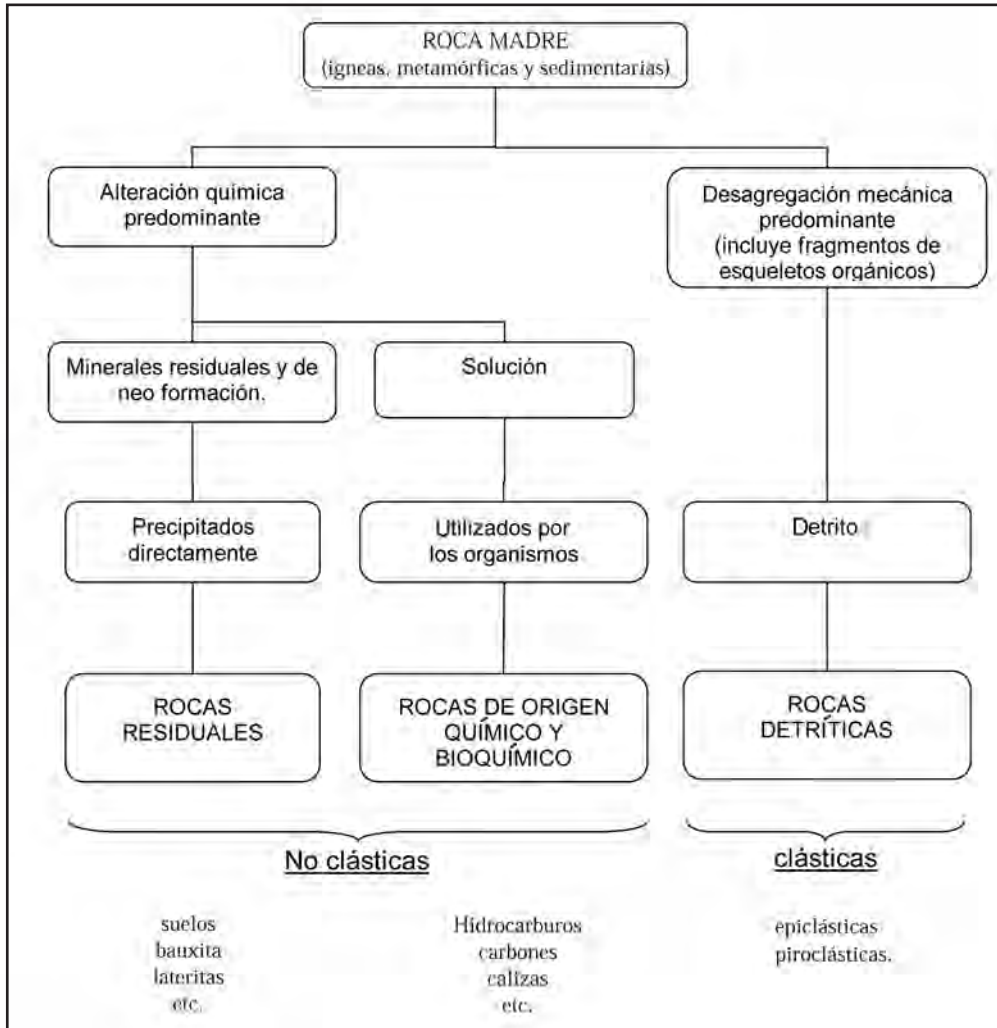
d) **piroclásticos**: corresponden a los materiales eruptados durante una actividad volcánica explosiva en forma de fragmentos de material lávico, vítreo y gaseoso y depositado en estratos que se consolidan en ambiente subaéreo (tufas) o subácuos (tuffitas). Por ello posee carácter mixto entre las rocas ígneas y sedimentarias; de las primeras poseen la composición, de la segundas las texturas, estructuras y litificación.

Como se ve la clasificación de las rocas sedimentarias posee características totalmente distintas a las de las rocas ígneas. En las rocas sedi-

mentarias el criterio genético-ambiental, que se traduce en estructura y textura, posee un rol

prioritario respecto al químico y especialmente al mineralógico que cuenta muy poco, Tabla 30.

Tabla 30



1.-ROCAS DETRÍTICAS

Estudio de un sedimento por su granulometría

Las partículas finas de la fracción arcilla, o sea aquellas menores de 1/256 mm, se estudian aplicando la **ley de Stokes** que dice: (vale para partículas menores de 50 micrones, 1 micrón = 1mm = 0,001 mm = 10⁶ m)

$$V = 2/9[(Ds-Dl)/n] \cdot g \cdot r^2$$

V = velocidad de caída de la partícula

Dl = densidad del líquido

Ds = densidad del sólido

n = viscosidad del líquido

G = gravedad

r = radio de la partícula

$$r = \sqrt{v \cdot 9 / 2 \cdot n / g(Ds-Dl)}$$

El método que se aplica se denomina **pipeteo** en el cual se van separando, en tiempos

preestablecidos de acuerdo a la ecuación de Stokes, por medio de una pipeta el líquido con el sedimento en suspensión, Figura 120.

Los pasos son los siguientes:

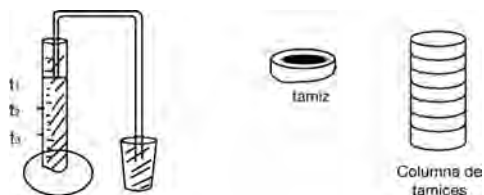


Figura 120. A la derecha del esquema se ve un tamiz y la columna de tamices seleccionados de mayor a menor según criterio estadístico de tamaños de grano de las fracciones gravas a arenas. En el tamiz inferior se recoge el material de menor granometría tipo limo-arcilla. A la izquierda del esquema se ve el tubo graduado de 1 litro donde se coloca en agua el material más fino al cual se pone en suspensión por agite y luego se lo pipetea en tiempos determinados por la ley de Stokes.

Se desagrega el sedimento, luego, una cantidad pesada, se la agita en un vaso de 1 litro, y en distintos tiempos, por medio de un sifón, se extraen muestras a distintos tiempos preestablecidos por la velocidad de caída según los tamaños de acuerdo con la ley de Stokes. En baño María se evapora el agua con la suspensión recogida y se pesa el sedimento de cada fracción.

Finalmente se incorporan estos valores a los obtenidos para las fracciones mayores con los tamices y se realiza el tratamiento estadístico correspondiente (curvas de Gauss, histogramas, curvas acumulativas, etc.).

Para partículas mayores de 1 mm la ley de Stokes no se cumple, en este caso se utiliza la **ley del impacto** que dice que la velocidad de sedimentación V_s es:

$$V_s = K\sqrt{d}$$

La viscosidad no influye y K depende de la diferencia de densidad entre el líquido y el sólido, la esfericidad de la partícula y su diámetro d.

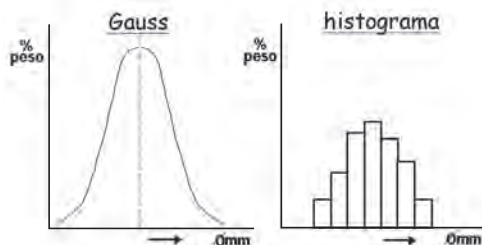
Para partículas que van de 50 micrones a 1 mm el comportamiento responde a la unión de las dos leyes.

Los sedimentos más gruesos se estudian por medio de tamices. Existen distintos juegos de tamices, los tipo Tyler usan como razón $\sqrt{2}$, los tipo Wentworth usan 2 como razón. En geología los más usados son los de tipo Tyler. Los datos obtenidos en porciones en peso de las distintas fracciones se los representa gráficamente por curvas de Gauss, histogramas o curvas acumulativas, Figura 121.

Por ejemplo, si se tiene el siguiente análisis granulométrico, Tabla 31:

Tabla 31

tamaño (mm)	% en peso	% acumulativo
16-8	6,3	6,3
8-4	11,3	17,6
4-2	20,1	37,7
2-1	24,5	62,2
1-0,5	22,2	84,4
1/2-1/4	12,2	96,6
1/4-1/8	2,6	99,2
1/8-1/16	0,6	99,8
>1/16	0,2	100,0



—El tamaño correspondiente al 50% se denomina **diámetro medio** o **mediana** (Q_2) y depende del agente de transporte.

$$\text{Coeficiente de selección} = \sigma = \text{sorting} = S_0$$

$$\sigma = \sqrt{Q_3/Q_1} = \sqrt{\text{diámetro}}$$

Q=cuartil, Q3=mayor y Q1=menor

la selección puede ser

- muy buena
- buena
- regular
- mala

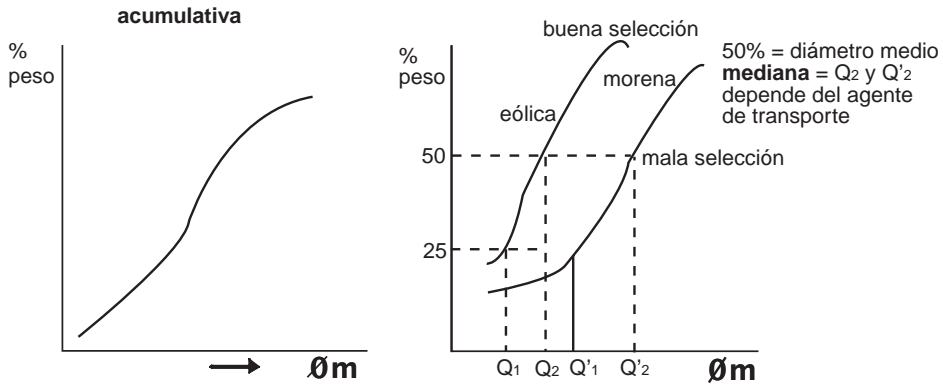


Figura 121. Distintos modos de representación por curvas estadísticas de la composición granulométrica de los sedimentos. Las características de cada curva indican el medio donde se depositó el sedimento.

- El diámetro medio da idea de la potencia de las condiciones de la corriente.
- La oblicuidad de la curva acumulativa da el coeficiente de selección que indica la variación de la selección del sedimento.

Tabla 32. Tabla granulométrica de acuerdo con Bonorino y Teruggi

Individuo		Agregado suelto		Agregado consolidado		Tamaño en mm
Bloque		Aglomerado		Aglomerado		256
c o n g l o m e r a d o	guijón	grueso		c o n g l o m e r a d o	grueso	64
	guijarro	mediano			mediano	
	guija	fino			fino	
gránulo			sábulo		sabulita	4
grano		a r e n a	gruesa	a r e n i s c a	gruesa	2
			mediana		mediana	1
			fina		fina	1/4
Partícula		limo		limo		1/16
Partícula		arcilla		arcilla		1/256

POROSIDAD

El conocimiento de la porosidad de una roca tiene gran importancia económica, dado que de ella depende la cantidad de fluido (agua, hidrocarburos) contenidos en la roca. Por ejemplo, en el caso de los hidrocarburos se estima que la mínima porosidad económica de la capa productiva es del orden del 8%. En arenas rara vez excede el 35%. En calizas y dolomitas la porosidad suele ser reducida, pero la existencia de aberturas secundarias, que pueden llegar a ser verdaderas cavernas, hace que los espacios vacíos que pueden albergar fluidos sobrepase la porosidad normal de una sedimentita.

La **permeabilidad** se refiere a la comunicación de los poros entre sí. Por ejemplo, una roca puede tener mucha porosidad y muy baja permeabilidad debido a que los poros no están intercomunicados. Por ello se define:

Porosidad total: es la relación entre el volumen total de los poros con el volumen de la roca estudiada.

Porosidad efectiva: es la relación del volumen de los poros intercomunicados respecto del volumen total de la roca.

La porosidad de una arenisca depende de:

- a) empaquetamiento
- b) forma de los clastos
- c) medio en que se realiza la sedimentación
- d) selección de los clastos
- e) influencia del cemento
- f) compactación.

Empaquetamiento: los clastos de una arenisca carecen de formas regulares y tampoco son iguales entre sí. De todas maneras para el estudio se los supone como esferas de igual diámetro; de esta manera se obtienen dos tipos de empaquetamientos extremos, Figura 122:

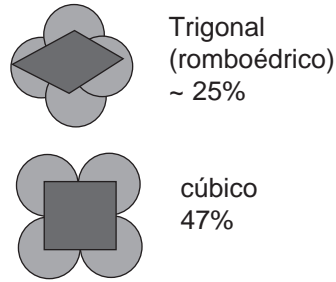


Figura 122. Las esferas poseen igual tamaño y de acuerdo a como se ordenen la porosidad varía entre el 25% y el 47%.

Existen ordenamientos con porosidad intermedia. El ordenamiento puede ser casual produciéndose altas porosidades (45-50%).

Según la **forma de los clastos**, a mayor esfericidad la porosidad tiende a ser menor.

Según el **medio**, si éste llega a ser húmedo la porosidad tiende a ser mayor que en un medio seco.

La **uniformidad de tamaño**, a mayor selección mayor porosidad.

El **cemento**, a mayor grado de cementación menor porosidad.

Porosidad media de algunas rocas, Tabla 33:

Tabla 33

rocas ígneas.....	1 %
arcillas y esquistos	4 %
calizas y dolomías.....	5 %
areniscas	15 al 30%
arenas.....	35 %
suelos	55 %
diatomitas.....	90 %

TEXTURA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS CLÁSTICAS

Los componentes principales de las rocas sedimentarias son:

- 1) terrígenos
- 2) ortoquímicos
- 3) alloquímicos
- 4) restos de organismos (coquinas)

Los de origen **terrígeno** son aquellos cristales, fragmentos de cristales y fragmentos de rocas que proceden de rocas preexistentes por los efectos de la meteorización y erosión. Estos materiales sufrieron transporte desde la roca madre hasta la cuenca de sedimentación. Este transporte se ve reflejado en la morfología de los clastos.

Los de origen **ortoquímico** son los materiales formados por precipitación química directa en la cuenca de sedimentación, durante o inmediatamente después de la sedimentación.

Los de origen **alloquímico** son materiales de origen químico o químico orgánico formados en la misma cuenca, pero que han llegado como "clastos" a la cuenca de sedimentación. A veces puede haber sufrido algo de transporte.

Tanto los **orto** como los **alloquímicos** son de composición carbonática (calcita principalmente) salvo en las rocas evaporíticas, ferruginosas y fosfatadas.

Según la proporción de estos componentes recibe el nombre la roca. Las rocas con más del 50% de componentes terrígenos reciben distintos nombres según la proporción de alloquímicos y ortoquímicos como por ejemplo las calizas (se excluyen las biohermitas o biolitas como también las coquinas).

Como más del 95% de las rocas sedimentarias son detríticas y carbonáticas son las que tienen el mayor interés petrográfico.

Todas las rocas detríticas presentan textura clástica, los clastos pueden o no estar cementados por material ortoquímico o diagénico. Los

elementos que definen la textura son:

- 1) granulometría
- 2) grado de selección
- 3) morfología de los clastos
- 4) madurez textural
- 5) empaquetamiento

La **granulometría** se ve expresada en distintos cuadros según los autores (ver más arriba). En términos generales se habla de:

psefitas
 _____ 2 mm
 psamitas
 _____ 0,062 mm
 pelitas

La **selección** refleja las condiciones de transporte y sedimentación, por lo que este dato es muy importante (ver más arriba).

La **morfología** de los clastos se indica por medio de la redondez y la esfericidad de los mismos (ver más arriba).

La **madurez** textural es indicadora de la energía y tiempo a que fueron sometidos a erosión los clastos en la cuenca.

A > t > madurez

El **empaquetamiento** se refiere al espacio interclástico, en general se reconocen 5 grados de empaquetamiento: puntual, tangencial, recto, suturado y flotante, Figura 123.

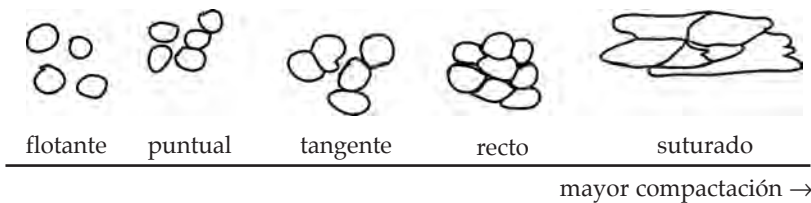


Figura 123. Distintas texturas según la variación del tipo de empaquetamiento de acuerdo a la presión sufrida por la sedimentita.

La **naturaleza** de los clastos es reveladora de la procedencia de los mismos.

Todas estas características nos llegan a indicar la procedencia, tipo de transporte, distancia recorrida por los clastos, ambiente de sedimentación, energía del medio, etc. entre otras cosas.

La textura clástica está constituida por tres elementos que son: **clastos, matriz y cemento**, Figura 124. La **matriz** es un término relativo ya que existe solamente cuando hay un contraste grande de tamaño con la fracción clástica mayor. O sea cuando la textura clástica es gradada no se habla de matriz.

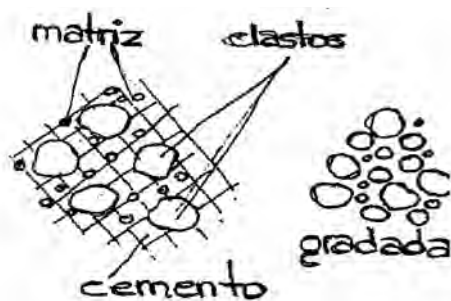


Figura 124. Textura clástica constituida por clastos, matriz y cemento (cuadrículado). El esquema de la derecha representa una textura clástica gradada, en éste último caso no se distingue la matriz ya que hay toda una gradación de tamaños de los clastos que están insertos en un cemento de origen químico. Los clastos mayores, en este esquema, pueden tener un tamaño de de 0,5 a 1 mm.

Macroscópicamente (a simple vista) la textura clástica sólo puede ser reconocida en los conglomerados (clastos del Gr.= roto).

CLASIFICACIÓN DE LAS PSEFITAS

Sólo se reconocen tres tipos fundamentales: conglomerados, aglomerados y brechas, que se diferencian sobre la base del tamaño y la redondez de los clastos.

a. Psefitas epiclásticas

1) **Conglomerados, aglomerados y brechas oligomícticas**, constituidos por un solo tipo de mineral o fragmento lítico, con matriz arenosa y cemento.

2) **Conglomerados, aglomerados y brechas polimícticas**, compuestos por minerales y fragmentos líticos distintos, con matriz psamítica y cemento.

3) **Conglomerados, aglomerados y brechas intraformacionales**, formadas por la destrucción mecánica del sedimento recién depositado y parcialmente consolidado, sin mediar transporte; casi siempre tienen clastos de lutitas o calizas.

b. **Psefitas cataclásticas** (generadas por trituración de causas tectónicas o exaración glaciaria).

4) **Conglomerados glaciares**, los representantes principales son el till y la tillita.

5) **Brechas tectónicas**, constituidas por clastos de un solo tipo de roca y matriz de jaboncillo en zonas de fallas.

c. **Psefitas piroclásticas**, originadas por explosiones volcánicas, pero acumuladas por procesos esencialmente sedimentarios.

6) **Aglomerados y brechas volcánicas**, están constituidos por clastos de vulcanita y matriz tobácea.

2. ROCAS RESIDUALES

El material residual es aquel producto insoluble de la meteorización, que sin haber sufrido transporte cubre a las rocas de las que ha derivado. Estos productos constituyen el **regolito** que es la parte superficial de las rocas de la corteza afectada por la meteorización "*in situ*" (también se entiende por regolito al conjunto de materiales sedimentarios inconsolidados que cubren la corteza terrestre, o sea la carpeta de material residual que cubre las áreas continentales).

Como ejemplo de rocas residuales tenemos:

Lateritas (Lat.= later=ladrillo): depósito residual de las regiones tropicales y subtropicales, poroso, blando cuando está húmedo y duro cuando está seco. El color es castaño rojizo y está constituido por una mezcla de óxidos hidratados de hierro e hidróxidos de aluminio. Se puede formar a partir de cualquier roca pero lo común es que lo haga a partir de basaltos. Los climas que favorecen su forma-

ción poseen temperaturas de 20° a 30°C y lluvias de 1,5 a 2 m anual. Los fenómenos de alteración son acelerados por la velocidad de reacción de la hidrólisis por la alta T° (cada 10° C de aumento de T° la velocidad de reacción se duplica, ley de van't Hoff). Consiste esencialmente en un aumento de la relación $(Al,Fe)_2O_3/SiO_2$ por lavado de parte de la sílice así como de todos los cationes mono y bivalentes (Na, K, Mg, Ca).

Bauxita: son rocas residuales compuestas esencialmente por óxidos e hidróxidos de Al (gibbsita = $(OH)_3 Al$ y diásporo = $AlO(OH)$). Puede haber un poco de Fe y silicatos hidratados. Posee un color amarillento y blanquecino y tiene aspecto terroso (pueden ser oolíticos). Es la materia prima de la industria del aluminio.

Suelos:

El suelo es la parte superficial de la corteza terrestre, más o menos diferenciada del subsuelo por efectos de la meteorización complementada por los efectos de la acción biológica. Su estudio es el objeto de la **edafología** o **pedología** cuyos principios se remontan a unas decenas de años.

El suelo está compuesto por dos o más zonas de diferentes composiciones. La diferenciación de las zonas (horizontes) de un suelo tiene lugar principalmente por lavado de compuestos solubles y coloides del horizonte superior (**horizonte A o eluvial**), los que pueden o no acumularse en un horizonte inferior (B o iluvial). Debajo de este horizonte se encuentra el material original (horizonte C o roca madre).

Fisicoquímicamente se distinguen en el suelo tres tipos de componentes:

- a) materiales inertes (granos de arena y partículas de limo, en su gran mayoría de cuarzo, que proporcionan al suelo el esqueleto físico).
- b) materiales coloidales, inorgánicos (arcillas) y orgánicos (humus), que actúan reteniendo cationes reemplazables que pueden servir de nutrientes a las plantas (intercambio de bases).
- c) compuestos solubles, especialmente carbonatos, nitratos, sulfatos, fosfatos, cloruros

alcalinos y alcalinos térreos, que sirven de vehículos a aquellos cationes.

Los factores formadores de un suelo son:

- 1) El clima (es el más importante)
- 2) La topografía
- 3) El material original
- 4) Edad
- 5) Biota (conjunto de organismos vegetales y animales)

Orígenes de los suelos

1) **Suelos residuales o eluviales:** No están estratificados, pueden ser muy potentes. En las regiones húmedas están muy lavados y por eso pierden gran parte de su fertilidad. En las regiones áridas suelen ser fértiles.

2) **Suelos transportados:** existen distintos tipos.

- a) Suelos de derrubio y de coladas: contienen materiales gruesos que pueden ser preponderantes. Nunca están bien estratificados.
- b) Suelos aluviales: abundan especialmente en los lechos de los grandes ríos, los deltas y los cauces abandonados; generalmente son muy fértiles; el humus, si las condiciones son favorables se acumula rápidamente en ellos.
- c) Los suelos glaciares se caracterizan por sus elementos clásticos angulosos, envueltos en elementos más finos. Pasan a llanuras (complejos fluvioglaciares) con materiales estratificados; su fertilidad es muy variable.
- d) Suelos lacustres: son de fertilidad variable por ejemplo aquellos turbosos (Irlanda, país frío), por lo general son muy pobres quizás por la destrucción bacteriana del humus. Otros son muy fértiles como los de Manitoba en USA y Ries Kessel que es el granero triguero de Baviera.
- e) Suelos eólicos, formados por el polvo acumulado por el viento en el borde de los desiertos (fríos o cálidos). A veces son muy fértiles. Constituyen los loess y los suelos de dunas.

Clasificación de los suelos

Como se dijo los suelos están en función principalmente del clima y de la naturaleza del sustrato (existe una gran diversidad más o menos complejas de clasificaciones).

1) Suelos húmicos

-**Chernozems** o tierras negras, son muy comunes en las estepas semiáridas de clima continental (Rumania, Ucrania, China, Argentina), Figura 125.

-**Suelos pantanosos** entre los que se hallan las **tundras polares** en suelos helados y los suelos turbosos de los países templados.

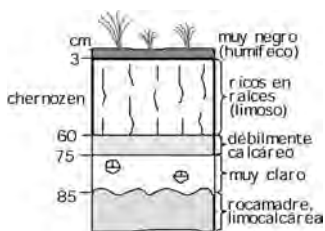


Figura 125. Perfil de un suelo tipo chernozem.

2) Suelos sobre rocas calcáreas

-**Rendzinas:** encierran numerosos fragmentos de rocas en una matriz arcillosa rojiza.

-**Suelos pardos** de los países templados.

-**Suelos rojos** de los países mediterráneos, ricos en arcillas ferruginosas (*terra rosa*).

-**Suelos con costras** de los países áridos en los que las calizas disueltas por la lluvia se deposita enseguida formando un horizonte eluvial endurecido que dificulta la vegetación y el laboreo.

3) Suelos sobre rocas silíceas y rocas eruptivas

-**Podzols**, Figura 126, poseen un horizonte superior negro, húmifero, cuyo humus proviene de la descomposición de materia vegetal, un horizonte medio claro, ceniciento (podzol: ceniza en ruso) debido al lavado del humus, y un horizonte inferior en principio negro (humus) y luego rojizo (óxidos de hierro). Este es el horizonte de acumulación.



Figura 126. Perfil de suelo tipo podzols.

-**Suelos pardos** forestales de los países templados, que al igual que los desarrollados sobre rocas calcáreas son fértiles.

-**Suelos lateríticos** de los países cálidos y húmedos, Figura 127, son corrientes en la India, Africa, Brasil, NE de Argentina y América Central.

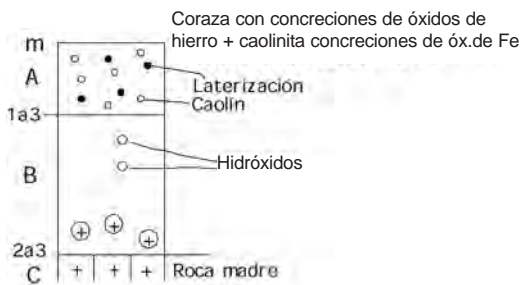


Figura 127. Perfil de un suelo tipo laterítico

Teoría de la biorrextasia (Erhart, H. (1967). *La genese des sols en tant que phenomene geologique*. Ed. Masson, Paris.)

Los procesos de meteorización preparan los materiales que formarán los suelos. Su evolución depende especialmente de modificaciones climáticas. Erhart creó este concepto de la biorrextasia.

Durante los períodos de estabilidad química (biostasia) los iones solubles de las arenas y los suelos son lavados por debajo del manto vegetal y transportados al mar por corrientes de aguas. Esta fase migratoria está representada por los iones K, Na, Ca, Mg y gran parte de SiO₂ de los silicatos. Al depositarse en el litoral origina la formación de rocas calcáreas

y dolomíticas, con sus acompañantes silíceos y acompañados de los materiales orgánicos que se les han unido. Durante este período el cuarzo, los hidróxidos de hierro, de aluminio y los minerales de arcillas permanecen “*in situ*” y constituyen la fase residual. Puede seguir entonces una modificación climática provocada por la acción antrópica que genera la destrucción de la vegetación. Al perderse el manto vegetal que hace su papel de “filtro separador”, el manto laterítico es erosionado. Los ríos transportan aguas limosas y las arcillas, arenas, sedimentos ferruginosos o bauxitas se superponen a las calizas y a los depósitos orgánicos de la biostasia.

En el continente las rocas no tardan en ser meteorizadas y los sedimentos son cada vez más detríticos y gruesos. Tal ruptura del equilibrio climático y en consecuencia biológico se denomina **rexistasia** (del Griego *resis*=rotura, del equilibrio).

Esta evolución esquemática se aplica con algunas variantes a todos los mantos vegetales, bosques nórdicos, templado o ecuatorial e incluso en las sabanas y estepas.

La teoría de la biorrexistasia, que insiste esencialmente en las rupturas del equilibrio biológico, parece poderse aplicar con acierto a los ambientes estables. Posee el mérito de llamar la atención sobre los procesos de alteración superficial de las rocas. La **edafogénesis** al mover bajo el manto vegetal los constituyentes minerales de las rocas, aparece como uno de los factores esenciales de la erosión y de la sedimentación.

3. ROCAS DE ORIGEN QUÍMICO Y BIOQUÍMICO

Estos tipos de rocas son numerosos y su génesis muchas veces no es muy clara.

Las aguas corrientes, como ya se mencionó, son soluciones que llevan los productos solubles de los suelos y de las rocas continentales al mar. En 1 kg de agua de mar hay aproximadamente 35 g de sales, la concentración en aguas fluviales es 100 veces menor. Los denominados ríos agrios y salados precisamente hacen referencia a su contenido salino, sulfatos los primeros y cloruros los segundos. Las variables intervinientes en la generación

de estas rocas son: el pH, concentración, T°, P, E (potencial redox).

⁰La mineralización biológica es muy compleja, p.e. se encontró **baritina** (SO₄Ba) en ciertos protozoarios (*xenophyophora*) y no se sabe si este mineral es producto de la secreción del animal o fue incorporado por el mismo en forma de partículas. Se sabe también que el **Mn** cumple un rol importante en las plantas para la síntesis de los glúcidos. El **Cu** es un elemento del polifenol oxidasa de la respiración. El Cobalto es un constituyente de la vitamina B12.

Rocas férricas

Poseen importancia económica como mena de hierro. Generalmente son sedimentos marinos epicontinentales y generalmente son de edad precámbrica (por ejemplo los tipos Clinton y los del Lago Superior, USA).

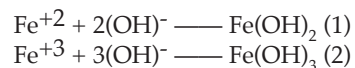
La formación de estos depósitos de hierro, donde el hierro está como óxidos e hidróxidos formando el cemento de areniscas. El mecanismo de formación de estos depósitos sería:

- el hierro se transporta como iones ferrosos en aguas ácidas y se deposita cuando esta llega a una cuenca alcalina como el mar.
- el hierro se transporta como óxido férrico absorbido por materia orgánica coloidal y es depositado cuando el agua alcanza a una cuenca salina (los iones del agua salada causan la floculación y hundimiento de las partículas coloidales).

En los yacimientos tipo Clinton los fósiles presentes en las areniscas indican ambiente marino (salino y alcalino). Estos depósitos se hallan asociados a calizas. Los depósitos tipo Lago Superior están asociados con sílice.

El Fe liberado en las aguas provenientes del lavado continental va acompañado de Si, Mg, Ca, P, S, As y V.

En teoría en el agua puede haber Fe⁺² y Fe⁺³ libres que tienden a precipitar como hidróxidos:



La reacción (1) ocurre entre pH 6 y 7,8. El (OH)₂Fe es **blanco** en medio reductor y **verde** en medio oxidante.

La reacción (2) ocurre entre pH 2,3 y 3,4 y el (OH)₃Fe es **amarillo a pardo** y se forma en medios bien oxigenados.

El Fe casi siempre está acomplejado con la sílice, P o humatos (sales de Na y K de ácidos húmicos). Algunos organismos reducen el Fe, estos son numerosos como p.e. las bacterias y ciertos vegetales. Los productos de precipitación de estas reacciones son:

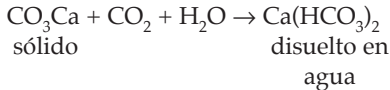
goethita ($\alpha\text{FeO}\cdot\text{OH}$).....amarillo
hematita roja ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$).....roja
lepidocrocita ($\gamma\text{FeO}\cdot\text{OH}$).....naranja

y otros complejos más. Ejemplo natural es la Paleta del Pintor en la Quebrada de Humahuaca en la Provincia de Jujuy.

Rocas carbonáticas

Representan aproximadamente el 20% de los sedimentos. Se forman a partir del ión Ca^{++} en solución por precipitación físico-química o bioquímica. Los calcáreos detríticos son raros. Los mecanismos de precipitación están regidos por:

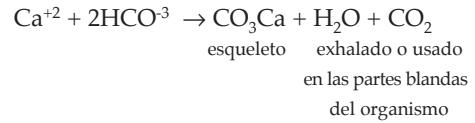
El CO_2 disuelto en agua disuelve fácilmente al CO_3Ca según:



El CO_2 se produce por descomposición de residuos vegetales o por acción de ácidos minerales y orgánicos sobre la caliza. Se disuelve en el agua dándole carácter ácido. La caliza es poco soluble en agua, pero es soluble en agua cargada en CO_2 . Además las calizas se disuelven por debajo de los 4500 m de profundidad en los mares debido a la presión ahí reinante, de tal manera que no se conocen depósitos carbonáticos a profundidades mayores de 4500 metros.

Las algas son organismos vegetales que realizan fotosíntesis. Algunas de ellas desarrollan una especie de esqueleto o estructura dura que pueden ser carbonática o silícea (caso de las diatomeas). Las algas calcáreas son constructoras de arrecifes. Se suele decir arrecifes de coral, pero en realidad los corales conviven

con algas, crinoideos (equinodermos llamados también lirios del mar), esponjas, moluscos, etcétera. La reacción química básica implicada en la forma de vida de estos organismos en parte calcáreos es la obtención del agua de mar de Ca^{+2} (ión calcio) y HCO_3^- (ión ácido carbónico) y la conversión de estos por los organismos mencionados para su uso correspondiente.



Los arrecifes rara vez están por debajo de los 30 m de profundidad ya que necesitan de la fotosíntesis para el desarrollo de las partes vegetales, cuando se encuentran a profundidades de 900 m es porque el terreno submarino (por ejemplo un volcán) se fue hundiendo por propio peso y la colonia viva coralina adosada al principio a los laterales del volcán y luego a la misma estructura coralina fue creciendo hacia arriba manteniendo el alcance de la luz solar como es el caso de los atolones del Pacífico. El ejemplo actual de depósitos coralinos más grandes es la Gran Barrera de Coral en Australia, posee una extensión de 1500 km de longitud, forma concentraciones de Ca y Mg con la casi total exclusión de otros metales.

Otros organismos forman colonias sin llegar a ser arrecifes, por ejemplo la asociación de moluscos, braquiópodos y crinoideos. También se generan depósitos carbonáticos no coloniales como los depósitos de los barros del fondo oceánico de esqueletos de foraminíferos ubicados entre los 10° de latitud N y 10° de latitud S y formados desde finales del Mesozoico.

Las variables que intervienen en la formación de estos carbonatos son:

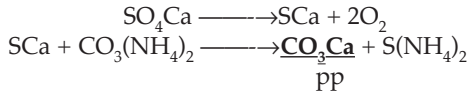
Presión: el agua circulante por finos conductos y a P puede disolver mucho carbonato.

Temperatura: las aguas calentadas cargadas en Ca^{++} conducen a la precipitación del CO_3Ca . Las aguas frías producen disolución del carbonato.

Evaporación: por evaporación de aguas cargadas con Ca^{++} puede precipitar carbonato.

Organismos: muchos organismos son generadores de CO_3Ca . La formación de **aragonita** (rómbrica) se facilita a T° mayores de 10°C

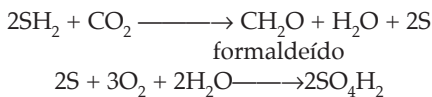
en soluciones salinas. El ión Ca^{++} puede ser sustituido por Sr^{++} y Mg^{++} por reemplazo de tipo diadósico. Las plantas en su asimilación clorofílica absorben el CO_2 disuelto en las aguas involucrando una precipitación de CO_3Ca (p.e. las algas). Además la actividad de seres anerobios puede producir sulforeducciones y provocar la precipitación de CO_3Ca según:



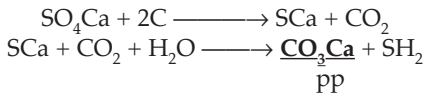
Las reacciones pueden generar:

a) liberación de SH_2 por bacterias anerobias de la putrefacción.

b) oxidación de SH_2 y de S por bacterias sulfooxidantes.



c) reducción de sulfatos por bacterias.



Dolomitas (CO_3)₂Ca.Mg

Estos carbonatos son más abundantes en las viejas cuencas. El enriquecimiento de Mg puede ser por los efectos del metasomatismo, de donde las dolomitas pueden ser secundarias. Las dolomitas tienen trazas de **ankerita** (CO_3)₂Ca.Fe que es la responsable del tinte castaño que poseen por efecto de la oxidación del hierro.

Se pueden distinguir tres tipos de dolomitas:

a) **biogénicas**: hay organismos que producen la precipitación de este mineral y en este caso aparece junto a material sapropélico* rico en sulfuros.

b) **de precipitación primaria**: precipita directamente del agua de mar.

c) **de origen secundario**: dolomitización o proceso de transformación de una caliza en dolomita. Es el mecanismo más común en la génesis de las dolomitas, ocurre inmediatamente después de la precipitación de la caliza. El ambiente debe ser reductor y muy salino, ocurre en los arrecifes coralinos y a menudo está asociado a sal y yeso.

Rocas silíceas

Son de origen orgánico y químico. Entre pH 2 y 9 la solución de la sílice no varía, pero sí varía con la T° y la P. A mayor T° mayor solubilidad y a mayor P mayor solubilidad.

La presencia de sales alcalinas y en particular de halogenuros alcalinos aumenta la solubilidad de la sílice. La presencia de CO_2 baja su solubilidad. La precipitación de sílice se debe principalmente a los organismos. En general las rocas silíceas están compuestas por radiolarios y diatomeas.

Radiolaritas: son rocas compactas y muy duras, de coloración roja (jaspe, coloreados por óxidos de Fe y Mn), verde oscuro (ftanita o chert) o negras (lidianas). Generalmente los radiolarios no son reconocibles debido a los fenómenos de recristalización.

Los depósitos de sílice más conocidos son aquellos asociados a los **complejos ofiolíticos** (ofiolita del griego = ophis = serpiente, por su aspecto que recuerda a la piel de los reptiles, son magmatitas básicas y ultrabásicas más o menos alteradas a serpentina). Se interpreta a estas grandes acumulaciones de sílice como producidas por los efectos hidrotermales del magma basáltico submarino.

La **ftanita o chert** es una roca criptocristalina, compacta, compuesta esencialmente por calcedonia y/o cuarzo. Se forma, según algunos autores, por reemplazo epigénico de calizas, aunque otros piensan que pueden precipitar directamente del medio acuoso.

Diatomitas: sedimentitas formadas por frústulos o tecas de diatomeas. En general son friables, de color gris claro y livianas por su alta porosidad. Son "esqueletos" de microalgas silíceas. Pueden ser de origen marino, pero por lo común son lacustres.

Evaporitas: son rocas salinas, principal-

* Sedimentos orgánicos bituminosos más o menos mezclados con material pelítico de ambientes reductores que dan lugar a las lutitas bituminosas.

mente sulfatos y cloruros que precipitan por evaporación del agua de mar. Estos sulfatos y cloruros van acompañados de carbonatos, arcillas (sepiolita y atapulgita) y también pueden aparecer con fluoruros, baritina, etcétera. Se forman en cuencas marinas restringidas y en ambientes continentales semidesérticos intermontanos. Cuando se evapora la solución hay un orden de precipitación en las sales que es inverso al de sus solubilidades. El orden es: carbonatos, sulfatos, cloruros y sales complejas de magnesio, cloro y sulfatos para finalmente precipitar los compuestos de potasio.

Se pueden distinguir dos grupos:

- a) rocas salinas marinas Figura 128.
- b) rocas salinas de cuencas endorreicas (p.e. salinas de la Puna).



Figura 128. Esquema costero marino en el cual Sloss sintetizó diversos ambientes con sus depósitos salinos evaporíticos característicos.

Rocas orgánicas biogénicas: dentro de este grupo se incluyen los hidrocarburos, los carbones y la turba.

Singénesis: cambios mineralógicos y texturales ocurridos durante la sedimentación.

Epigénesis: cambios mineralógicos y texturales que ocurren en un sedimento después de su depositación.

ROCAS PIROCLÁSTICAS

Las rocas piroclásticas son aquellas que se forman a partir de los productos de las erupciones volcánicas explosivas. Los materiales así arrojados pueden caer sobre la tierra o en cuerpos de agua. Tanto el piroclasto original depositado en agua como los materiales redepositados pueden mezclarse con detritos

sedimentarios comunes, de manera que el depósito final, con el cemento introducido, puede ser una roca muy compleja.

Para clasificar a las rocas piroclásticas se debe tener en cuenta:

- 1.- el origen del material piroclástico.
- 2.- la composición química y petrográfica de la lava.
- 3.- las proporciones relativas de fragmentos vítreos, cristales y líticos.
- 4.- la forma y las dimensiones de los fragmentos.

En cuanto al punto 1 se refiere a, Figura 129:

- a) **materiales esenciales o juveniles:** si los fragmentos son de la lava en erupción.
- b) **secundarios:** si los fragmentos son detritos de lavas y piroclastos anteriores.
- c) **accidentales:** si los fragmentos corresponden a otras rocas que nada tienen que ver con el vulcanismo.

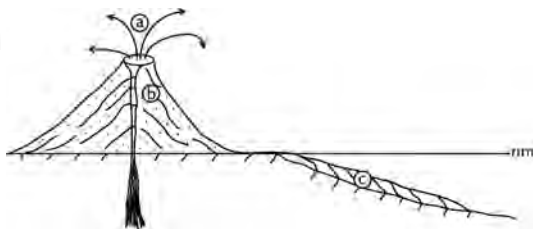


Figura 129. Esquema de los distintos tipos de materiales que componen las rocas piroclásticas.

En cuanto al punto 2 se refiere a la acidez y basicidad de la lava.

ácidas		66% de SiO ₂
intermedias		
básicas		52%

En cuanto al punto 3 se refiere a los porcentajes relativos de cristales, vidrio y fragmentos líticos que componen los sedimentos piroclásticos, Figura 130.



Figura 130. Diagrama triangular de composición de las tobas.

En cuanto al punto 4 se refiere al tamaño de los fragmentos arrojados por el volcán, y se los clasifica así:

- bombas y bloques.....mayores de 32 mm (1)(2)
- lapilli..... de 32 a 4 mm
- cenizas..... menores de 4 mm

(1) **Bombas**, material lávico total o parcialmente fundido cuando fue eyectado. Debido a la plasticidad del material éste tomó, en su trayectoria aérea, la forma de huso.

(2) **Bloques**, material lávico totalmente sólido cuando fue eyectado, poseen formas irregulares.

Por la compactación y cementación estas eyecciones pueden formar rocas:

Agglomerados volcánicos: los constituidos predominantemente por bombas.

Brechas volcánicas: las constituidas generalmente por bloques.

Tobas: las constituidas predominantemente por cenizas volcánicas.

Tobas de lapilli: cenizas ricas en lapilli.

Ignimbritas o tobas aglutinadas: cuando la consolidación de la brecha, lapillita o toba se debe a la elevada temperatura de los fragmentos, que le permiten adherirse por su superficie pastosa. Se las considera formadas por nubes ardientes. Con frecuencia presentan textura fluidal, debido a la deformación de los vitroclastos por el propio peso de la masa.

Cuando los sedimentos piroclásticos se mezclan con los epiclásticos o normales se pueden tener rocas con características intermedias,

o sea: areniscas tobáceas, tobas areniscosas, etcétera, como es el caso de las **tufitas**.

Cinerita: es una ceniza levemente consolidada.

Se da el nombre de **tefra** (Gr. = ceniza) a la acumulación de eyectos volcánicos no consolidados.

LOS SEDIMENTOS Y LOS ORGANISMOS

Los procesos sedimentarios y los biológicos siempre van juntos ya que los organismos se desarrollan en el mismo ambiente:

- Atrapan y estabilizan granos sedimentarios.
- Clasifican físicamente material durante la actividad alimenticia.
- Aceleran la descomposición química y mecánica de las rocas.
- Ayudan a la formación de éstas con el aporte de las partes duras.

La adquisición del carácter fotosintético por las plantas fue quizás el suceso más importante después de la aparición de la vida, ya que todos los animales dependen de las plantas. Es probable que la mayor parte del oxígeno libre haya sido producto de la fotosíntesis. Cuando el oxígeno atmosférico alcanzó el 1% de su nivel actual se hizo posible la respiración aeróbica.

Los animales retrabajan (**bioturban**) a menudo los sedimentos y los granos más finos pueden ser devueltos a la suspensión o ser llevados a la superficie del fondo durante los procesos de excreción.

El mayor control ejercido por los organismos sobre los ambientes terrestres es químico; junto a la liberación del oxígeno en la atmósfera el volumen de CO₂ libre ha variado a través de las edades biológicas. El enorme crecimiento de los vegetales durante el Carbónico (345 a 280 M.a.) y la formación de grandes depósitos de carbón debe haber producido una enorme eliminación de CO₂ de la atmósfera. El aumento de alcalinidad de los océanos que siguió pudo haber contribuido a una de las mayores extinciones de faunas hace unos 225 millones de años.

Existen por lo menos tres maneras en que los organismos afectan en forma significativa a los sedimentos:

1) En el Fanerozoico (Paleozoico + Mesozoico + Cenozoico) los organismos con sus esqueletos contribuyeron a la formación de muchas rocas. Este material ha variado con el tiempo de acuerdo con el tipo de organismos presentes.

La creta del NO de Europa tiene a menudo el 99% de CO_3Ca de origen orgánico. En el Cámbrico inferior los arqueociátidos forman grandes espesores en Australia y en Siberia.

2) Los organismos influyen en la velocidad de erosión, como es evidente en los suelos cuando falta la cobertura vegetal. En los tiempos anteriores a la aparición de hierbas (antes del Terciario) la generación de *bad lands* debió de ser más extendida y el ritmo de erosión fue mayor que el actual. En sentido inverso

alguno de los organismos perforantes (ciertos moluscos y esponjas) son agentes erosivos eficaces.

3) Los organismos perturban la normal distribución de los sedimentos desviando y reteniendo materiales. Las albuferas tropicales son importantes accidentes de costas y muchas veces su presencia se debe a los arrecifes construidos por seres vivos. Los **manglares** que toleran aguas saladas han modificado, probablemente, de una manera global, la apariencia de los deltas tropicales del Cenozoico, atrapando sedimentos entre sus raíces y controlando de este modo el movimiento del agua con las mareas.

En todas las latitudes, ciertos organismos, particularmente algas y gusanos poliquetos, crearon obstáculos para los sedimentos provocando la depositación y estabilización de los mismos.

El conjunto de caracteres de una roca (composición, textura, estructura, fósiles) depende de cómo y dónde se formó la roca y de esta manera se puede hablar del ambiente de sedimentación que está caracterizado por las facies (Lat.=aspecto) correspondientes, de tal manera que se reconocen:

- facies eólicas
- facies marina de aguas poco profundas
- facies litoral
- facies estuárica
- etc.

Dicho de otra manera es una masa de rocas sedimentarias que puede ser definida y separadas de otras por su granometría, estructuras sedimentarias, distribución de las paleocorrientes y fósiles.

Los dos grandes grupos de facies generales son:

- facies terrestres
- F. eólica
 - F. fluvial
 - F. glaciár
 - F. lacustre

- facies marinas
- F. de aguas poco profundas
 - F. de aguas medianas
 - F. de aguas profundas o abisales

Se debe agregar para completar este cuadro facies intermedias entre las terrestres y las marinas:

- facies mixtas
- F. deltaica
 - F. estuárica
 - F. costanera

Todas estas facies son cambiantes a través del tiempo geológico. Aplicando el **Principio del Actualismo** y teniendo en cuenta las facies antes descriptas, lo geólogos reconstruyen la historia de la Tierra. Esto es una tarea muy difícil y complicada dado que:

—es difícil estudiar ciertos tipos de procesos como por ejemplo la sedimentación marina abisal.

—no son muchas las rocas que han conservado sus características primitivas por los efectos del metamorfismo.

—los sedimentos más antiguos están cubiertos por otros más jóvenes que dificultan su observación.

—además el presente no nos da un cuadro fidedigno de todo el pasado ya que es un pequeño porcentaje del total.

—la evolución orgánica ha sido un proceso continuo y cambiante, con la geología pudo haber sucedido algo semejante.

Por todo esto el actualismo no es una verdad perfecta para todos los tiempos, pero por ahora no tenemos otra llave.

Los **registros geológicos** pueden encararse de dos modos:

- a) con relación al espacio.
- b) con relación al tiempo

En la Figura 131 se muestra un esquema dónde se representa a la izquierda un área continental con ríos que transportan sedimentos clásticos de distinta granulometría que cuando llegan al mar se depositan selectivamente. Primero lo hacen los sedimentos más gruesos. Luego los de granulometría intermedia y en forma más distal lo hacen los sedimentos

pelíticos en forma más o menos sincrónica. Esta selección granulométrica producida por causas hidromecánicas lleva al concepto de facies sedimentarias cada una de las cuales se indican en la figura.

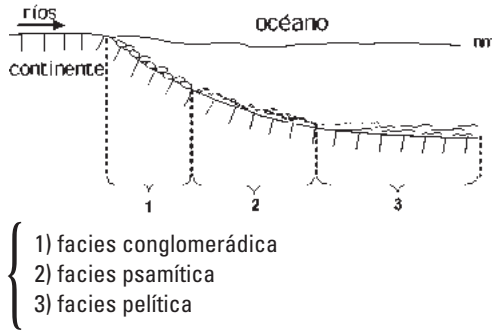


Figura 131. Esquema de un borde continental donde los ríos aportan sedimentos a la cuenca marina. Los sedimentos más gruesos se depositan en la parte próxima al continente y a medida que nos alejamos del continente se depositan los sedimentos más finos, generando ello, bajo el punto de vista geológico distintas facies sedimentarias de acuerdo a lo indicado en los puntos 1), 2) y 3).

Por medio de los mapas paleogeográficos se muestra la distribución de tierras, mares, lagos, desiertos, etc. que existían durante la formación de las facies correspondientes de una época determinada.

Por otra parte, en un lugar determinado, la sucesión de facies deriva de la sucesión de rocas sedimentarias en dicho lugar y por lo tanto esas rocas registran los cambios geográficos, de fauna y flora en dicho lugar. El análisis del conjunto de todos estos cambios en el globo permite la reconstrucción de la historia geológica del Planeta (por lo menos de su parte superficial).

Las características **horizontales** de una cierta época nos dan a conocer la geografía durante la misma y las **verticales** de un lugar revelan los cambios de su geografía a través del tiempo y se aplican para su estudio las generalizaciones fundamentales de que las rocas sedimentarias que están por debajo son más antiguas que las que se encuentran por encima.

Los cambios verticales de facies quedan registrados por cambios análogos en las rocas.

Estos conceptos se pueden ejemplificar muy bien en el estudio de las **transgresiones** y **regresiones** marinas que indican avances y

retrocesos, respectivamente, del mar sobre las áreas continentales. El motivo de estos avances y retrocesos, registrados repetidas veces en la historia geológica del planeta pueden ser producidos por diversas causas, como por ejemplo variaciones climáticas que producen calentamiento o enfriamiento global que a su vez dilata o contrae las masas de agua que invaden o retroceden de las zonas continentales o también pueden ser debidos a razones tectónicas (epirogénesis) que producen el descenso o ascenso de áreas continentales, o también cambios tectónicos en el volumen de las cuencas marinas.

Transgresión marina: en un lugar determinado, Figura 132, puede empezar por depósitos de playa con rodados procedentes de las rocas más antiguas generados por las rompientes de las olas (alta energía) creándose así un conglomerado. A medida que avanza la transgresión se sedimentan los depósitos de aguas poco profundas (areniscas) frecuentemente glauconíticas. Según avanza el mar se van formando los sedimentos de aguas más profundas sobre los ya depositados dando lugar a la siguiente secuencia Figura 132:

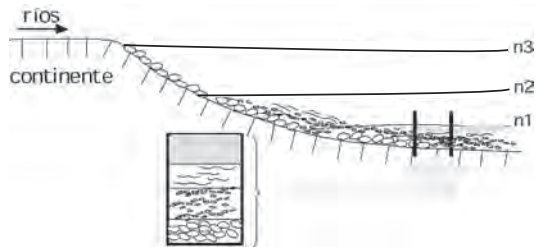


Figura 132. Esquema de la evolución de una costa de un mar transgresivo, o sea que el mar invade el continente ya sea por hundimiento de éste, o crecimiento del nivel del mar o por una combinación de ambos. El avance del mar sobre el continente está indicado por los niveles n_1 , n_2 y n_3 , sabiendo que el avance normalmente es gradual se eligieron estos tres estadios por conveniencia, y se representan en cada uno de ellos los depósitos que generan como se ve en la Figura 131. La secuencia sedimentaria propia de un mar que ingresa sobre un continente se resume a través del tiempo en el registro geológico representado en la columna estratigráfica de la izquierda (que ocurre donde indica la flecha), donde los sedimentos más antiguos son las psefitas (conglomerados), sobre ellos se depositan las psamitas (areniscas) y finalmente las pelitas (lutitas) y las calizas.

Regresión marina: El mar profundo se convierte en uno de menor profundidad y por último aflora la tierra. A los sedimentos de aguas profundas les suceden otros de menor profundidad y a estos últimos le siguen sedimentos de estuarios o de playas. El proceso puede terminar cuando la emergencia es completada con sedimentación en lagos, ríos, desiertos, etcétera. La secuencia sedimentaria es de acuerdo al lugar elegido, Figura 133, de más antiguo a más joven: calizas, pelitas, areniscas y conglomerados, una secuencia inversa a la vista en la ingresión marina indicada en la Figura 132.

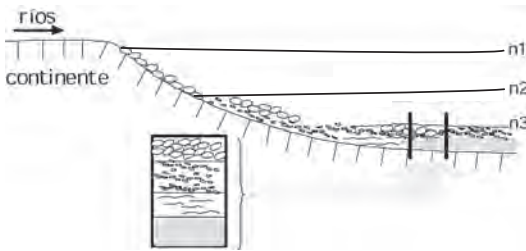


Figura 133. Esquema de una regresión marina. Los ríos aportan sedimentos a la cuenca marina y estos se van depositando a las distancias correspondientes de acuerdo a su granometría según lo visto en la Figura 124. La regresión con su sedimentación característica está indicada por los sucesivos niveles del mar (n_1 , n_2 y n_3). Pasado el tiempo geológico, cuando nuevos procesos orogénicos que eleven la zona y los subsiguientes erosivos pongan al descubierto la secuencia sedimentaria indicada por la flecha, el geólogo o estratígrafo va a poder interpretar, con ayuda del contenido paleontológico que puedan tener estas rocas, el fenómeno de la regresión marina y su edad.

Estos dos ejemplos están muy simplificados, el proceso puede ser mucho más complejo. Del traslape de los sucesivos estratos en una ingresión marina se puede deducir el sentido en que avanzó el mar. Estas dos estructuras (transgresión y regresión marina) son de fundamental importancia para reconstruir la historia geológica planetaria. De hecho estas estructuras son el criterio que se utiliza para señalar los cambios de los períodos geológicos en la escala del tiempo geológico como veremos más adelante. Estas estructuras suelen ir acompañadas por grandes cambios en la biota que quedan

registrados en el contenido paleontológico de los sedimentos involucrados.

Flujos turbulentos (extraído de P.S. Stevens, Patrones y pautas en la naturaleza. BCS55, 1986).

Una partícula dentro de un flujo laminar describe una trayectoria rectilínea, mientras que en un flujo turbulento describe una trayectoria errática y ondulante. Un remolino en espiral dentro de un arroyo se produce porque la corriente sufre fricción sobre la superficie que lo limita (fondo y orillas del arroyo) o contra otra corriente que se mueve en dirección opuesta. La corriente por fricción pierde velocidad respecto de otras partes de la misma corriente y ello genera las turbulencias. Este es también el mecanismo por el cual se forman las olas en la costa del mar: primero el roce del aire con la superficie del agua genera la presión suficiente para generar una ola (onda) en alta mar, luego esa ola se aproxima a la costa, en cuyo desplazamiento va disminuyendo la profundidad y cuando la amplitud de la ola (onda) roza contra en fondo produce una fricción mayor que la que se produce entre el agua y el aire generando un contraste de velocidad de desplazamiento entre ambos sectores que se resuelve por medio del rompimiento de la cresta de la ola circunstancia aprovechada por los surfistas. A una partícula que se desplaza en un medio turbulento no se le puede predecir cual va a ser su trayectoria en detalle o sea no se puede predecir la situación precisa y la velocidad en un momento determinado. Esta indeterminación, entre otras cosas, no permite que podamos interpretar las manchas solares, cómo se desplaza el material subcortical en el planeta o determinar la presión necesaria para impulsar grandes volúmenes de agua por una tubería. En los procesos de turbulencias intervienen tantas variables que su estudio se encara por medios estocásticos, describiendo promedios o sea los casos que tienen mayor probabilidad de ocurrir.

La velocidad de un remolino es proporcional a la raíz cúbica de su tamaño o sea

que un remolino que se mueve al doble de la velocidad de otro, será 8 veces mayor (2^3).

Número de Reynolds

Reynolds, a principio de siglo, explicaba cómo los cuerpos pueden cambiar su forma en respuesta al cambio de escala, y al mismo tiempo, en una aparente contradicción, cómo fenómenos producidos a escalas diferentes pueden presentar la misma morfología.

1.- ¿Aumenta o disminuye la turbulencia cuando aumenta la velocidad de la corriente? La turbulencia aumenta con la velocidad. Una bandera ondea más con fuerte viento.

2.- ¿Cómo varía la turbulencia cuando el tamaño de un obstáculo en su camino aumenta? La turbulencia aumenta en proporción directa al tamaño del obstáculo. La estela de un buque es mayor que la de un bote.

3.- ¿Aumenta o disminuye la turbulencia con la densidad del fluido? La turbulencia aumenta con la densidad del medio dado que cuanto mayor es la densidad mayor es el número de partículas en un volumen dado con lo que se incrementarán las interacciones de las mismas.

4.- ¿Como varía con el incremento de viscosidad? La turbulencia se amortigua con el aumento de la viscosidad dado que esta es una medida de la fricción interna de la corriente y representa la resistencia a ser separadas entre sí las partículas. En un mismo medio el agua es más turbulenta que el aceite, a mayor viscosidad menor turbulencia.

Estas cuatro características se pueden vincular matemáticamente como hizo Reynolds:

$$R = \frac{V \cdot t \cdot D}{\nu}$$

V = velocidad del medio
 t = tamaño del obstáculo
 D = densidad del medio
 ν = viscosidad
 R = número de Reynolds
 (adimensional)

Este número es muy importante, pues corrientes distintas con igual R se parecen.

Cuanto más distinto es R en dos flujos turbulentos más diferentes son estos.

Se pueden combinar distintos valores de las variables y dar siempre un mismo R y en ese caso la apariencia general será la misma. Por ejemplo si la corriente de un arroyo de flujo rápido es obstruida por un guijarro y otra de flujo lento es obstruida por un rodado de mayor tamaño el modelo de la turbulencia que se produce es idéntico. Una mota de polvo que cae dentro de una masa de aire lo hace de similar manera que un cuerpo humano moviéndose en melaza. Esto es de gran interés para los ingenieros pues les permite hacer modelos en escala (p.e. en aviación). En las pruebas a escala se confrontan variables como velocidad, densidad, viscosidad y tamaño entre sí con valores diferentes pero el resultado es el mismo con un número de Reynolds idéntico.

Extraído de "Los deslizamientos de lodo" en Mundo Científico. 1994, 141:1024, de Ph. Coussot y J.M. Piau.

Los torrentes de barro son mezclas concentradas de agua, arcillas y fragmentos líticos. Son fluidos muy particulares, p.e. solo se deslizan por una pendiente por encima de un cierto ángulo. Son utilizados en las perforaciones y temidos en las catástrofes. Las leyes que rigen su comportamiento se conocen cada vez mejor y va mejorando el conocimiento sobre la relación entre estas leyes y la estructura microscópica de los torrentes de barro.

Son conocidas las catástrofes que siguieron la erupción del Pinatubo en las Filipinas en 1991 y las del Nevado de Ruiz en Colombia (catástrofe de Armero) en 1985, y la del Monte Santa Helena en USA en 1980. Son comunes en el NO de nuestro país todos los años (ejemplo del pueblo Punta Balastro en Catamarca sepultado por un torrente de barro)

El agua que fluye por un torrente erosiona su lecho y provoca deslizamientos de las orillas de mayor o menor amplitud. El conjunto se carga de materiales finos y gruesos y finalmente desembocan en el valle olas de 1 a varios metros de altura y de un volumen

de 1 a varios centenares de miles de metros cúbicos, a velocidades de varios metros por segundo. En términos generales son similares a las avalanchas submarinas (flysch), a las inyecciones usadas en perforaciones petrolíferas (para refrigeración y con densidad suficiente como para arrastrar hacia arriba el material de perforación) y también los lodos residuales generados por la actividad humana. Es muy útil determinar cómo fluyen las mezclas lodosas de tipo industrial como el hormigón y las inyecciones petroleras cuando están sometidas a un determinado empuje o presión. Es muy importante saber en el caso de los torrentes de barro en que momento se van a poner en movimiento, hasta donde y a qué velocidad se van a desplazar por acción de la gravedad y también qué obstáculo los podría detener.

Estos materiales son de difícil estudio ya que son heterogéneos y las condiciones del entorno de los deslizamientos son en general complejas. Además las leyes reológicas que precisan como se deforma un pequeño elemento de fluido sometido a fuerzas externas son complejas. Por ello los ingenieros utilizan métodos más o menos empíricos para predecir las características de los deslizamientos. Hoy en día se trata de desarrollar un conocimiento más profundo.

A caudal fijo un fluido determinado fluye más lentamente y con mayor espesor que un fluido menos viscoso. Pero el problema se complica cuando se trata de materiales como los flujos de barros suficientemente pastosos. Un material de ese tipo puede descansar sobre una superficie inclinada sin que fluya ya que posee un **umbral de esfuerzo** constante o de tensión o sea que para que se produzca un deslizamiento, es necesario que las fuerzas aplicadas superen dicho umbral (esta es en parte la causa de porqué el barro en vez de fluir por el terreno suavemente se adhiere fuertemente a nuestros zapatos. Este comportamiento también afecta a otros tipos de materiales tales como los geles (mayonesas), polímeros eléctricamente cargados, pastas (dentífrico, pomada de calzado).

Estos fenómenos se estudian con un aparato llamado **reómetro** que mide la tensión aplicada (fuerza tangencial dividida por el área del fluido) en función del gradiente de velocidad (velocidad del desplazamiento de la pared dividida por el grosor del fluido) que induce.

La ley de comportamiento más simple está dada por el modelo **newtoniano** (la **resistencia del fluido al deslizamiento es, en igualdad de condiciones, proporcional a la velocidad con que las partículas del fluido se alejan unas de otras**). Los otros fluidos se denominan **no newtonianos** muchos de los cuales tienen la propiedad de **no fluir** en el momento en el que se les aplica una tensión tendiente a cizallar al fluido: son los fluidos de umbral de los que ya se habló y dentro de los cuales tenemos los barros.

El origen del umbral se explica a nivel de microestructuras de una red de enlaces entre los elementos que constituyen el material. Estos enlaces pueden ser fuerzas de fricción, fuerzas de van der Waals o fuerzas iónicas.

En un líquido cuando las partículas sólidas están alejadas unas de otras, la concentración es muy pequeña. Cuando aumenta la concentración de partículas, aumenta el tamaño medio y se forman grumos, y a partir de una determinada concentración, bruscamente la red de interacciones se extiende de un lado a otro de la muestra y les da nueva característica reológica al fluido; se trata de un fenómeno de **percolación**. (La percolación o la geometría del contagio). **En este caso el fluido tiene un umbral de tensión mínima que se tiene que aplicar para romper la red e iniciar así una circulación.**

Este problema se entiende a nivel de microestructura. En un flujo lento de agua en tubos estrechos todo sucede como si en promedio las moléculas se deslizasen unas sobre otras. Si se pudiese hacer abstracción de la agitación térmica, las moléculas de agua se podrían representar como situadas en posición de equilibrio, atrapadas entre otras moléculas. En un desplazamiento de un estado de equilibrio a otro, la molécula

tiene que pasar por una posición intermedia en la que la energía es más elevada que la de la posición de equilibrio. La tendencia natural de cada una de estas moléculas es resistirse al movimiento. Una deformación cualquiera del fluido requiere un aporte de energía que permita que un cierto número de moléculas pase de una posición de equilibrio a otra.

Pero en un líquido cualquiera el problema es mucho más complicado. En el caso de los barros, las partículas de arcillas, arenas y guijarros que se agreguen pueden interactuar de muchos modos. En el caso de las arcillas (apilamientos de varios centenares de hojitas elementales de orden de 1 μm ; cada hojita, según el tipo de arcilla, comprende dos o cuatro capas formadas por O, H, Si y Al. Además pueden haber iones adicionales alojados en el interior de estas capas que pueden provocar un desequilibrio de cargas que puede generar la adsorción de cationes en su superficie y **son estos cationes los que confieren a la mezcla agua-arcilla sus peculiaridades**. En el agua se pueden separar parte de estos cationes entrando en solución y como las moléculas de agua son polares, se forman finalmente alrededor de las partículas una alternancia de zonas con cargas negativas y positivas, llamada globalmente doble capa. Hoy en día por medio del microscopio electrónico se determina que estas estructuras son un mil hojas que posee una estructura fractal. El comportamiento de una mezcla agua-arcilla puede variar mucho con el pH de la disolución o la cantidad de iones presentes, lo que influye sobre las atracciones de doble capas. Por ejemplo una mezcla de agua-montmorillonita en una primera fase se parece a un gel para el cabello que se transforma casi instantáneamente en un líquido parecido a la leche cuando se le agrega un poco de sal.

Estas propiedades se deben a la red de interacciones entre las partículas de arcillas; cuando hay circulación estas estructuras se rompen más o menos en forma parcial y rápidamente para permitir el movimiento y se reconstruye más o menos lentamente al cesar el flujo ya que las partículas agitadas

por el movimiento browniano son susceptibles de desplazarse por la disolución. Esta particularidad hace que la mezcla tenga a menudo un comportamiento que se modifica durante la circulación (esto hace que la tensión de cizalla disminuya o aumente durante la deformación). El modelo de explicación sería: durante un flujo o en reposo, el número de enlaces entre las partículas se modifica constantemente en el seno del fluido; o sea que en el curso del tiempo se forman grumos de partículas por atracción mutua, mientras que otros grumos se destruyen por efecto del cizallamiento.

En la mayoría de los fluidos, la resistencia al cizallamiento es tanto mayor cuanto más importante es éste. A pequeñas velocidades sucede lo contrario.

Por ello la relación entre tensión y velocidad de deformación no es unívoca y ello da lugar a inestabilidades en la circulación. Para velocidades de cizalla pequeñas, la red de interacciones se rompe a cada instante pero tiene tiempo de reconstruirse en parte, por lo tanto el esfuerzo a aplicar es bastante grande porque son muchas uniones que tiene que romper. En cambio para velocidades mucho más grandes la red está en gran parte rota en todo instante por la gran velocidad relativa de las partículas y los enlaces tienen poca posibilidad de volverse a formar mientras haya circulación, por lo tanto el esfuerzo a aplicar en este caso puede ser menor que un umbral determinado.

Un material natural que posea estas características es peligroso ya que es susceptible de comenzar a desplazarse bruscamente a causa de una pequeña perturbación. A la inversa, en algunos casos, también se puede detener de repente si hay un pequeño obstáculo en el camino (de hecho la capacidad de los barros de bentonita de fluir fácilmente después de empezar a moverse y de consolidarse cuando se para, se utiliza desde hace tiempo en las inyecciones de perforaciones).

Los clastos mayores que la fracción arcilla no interactúan con el agua en reposo. La dinámica de fluidos con clastos mayores es muy complicada y la dificultad de su

estudio proviene del hecho de que cuando las partículas son numerosas la circulación entre las partículas es muy complicada. Las moléculas del fluido intersticial no se deslizan unas sobre otras únicamente en la dirección del cizallamiento sino en todas direcciones. El comportamiento de líquido newtoniano sólo ocurre para pequeñas velocidades y partículas esféricas distribuidas isotrópicamente. Cuando la concentración es importante el resultado cambia ya que hay contacto entre las partículas que modifican las características de la circulación. La importancia de los choques entre partículas solamente es lo que intervienen en los movimientos rápidos.

Cuando dos partículas están en contacto, para desencadenar un movimiento se necesita una fuerza mínima. De forma análoga un bloque de hormigón en una pendiente no empieza a moverse hasta que ésta no posee un valor angular determinado. En esto influye la forma de las partículas.

Las leyes de comportamiento del lodo se pueden interpretar a partir de su estructura. Cuando la concentración de arcilla o arenas es suficientemente pequeña, la mezcla es newtoniana y la viscosidad se puede calcular directamente (A). Más allá de una determinada concentración hay **percolación**: los contactos y enlaces entre partículas forman una red continua a través de toda la muestra (B). Para iniciar la circulación de un fluido de este tipo se tiene que aplicar una tensión mínima para romper esta red de interacciones (umbral de tensión) (C), la ley de comportamiento no se modifica mientras la concentración agregada es pequeña. Por encima de una cierta concentración de granos, se produce una segunda percolación y se forma una red compleja de interacciones entre los granos (D). Debido a esto, más allá de esta concentración, el umbral de tensión de la mezcla aumenta rápidamente.

¿Cómo se explica este fenómeno?

Cuando se hace que un fluido fluya a baja velocidad, cizallándolo entre dos planos en movimiento relativo de traslación, la mayoría de las partículas están en

contacto directo unas con otras; los esfuerzos necesarios para el mantenimiento del cizallamiento son importantes ya que son fundamentalmente fenómenos de fricción los que intervienen. Cuando los gradientes de velocidad son elevados la estructura anterior queda regularmente dislocada y las partículas permanecen más tiempo separadas unas de otras por finas capas de fluido intersticial. De esta manera los contactos directos son menos numerosos en promedio que a pequeñas velocidades, y los esfuerzos a aplicar al fluido para mantener el movimiento pueden disminuir incluso cuando el gradiente de velocidad aumenta. Todo pasa como si después de haber alcanzado una cierta velocidad, se inyectase una capa de aceite bajo un bloque de hormigón para deslizarse mejor.

En 1954 el británico Bagnold señaló que a grandes velocidades de cizallamiento, la tensión tangencial es proporcional al cuadrado del gradiente de velocidad, en el caso de un fluido newtoniano. En efecto, cuando el cizallamiento es muy rápido las partículas, que se perturban unas a otras cada vez más, terminan por entrechocar o por desviarse unas de otras. Se llega a una situación que tiene por analogía a la turbulencia, en la que una agitación caótica induce transferencias de cantidad de movimiento de una región del fluido a otra (Mundo Científico N° 22, feb.83). Esto muestra lo complicado de un estudio preciso del problema. Se sospecha que si las mezclas agua-arcilla y agua-guijarros son todavía poco conocidas, es aún menor el conocimiento de las mezclas lodosas en general.

Cuando se agregan partículas gruesas a una mezcla agua-arcilla, el umbral de tensión de la suspensión no varía mientras la concentración de partículas añadidas es inferior a un determinado valor. Después de esta concentración mínima que varía entre 0 y 40% según las características de la mezcla inicial (concentración sólida, tipo de arcillas) el umbral de tensión de la mezcla final aumenta rápidamente. Como se explica esto basándonos en lo que ya se ha visto en las mezclas agua-arcilla y agua-granos? Cuando se agregan partículas grandes en

pequeñas concentraciones hay dos efectos contrarios que se compensan más o menos. El volumen de la red de interacciones entre partículas disminuye, pero el lugar que les queda a estas partículas en el agua es menor ya que la superficie sólida impermeable aumenta en el seno de la mezcla. Debido a esto el umbral de tensión resulta poco modificado mientras el número de granos no es demasiado grande. En ese caso las interacciones entre partículas "grandes" son poco numerosas. En cambio cuando aumenta su concentración las partículas "grandes" se acercan, a partir de un cierto umbral se produce la formación de una red continua de granos, rodeados cada uno por una capa más o menos importante de partículas de arcillas. Estos granos están suficientemente cerca unos de otros para que, en reposo o durante un cizallamiento del fluido, interaccionen fuertemente, eventualmente a través del agua y las partículas de arcilla. Más allá de este umbral de concentración de granos, que de hecho constituye un segundo umbral de percolación, el número de contactos en esta nueva red aumenta muy rápidamente.

Durante mucho tiempo se ha considerado que los materiales se podían dividir, bajo el punto de vista mecánico, en sólidos y fluidos, pero el lodo es, como muchos otros, un material intermedio ya que posee un umbral de tensión por debajo del cual es más bien sólido, y por encima de éste es más bien líquido; por tanto su ley de comportamiento puede evolucionar con el tiempo y ser inestable.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Por estructuras sedimentarias se entienden aquellos rasgos de mayor magnitud que, por lo general, se observan en afloramientos mejor que en muestras de mano o cortes delgados petrográficos. Son rasgos mayores de las rocas. Las estructuras pueden ser de origen **orgánico** o **inorgánico**. Las estructuras inorgánicas pueden ser clasificadas según el momento de su desarrollo, respecto al momento de formación del estrato, en **primarias** y **secundarias**.

Importancia de las estructuras sedimentarias:

- a) caracterizan el medio de depositación.
- b) ciertas estructuras permiten reconocer el techo y la base de un estrato (importante para reconocer una eventual inversión estratigráfica).
- c) ciertas estructuras permiten reconocer la dirección y el sentido de la corriente.
- d) permiten reconocer condiciones del régimen de flujo.
- e) permiten reconocer e interpretar cambios físicos y químicos postdeposicionales.

Clasificación según el momento de formación:



Los diagramas siguientes tratan de representar las condiciones físicas necesarias para el desarrollo de las estructuras sedimentarias primarias más comunes, como por ejemplo

el diagrama de Hjulström visto más arriba, o el diagrama de Simons y Allen (1968) de la Figura 134.

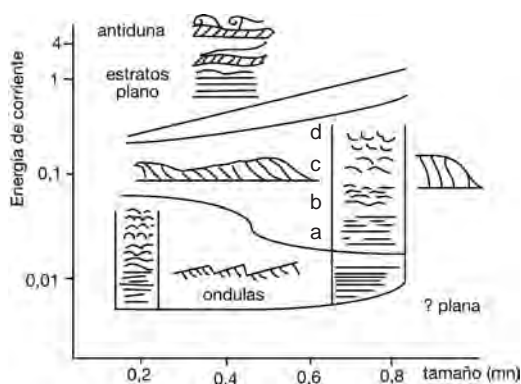


Figura 134. **Diagrama de Simons y Allen (1968)**, muestra la vinculación entre la intensidad de corriente (energía), tamaño de partículas y geometría del lecho. Representación esquemática de distintas estratificaciones y su relación de tamaño de grano y energía de la corriente. **a:** óndulas de crestas rectas; **b:** óndulas onduladas; **c:** óndulas linguoides y **d:** óndulas en media luna. Tanto para las pequeñas y megaóndulas las crestas de las óndulas tienden a volverse discontinuas con el aumento de la corriente.

En el gráfico de la Figura 134 se observan las siguientes características:

1.-Las óndulas se forman con intensidades de corrientes relativamente bajas y con granulometría menor de 0,6 mm. Para mayores granulometrías no se forman óndulas y el lecho permanece plano.

2.-Dentro del campo de las óndulas las formas de las crestas depende de la intensidad del flujo. Por ejemplo a mayor intensidad las crestas de las óndulas cambian sucesivamente de **rectas (a)**, **ondulantes (b)** y **linguoides (c)**.

3.-Para mayores intensidades de corrientes, las óndulas pasan a megaóndulas (lambda mayor de 60 cm), a su vez las crestas de estas pasan de **rectas (a)**, **ondulantes (b)** y **semilunares (d)**, con intensidades de corrientes sucesivamente mayores.

4.-Las megaóndulas se forman tanto con tamaños menores como mayores de 0,6 mm.

5.-Con altas intensidades de corrientes las óndulas y megaóndulas se destruyen y el

lecho se torna plano, a su vez con mayor aumento de la intensidad de corriente se forman antidunas (p.e. superficie del lecho y del flujo están en fase).

ESTRUCTURAS

La característica más manifiesta de las rocas sedimentarias es la estratificación. El estrato está delimitado por dos planos más o menos definidos denominados planos de estratificación. Estos planos separan estratos, a los que se consideran **estructuras primarias** ya que se formaron aproximadamente al mismo tiempo que los sedimentos e indican una discontinuidad en la sedimentación. Esta discontinuidad, por ejemplo, la produce el cambio del régimen en un río por causas climáticas; en las épocas de lluvias el río lleva más agua y por lo tanto transporta mayor cantidad de sedimentos, posteriormente al bajar el caudal del río, porque disminuyeron las lluvias estacionales, decae la sedimentación. El río sigue fluyendo con menor caudal que sólo le permite, ya que posee menor energía, transportar menor cantidad de sedimentos y de menor tamaño (menor granulometría) los que se depositan sobre los sedimentos anteriores definiéndose así el plano de estratificación. El fenómeno se repite generándose una secuencia de estratos. De tal manera que un estrato está definido por dos planos, al superior se lo denomina **techo** y **base** al inferior. El plano de sedimentación actúa como una isocrona. En un estrato del orden de un kilómetro de longitud, los sedimentos que constituyen el techo se depositaron aproximadamente en forma sincrónica a lo largo del estrato. Este es un importante concepto ya que permite correlacionar hechos estratigráficos en forma lateral, **principio de correlación lateral**, de igual manera, el **principio de superposición estratigráfica** indica que el estrato que está por debajo es más antiguo del que se halla por encima.

La estratificación, como estructura primaria, se la usa como planos de referencia ya que el conjunto de estratos puede ser plegado o fallado. Estas estructuras, pliegues y fallas, se visualizan precisamente por la deformación que sufren los estratos como indican las figuras 185 y 194, estas nuevas estructuras son

secundarias porque se desarrollaron después de la estratificación (el orden sería: primero estratificación, después litificación y finalmente deformación, pliegues y/o fallas).

Debido al fenómeno denominado **inversión estratigráfica**, dónde por causas tectónicas una sucesión estratigráfica puede hallarse invertida, ver figuras 135, las deducciones sobre la

edad relativa de las rocas se hace crítica ya que el geólogo no advertido del problema puede leer al revés en el tiempo como ocurrieron los sucesos geológicos. Para evitar este tipo de error se debe reconocer siempre el techo y la base de un estrato y para ello el geólogo debe recurrir a ciertos tipos de evidencias como se verá más adelante.

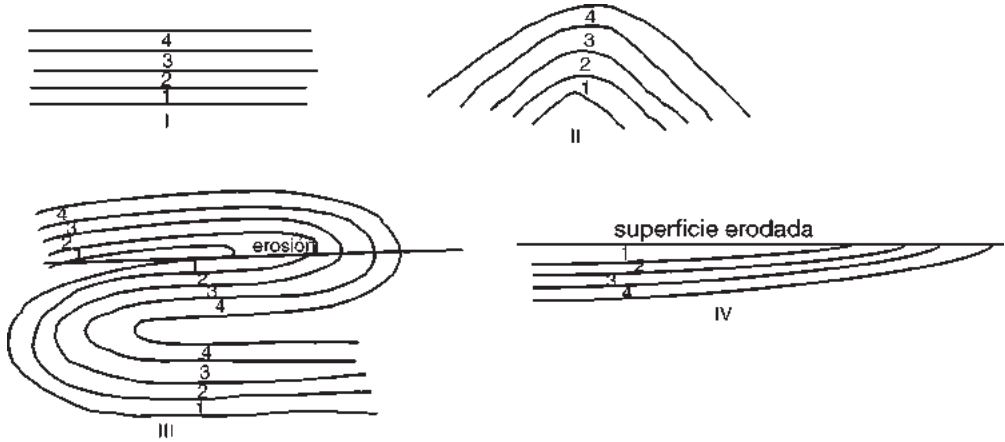


Figura 135. Se ve en 4 estadios como se genera un tipo de inversión estratigráfica.

Estadio I: secuencia estratigráfica normal. La capa más antigua es la 1, luego sigue la 2 y la capa más joven de todas es la 4 que cierra esta secuencia idealizada según el principio de superposición.

Estadio II: posteriormente se produce, por esfuerzos tectónicos, el plegamiento de la secuencia, donde se sigue reconociendo la misma estratigrafía. La capa 1 es la más antigua y la capa 4 es la más joven.

Estadio III: Continúa aumentando la deformación tectónica y el pliegue del estadio II, que por su morfología y orden de las capas recibe en nombre de anticlinal, pasa a una posición volcada.

Estadio IV: Ocurre un período erosivo por elevación del terreno por las causas tectónicas mencionadas y solamente se conserva la parte inferior de la estructura. Quedan solamente la parte no erosionada cuyas capas o estratos, por deformación tectónica, se hallan invertidas, en una aparente contradicción al principio de superposición. El reconocimiento del techo y base de estos estratos aclarará el problema ya que las estructuras que los indican se hallan, en este caso, invertidas (la base arriba y el techo abajo).

El geólogo reconoce distintos tipos de estructuras sedimentarias que se producen en los medios de sedimentación, ellas son:

Estrato: es la unidad de sedimentación. Cuerpo tabular sedimentario de composición homogénea, limitado arriba y abajo por sendos planos de estratificación. Payne, 1942, lo define como una capa mayor de 1 cm de espesor, visiblemente distinguible entre la capa inferior y la de superior, cuya separación está determinada por un cambio discreto en la

litología, un fuerte cambio físico en la litología (granulometría, color, etc.) o por ambos. El término **laminación** se refiere a estratos con un espesor menor que 1 cm.

Capa: sinónimo de estrato.

Facies: una de las posibles partes de un cuerpo sedimentario que se diferencia de las restantes por sus caracteres litológicos. Una facies no existe por sí misma, sino en relación con las otras facies de la misma unidad estratigráfica.

Litofacies: facies litológica.

Biofacies: facies paleontológica o biológica.

Banco, (se reconocen dos acepciones):

1.- estrato o grupo de estratos que se destaca porque siendo de distinta consistencia que los contiguos, forma una saliente o una depresión en los afloramientos.

2.- acumulación localizada de arena y/o grava en el lecho de un río o mar, que se halla a poca distancia de la superficie del agua.

Unidades litológicas:

Supergrupo: abarca dos o más grupos.

Grupo: abarca dos o más formaciones.

Formación: es la mayor de las unidades litoestratigráficas que abarca un número de estratos. Se distingue por ser una unidad mapeable a escala 1:25.000. Los estratos de una Formación tienen características en común y que son el resultado de las fluctuaciones de uno o varios factores dentro de un mismo ambiente.

Miembro: grupo de estratos que se pueden destacar dentro de una formación por su litología similar.

Un estrato puede a su vez estar formado por láminas, en ciertos casos estas láminas son oblicuas respecto a la estratificación mayor (estratificación diagonal) lo que indica un aporte unidireccional del sedimento. Los estratos o líneas de estratificación se las puede considerar a "prima facies" como **isocronas**. La extensión lateral de los estratos varía dentro de límites muy amplios, en general terminan acuñados. La forma de los estratos varía según el medio ambiente de sedimentación, desde cortas lentes en los estratos fluviales con o sin laminación diagonal a extensos mantos de sedimentos de aguas tranquilas.

Estratificación deltaica: En los depósitos deltaicos se reconocen tres tipos de capas, dorsales, frontales y basales de acuerdo con la Figura 136.

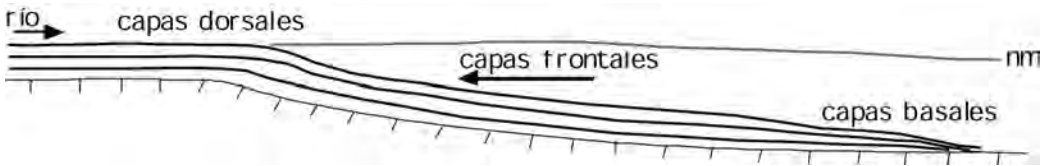


Figura 136. Esquema de la sedimentación en un delta. Estos depósitos suelen ser muy extendidos y con un contenido elevado de materia orgánica que, según las condiciones físico-químicas, pueden evolucionar hacia hidrocarburos formando rocas madre y/o futuros yacimientos de gas y/o petróleo

Estratificación gradada: los granos se depositan según la ley de Stokes para tamaños menores de 50 micrones. Aparece por lo general en varves y grauvacas, Figura 137. Esta estratificación es cíclica y es característica de ciertos depósitos lacustres y marinos y además es típica de los ambientes con abundante aporte de material clástico poco seleccionado, quizás en forma de corrientes de turbidez. Puede aparecer también, pero en forma poco común, en depósitos fluviales donde ha ocurrido disminución de la velocidad de corriente.

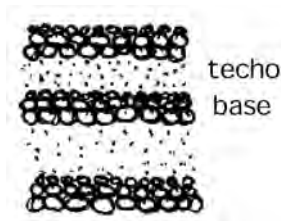


Figura 137. Ejemplo de estratificación gradada, es indicadora de techo y base de un estrato, la granulometría va disminuyendo generalmente hacia el techo del estrato.

Estratificación entrecruzada: existen distintos tipos vinculados con la migración y superposición de distintos tipos de óndulas y megaóndulas Figura 138. Pero dos son las estructuras indicadoras de techo y base del estrato y del sentido de la corriente. Las láminas tienen una única inclinación que indica el sentido de la corriente. Se origina por el progreso horizontal de la sedimentación, alimentada por un flujo de corriente relativamente constante en dirección que va depositando el material del lado de sotavento de una óndula o duna generalmente subácuea. En sección transversal tiene la forma de un signo integral con la parte superior erosionada (indica techo) y la parte inferior asintótica. En mucha menor escala es similar a la estratificación deltaica. La parte cóncava hacia arriba indica el techo del estrato.

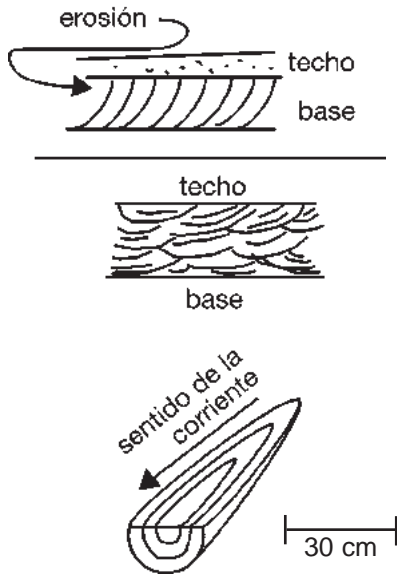


Figura 138. Ejemplos de estratificación entrecruzada, suelen ser indicadoras de techo y base del estrato y además del sentido de la corriente.

Estratificación torrencial: consiste en una alternancia de capas conglomerádicas y arenosas, muchas de ellas con estratificación entrecruzada, las capas son gruesas y pobremente estratificadas, y se forman en ambiente de canal (**paleocanales**), Figura 139.

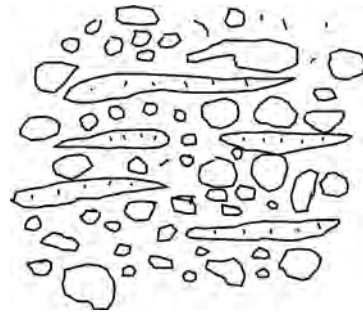
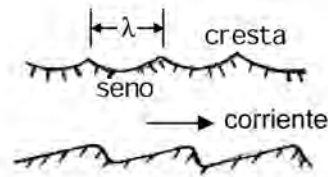


Figura 139. Esquema de estratificación torrencial. Indica ambientes fluviales de alta energía.

Ondulitas (ripple marks): ondulación rítmica de un sedimento dejada por el movimiento del agua o del viento, Figura 140.

asimétrica	{	eólica (<amplitud)	no dan
		ácuea (>amplitud)	techo y base

simétricas u oscilatorias (indican techo y base del estrato, pero no dirección de corriente)



asimétrica	{	eólica (>amplitud)	no dan
		ácuea (<amplitud)	

simétrica u oscilatoria (indican techo y base, pero no dirección de corriente)

Figura 140. Esquema de ondulitas simétricas y asimétricas

Gotas de lluvia: microcráter generado por el impacto de una gota de lluvia en el barro o sedimento fino, Figura 141.

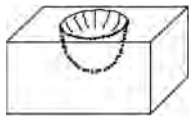


Figura 141. Microcráter producido por una gota de lluvia. Es una estructura que indica techo y base del estrato.

Barquillos o grietas de desecación (mud cracks): grietas que se forman en sedimentos finos, limos o arcillas, como resultado de la pérdida de agua por desecación. Indican techo del estrato. Se forman por tensión superficial al secarse, Figura 142. Existe una estratificación gradada en la que el material más fino (arcilloso) está arriba, al deshidratarse el sedimento por tensión superficial de la arcilla el barquillo primero se resquebraja y luego se arquea.

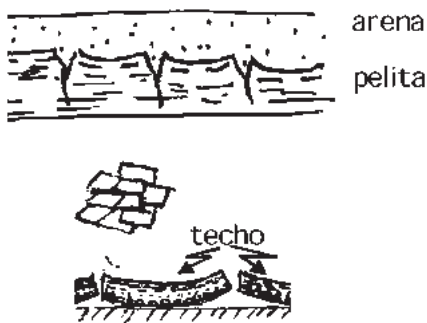


Figura 142. Grietas de desecación. Indican techo y base del estrato.

Bioherma (herm = escollo, peñasco): término definido en 1928 por Cumings y Shrock como cualquier masa semejante a domo, montículo o lente construida por organismos sedentarios y encerrada en una roca normal de cualquier tipo litológico, Figura 143. Otros autores consideraron la bioherma como sinónimo de arrecife. Pueden estar integradas por algas, corales, crinoideos, braquiópodos, etcétera. Tienen sección circular y dimensiones de algunos centenas de metros a kilómetros.



Figura 143. Bioherma, masa de roca sedimentaria calcárea de forma lenticular.

Bioestroma: cuerpo estratiforme constituido por conchas, crinoideos, algas, etc.; la distinción entre bioherma y bioestroma es un poco arbitraria generalmente los bioestromas se generan en ambientes de menor energía (200 km de largo por 10 m de espesor), Figura 144.



Figura 144. Bioestroma.

Diques sedimentarios o diques clásticos (pebble dikes): diaclasas o grietas rellenas por sedimentos, estas pueden ser rellenas desde arriba o desde abajo, en general son poco comunes, Figura 145. Puede suceder que el relleno se litifique en mayor grado de la roca que lo contiene, luego la erosión diferencial elimina la roca contenedora y el dique queda expuesto a la intemperie como se observa en las proximidades del yacimiento de uranio "Doctor Baulies" en la Sierra Pintada de la Provincia de Mendoza.

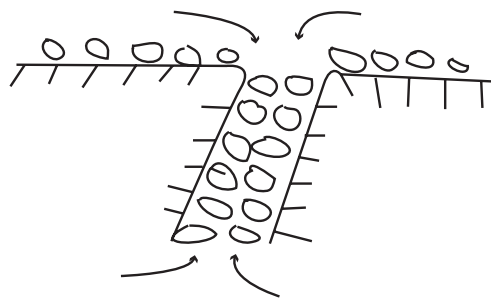


Figura 145. Esquema de un dique sedimentario donde se muestran las dos posibilidades de relleno. La posterior litificación puede dar lugar a una roca más resistente a la erosión que la roca que lo contiene produciéndose una posterior erosión diferencial que deja al dique, más resistente, expuesto a la intemperie.

Incitas: rastros dejados por las pisadas de animales en sedimentos húmedos, Figura 146.

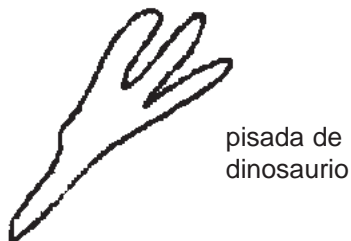


Figura 146. Incnita de dinosaurio.

Concreciones: cuerpos de formas más o menos esferoidales que se encuentran dentro de las sedimentitas, Figura 147, y se forman por concentración de sustancias químicas (óxidos e hidróxidos de hierro o carbonatos) alrededor de un punto o área cualquiera. Comprende todas las formas de crecimiento químico centrífugo. Las más comunes son calcáreas y en segundo lugar limolíticas. En general tienen estructura concéntrica. p.e. marlekor, septarios (concreciones con grietas irregulares o concéntricas o radiales).

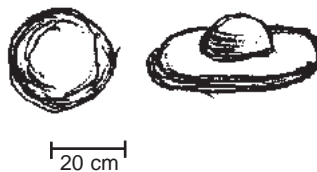


Figura 147. Concreciones.

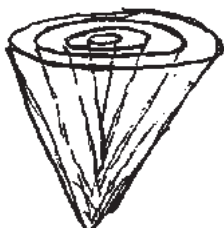


Figura 148. Cono en cono.

Cono en cono (cone in cone): estructura de conos coaxiales superpuestos que se encuentran en algunas calizas y pelitas. Su origen no está bien establecido aunque se lo atribuye a

presiones sufridas por la roca, Figura 148. No son indicadores de techo y base.

Estilolitas (stilo del Gr.: columnas): interpenetración de dos partes de una roca, generalmente calcárea, Figura 149. Tienen el trazo de una sutura en forma columnar o dentada. Se origina por disolución diferencial a través de un plano de presiones.

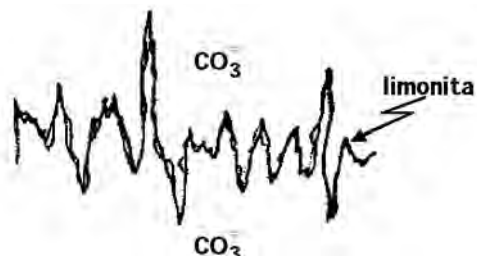


Figura 149. Estilolita. Se generan comunmente en depósitos carbonáticos, por efecto de la presión se disuelve parte del carbonato que se desplaza y queda la fisura de disolución enriquecida en material limolítico como resto del materia carbonático disuelto.

Geodas y drusas, cavidad redondeada y fisuras cuyas paredes interiores están tapizadas por cristales de cuarzo, calcita, etcétera, Figura 150.

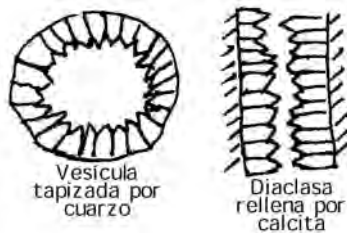


Figura 150. Esquemas de una geoda a la izquierda y una drusa a la derecha.

Marcas de fondo (hieroglifos): aparecen generalmente en areniscas y calizas que cubre a lutitas. Aparecen en la base de un estrato. Se originan por: 1) resistencia diferencial a la compresión por parte de sedimentos hidropásticos, 2) por la acción de corrientes sobre la superficie del sedimento, 3) por la actividad

biológica. Estas formas en general son complejas y muchas de ellas no bien comprendidas. En el techo se observa como un hoyo. Las partes convexas indican la base del estrato, Figura 151.

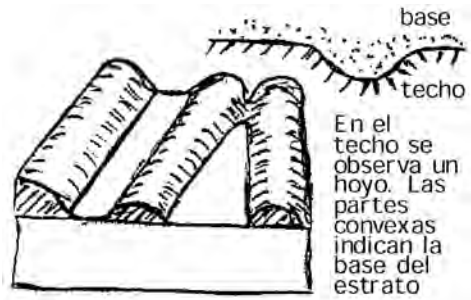


Figura 151. Ejemplo de marcas de fondo.

Imbricación de clastos: disposición natural

de clastos alargados en un medio correntoso Figura 152.



Figura 152. Clastos imbricados por los efectos de un flujo torrencioso. El sentido de la corriente que imbricó a estos clastos es hacia la derecha.

Brechas intraformacionales: se producen en sedimentos pelíticos no consolidados, donde flujos correntosos fracturan el banco pelítico y luego la sedimentación lo cubre, Figura 153.

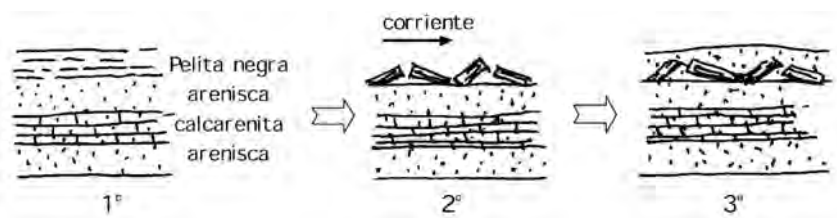


Figura 153. Secuencia de los distintos estadios que muestran la formación de una brecha intraformacional (sedimentaria).

CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS según Blatt - Middleton y Murray, 1980.

Estos modelos son una simplificación de la realidad. Entre los factores se tiene en cuenta el clima, la tectónica, el oleaje y la actividad de las mareas. Es una clasificación tentativa:

A. Predominancia continental

- 1) **abanicos aluviales**
 - a) detrito de flujo en capas (calor-semiárido)
 - b) abanicos de corrientes de flujo (húmedo)
 - c) abanicos proglaciarios.
- 2) **planos fluviales**
 - a) anastomosado (gravas-arenas)
 - b) meandroso (húmedo)
- 3) **desiertos de arena**

- 4) **lagos**
 - a) lagos efímeros (calor semiárido)-playas
 - b) lagos permanentes (arenas gruesas y finas)
 - c) lagos glaciales
- 5) **costas** (no deltaica)
 - a) macrotidal
 - b) micro y mesotidal (playas, barreras, bancos de arena, canales, deltas tidales, estuarios, lagunas).
- 6) **deltas**
 - a) con dominación fluvial
 - b) con dominación de olas
 - c) con dominación de mareas
- 7) **glacial y glacial marino**
- 8) **plataforma o bajos marinos**
 - a) con dominación tidal

b) con dominación tormentosa.

9) **plataforma de carbonatos**

- a) vinculado al continente (con aporte terrígeno)
- b) no vinculado al continente (sin aporte terrígeno)

I.-CONTINENTAL

terrestre	{	desértico glaciario
ácueo	{	fluvial lacustre palustre espélico

B) **Márgenes continentales**

10) **Talud, elevaciones y cuencas planas**
(márgenes continentales estables).

- a) talud y sistema de cañones submarinos
- b) abanicos submarinos, cuencas planas

II.-MIXTO o TRANSICIONAL

{	estuárico deltaico albuferas (lagunas constaneras)
---	---

11) **Bordes de subducción**

- a) trench (fosa)
- b) talud de la cuenca
- c) cuenca externa del arco
- d) cuenca marginal

III.-MARINO

{	litoral batial abisal
---	-----------------------------

El ambiente marino es el más importante.

C) **Oceánico**

12) **Profundidad oceánica**

- (dorsales y cuencas)
- a) Ridge de subsidencia (grandes cuencas oceánicas)
- b) Rift
- c) pequeña, océanos contraídos (Mar Mediterráneo)

Masa de la hidrósfera: en el Tabla 34 se indica estimativamente como está repartida la masa de la hidrosfera en el Planeta.

Tabla 34

océanos.....	$13.700 \cdot 10^{20} \text{ g}$	80%
agua de poros	$3.300 \cdot 10^{20} \text{ g}$	19%
hielos	$200 \cdot 10^{20} \text{ g}$	1,2%
ríos y lagos	$0,3 \cdot 10^{20} \text{ g}$	0,002%
atmósfera	$0,13 \cdot 10^{20} \text{ g}$	0,0008%

Otra manera de clasificación de ambientes de sedimentación, aún más simplificada es:

La Figura 154 muestra el diagrama batigráfico propuesto por Haug en 1905 para caracterizar los distintos ambientes de sedimentación y biota del fondo oceánico.

rizar los distintos ambientes de sedimentación y biota del fondo oceánico.

DIAGRAMA BATIGRAFICO IDEALIZADO (según Haug)

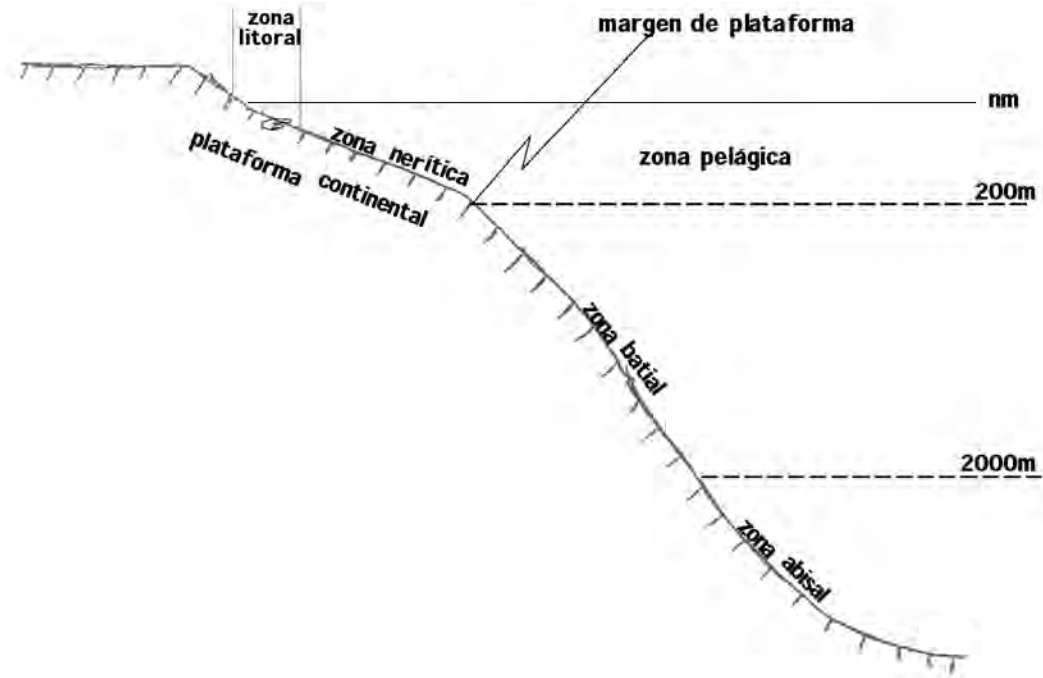


Figura 154. Esquema de Haug sobre las zonas del fondo oceánico.

- (1) **Zona de alta y baja marea:** alta energía, conglomerados y arenas.
 - (2) **Zona nerítica:** se extiende desde la línea de baja mar hasta el borde de la plataforma. Existe gran cantidad de vida y se forman pelitas, arenas, coquinas y calizas.
 - (3) **Zona batial:** sector donde se desarrollan las corrientes de turbidez. Se forman lodos de distintos colores (azules, verdes y amarillos).
 - (4) **Zona abisal:** escasa sedimentación, sólo se encuentran depósitos eólicos, meteóricos, lodos orgánicos y arcillas rojas.
- (Este esquema es idealizado)

bentos: (Gr. = benthos = fondo [seres del fondo oceánico])

necton: (Lat. = natare = nadar [seres nadadores])

pelágico: (Gr.= Pelagos = alta mar [animales y vegetales que viven nadando])

plancton: (Gr.= plagkton = errante [seres que flotan sin nadar. Zooplancton y fitoplancton])

ROCAS SEDIMENTARIAS QUE REFLEJAN EL AMBIENTE DEL CUAL PROCEDEN

Arcosas: rocas psamíticas de composición granítica. Son propias de ambientes continentales y relieves pronunciados. La **arcosa residual** es la representación del regolito formado a expensas de las rocas graníticas, estos depósitos son de reducida extensión. Indican normalmente ambientes tectónicamente estables.

Grauvacas: roca psamítica fina con elevado contenido en matriz pelítica. Los granos son angulosos y en general poco seleccionados. La textura es microbrechosa. Predomina el cuarzo, luego los feldespatos (plagioclasas), ftanita, micas y fragmentos líticos. Muchas grauvacas poseen metamorfismo incipiente. El color es gris verdoso, la estratificación es regular y gradada. En general no poseen ondulitas, ni grietas de desecación, ni estratificación entrecruzada. La matriz es arcillosa, hay también clorita y sericita. Las grauvacas tipifican un ambiente marino tectónicamente inestable (geosinclinal, sedimentación rápida en una cuenca de hundimiento rápido). Rocas similares se pueden dar en ambientes lacustres.

Tilitas: es un till litificado. Corresponde a glaciaciones más antiguas que el Pleistoceno. El color en general es gris verdoso. Proviene de un sedimento generado directamente por un glaciar. No posee selección, carece de estratificación, los clastos son angulosos. Hay clastos achatados con tendencia pentagonal, algunos son estriados.

Varves: (término que proviene del Sueco) láminas o estratos delgados de sedimentos o sedimentitas de grano fino. En general poseen estratificación gradada y se intercalan capas claras y oscuras. Representan una sedimentación cíclica y son características de los lagos en zonas englazadas (glacilacustres). Cada varve (dos láminas) representa un año completo. La capa inferior por lo general es de grano más grueso y de color más claro (representa el verano ya que hay más transporte por agua por lo tanto los sedimentos son de mayor granulometría). Existen también varves marinos.

Loess: sedimentita friable, fina, de color gris castaño claro (fracción limo). Con escaso cemento. Poseen la propiedad de sostenerse en paredes verticales. Esto se debe a la reducida densidad y elevada fricción interna dada

por el tipo de estructura. En general no poseen estratificación y su origen es eólico. Existen dos tipos de loess:

loess frío: se encuentra en áreas periglaciares (Europa central, borde de la Cordillera Patagónica).

loess caliente: se encuentra en zonas peridesérticas.

El loess argentino contiene bastante material volcánico. En el mundo no se encuentran loess más viejos que el Pleistoceno, seguramente debido a que por los efectos de la compactación y al ser una roca muy porosa pierde sus características primarias haciendo que la roca no sea reconocible.

Lutitas: sedimentita pelítica con fisilidad. Sus componentes minerales son arcillas, cuarzo, feldespatos, cloritas, etc.

Flysch: (término Suizo-Alemán) es una asociación litológica de grauvacas con lutitas alternantes de tal manera que integran un ritmo sedimentario (ritmitas). Por lo general indican ambientes tectónicamente inestables y marinos. Depósitos de este tipo también pueden ser lacustres y deltaicos.

Concepto de corrientes de turbidez: ejemplo del borde submarino de la isla Terranova en Canadá. Una corriente de turbidez generada por un terremoto cortó los cables telefónicos submarinos que unían Europa con América, las telefonitas señalaban la hora en que se producía la interrupción de cada cable, a raíz de ello y sabiendo a que distancia estaba un cable del otro se pudo establecer una velocidad de propagación del orden de los 90 km/h. Acumulaciones de sedimentos psamopelíticos en el borde continental se vuelven inestables en cuanto a su equilibrio en la pendiente, cuando se vence este equilibrio ya sea por sobrecarga o por los efectos desestabilizantes de terremotos se produce una avalancha de barro que luego se deposita a profundidades mayores sedimentando primero los clastos psamíticos (grauvacas) y luego el material pelítico (lutitas). Si el fenómeno es repetitivo se pueden generar **ritmitas**, Figura 155.

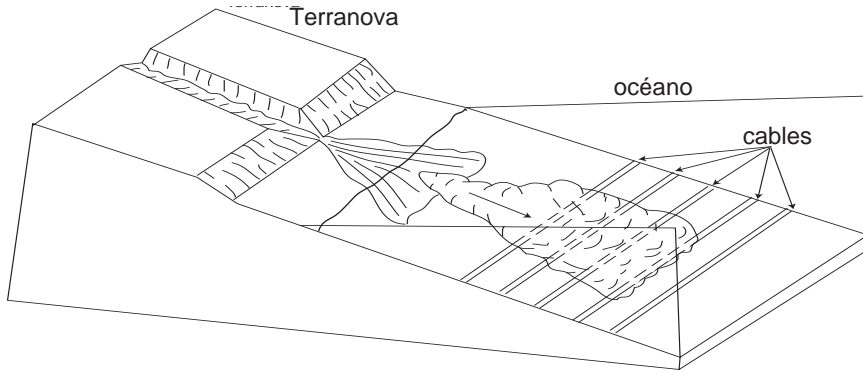


Figura 155. Esquema sobre una corriente de turbidez en la isla de Terranova, Canadá, ocurrida el 18 de noviembre de 1929 a causa de un terremoto.

En el siguiente esquema se representa una zona costera con algunos de los subambientes generados por la marea (zona tidal) y por la

energía de rompientes de olas y los distintos tipos litológicos que se desarrollan, Figura 156.

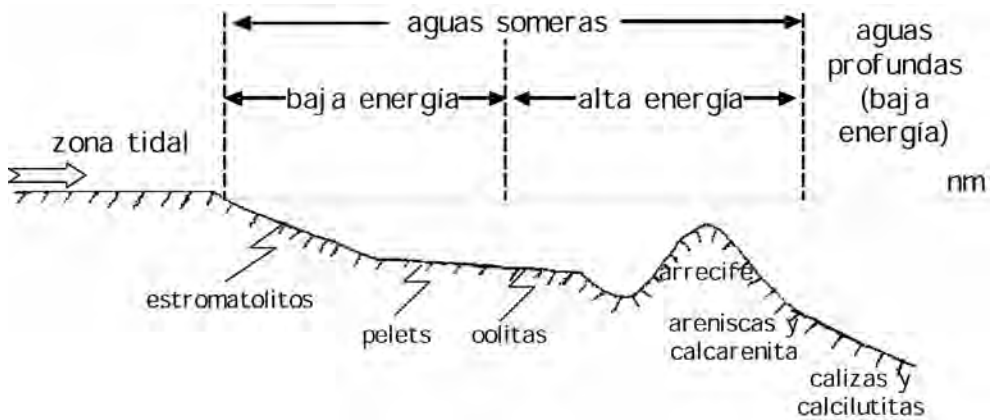


Figura 156. Zonas de distinta energía en un perfil costero. La zona tidal es la ubicada entre la alta y baja marea.

La erosión agrícola

De acuerdo con Wisherec (1995) **las tierras con un buen potencial agrícola serán una de las riquezas más codiciadas del futuro.**

En general se cree que en los suelos tropicales es donde el clima favorece la erosión y el transporte de tierra por el agua y el viento (erosión hídrica y eólica), pero actualmente los grandes llanos húmedos, que se pensaban que eran estables, se hallan en peligro debido a la acción del clima, a la deforestación, a la mecanización del campo y a la intensificación de la explotación. Esto fue detectado

entre 1929 y 1930 en las praderas de América del Norte donde hubo desertización por cambios climáticos por acción eólica (“Dust Bowl”, nube de polvo).

En Europa ya en el Neolítico el hombre roturaba la tierra. La alteración de los suelos se aceleró hacia la década del 1960, con los cambios en los sistemas de cultivo y la concentración de las parcelas explotables para asegurar la independencia alimentaria de los europeos. Antes, generaciones de campesinos ajustaban sus sistemas de cultivo a las variaciones locales climáticas y del suelo. Pero progresivamente se fue simplificando

el cultivo, aumentó la deforestación y hoy en día los grandes campos y los grandes bosques se alternan en el paisaje, atenuando la diversidad bioclimáticas. Los pequeños agricultores no trabajaron más las laderas de las montañas y en el fondo de los valles crecieron árboles naturalmente o artificialmente. Esto tuvo implicancias en el comportamiento de las aguas de lluvia. A causa de la ausencia de cubierta vegetal permanente en vez de estancarse y filtrarse, las aguas corren y arrastran con ellas la tierra y sus fertilizantes naturales, en particular el **limo** y la **arcilla** y las **materias orgánicas** que son también los ligantes de estos suelos frágiles. Por ello, para mantener la fertilidad de los suelos, se ha tenido que recurrir a los abonos químicos, que transportados también por los ríos, contaminándolos, han contaminado también las napas. Estos abonos químicos impurifican, además, a la cadena alimentaria y por lo tanto actúan sobre la calidad de vida.

Según Wisherec (1995) las nuevas técnicas han provocado el retroceso de las herbáceas y supresión de los setos agravando la situación anterior. La actividad de máquinas agrícolas cada vez más pesadas **compactan el suelo** formando una "suela de labor" (tierra compactada a unos 30 cm de profundidad [espesor arado]) que todavía favorece más la circulación de las aguas subsuperficiales y hace difícil su filtración hacia el manto freático. Este fenómeno ha producido:

- Disminución de la fertilidad natural y del rendimiento.
- Campos cuarteados.
- Inundaciones y torrentes de barro.

Estas catástrofes eran poco conocidas en Europa hace unos decenios atrás y explican en parte las inundaciones que sufre Francia últimamente.

La utilización intensiva de los suelos puede provocar:

- 1) Pérdida de suelo por erosión hídrica y/o eólica, este problema está vinculado fundamentalmente al relieve y al clima.
- 2) Alteración química de los suelos por

salinización o acidificación e influencia de metales pesados.

- 3) Alteración física de los suelos como consecuencia de la compactación.
- 4) Oxidación de la materia orgánica.

Para evitar estos problemas entre otras cosas, se deben hacer trabajos de drenaje e instalar rompevientos (setos). Todo esto debe ser vigilado con estaciones de observación y granjas distribuidas estratégicamente.

La utilización abusiva e irracional de los abonos orgánicos y químicos genera una fuerte contaminación de la capa freática y de los ríos. Una mala gestión de las aguas (irrigación y drenaje) acelera, por ejemplo, la desecación de ciertas regiones como en el caso del NE de Hungría.

La regeneración natural de los suelos fértiles europeos explotados intensamente tardaría miles de años siempre y cuando se regenera la foresta que había en el medioevo.

En Europa no es raro observar una erosión de 30 a 50 tm/año por hectárea.

¿Qué es lo que sucede con los suelos?

De acuerdo con Wisherec (op. cit.) la fertilidad de los suelos depende de las relaciones que existen entre sus componentes: elementos minerales (N, Ca, K, etc.), agua, gas (N, CO₂, gases reductores, O₂), sustancias organo húmicas (materia orgánica) y fauna.

Los suelos menos expuestos a la erosión se caracterizan por una gran durabilidad estructural. Ésta es el resultado de una agregación de partículas sólidas por medio de compuestos húmicos y de arcillas. La estructura granular facilita la filtración de las aguas de lluvia y frena el arrastre de las partículas del suelo por el agua que fluye (los suelos más sometidos a la erosión poseen menos humus y arcillas y tienen un porcentaje importante de arenas finas).

Las lluvias son la causa esencial de la erosión de los suelos ya que las gotas de agua con su energía cinética arrancan partículas que luego son transportadas a mayor o menor distancia por el escurrimiento superficial. La erosión aumenta directamente con

la pendiente del terreno que acelera la velocidad del agua y con el compactado de las tierras que favorece su escurrimiento.

Wisherec (op. cit.) cree que una cubierta vegetal tupida (bosques, césped), incluidas las de las plantas de cultivo, protege a las tierras de la erosión. Estos vegetales interceptan a las gotas de lluvia dispersando su energía cinética y hacen más lento el escurrimiento. Cuando el suelo está desprovisto de la pantalla vegetal, debido a la roturación, o en el lapso entre dos cultivos, después de la cosecha, queda expuesto a la erosión sobre todo cuando las lluvias son intensas (más de 15 mm de agua por hora).

La fertilidad natural de los suelos sometidos a esta degradación disminuye y en consecuencia se altera la calidad de las aguas por aportación de abonos químicos (N, K y P). En Europa Occidental se esparcen en promedio 500 kg de abonos por hectárea y por año, y 3 kg de plaguicidas. Solamente las 3/4 partes son absorbidas por la vegetación. Por ello es que hay que determinar el equilibrio óptimo de la necesidad de abono de las plantas para evitar la sobrecarga del medio. La fauna (lombrices) y la microfauna (animales inferiores a 0,2 mm, protozoos y algunos nematozoos), indispensables para el buen equilibrio de los suelos y para el mantenimiento de la materia orgánica están en constante disminución por la toxicidad de los abonos químicos.

¿Cómo se mantiene la calidad de suelos y agua?

- Los franceses aplican como marcador del desplazamiento de suelos el isótopo ^{137}Cs generado desde 1945 por las explosiones nucleares. Se compara la cantidad de ^{137}Cs de un lugar cultivado con erosión con la de otro lugar donde

no hay erosión. Se supone entonces que la pérdida de suelo de la capa de cultivo es proporcional a la reducción de la actividad del ^{137}Cs del suelo del lugar estudiado.

- Prever los riesgos de la erosión de un suelo y de inundación corriente abajo y jerarquizar los distintos factores que intervienen en estos procesos: práctica y evolución de los sistemas de cultivo, tipos de cultivo y evolución de la mecanización.
- Se deben tener en cuenta los factores permanentes: geología, morfología, suelos con potencialidades de erosión.

La estructura de un suelo se mejora con el aporte de minerales (calizas, cal, etc.) y materia orgánica (estiércol, *compost*, residuos vegetales, abonos verdes), que se hunden en el suelo (*mulching*) y los protegen aumentando su fertilidad y resistencia a la erosión. Se debe reducir asimismo el paso y peso de las maquinarias agrícolas para mejorar la estructura.

Se recomienda, en terrenos con lomadas, siempre trabajar el suelo perpendicularmente a la pendiente o sea en forma paralela a las curvas de nivel en bandas que no superen algunos centenares de metros para evitar el escurrimiento. Se debe tener en cuenta que en las partes altas los suelos pocos cubiertos por la vegetación permiten la aparición del escurrimiento, y en las partes bajas los suelos cubiertos de mucha vegetación frenan el escurrimiento.

De esto se desprende según Wisherec (op. cit.) que la cubierta vegetal juega en contra de la erosión y las pendientes la favorecen: estos efectos se pueden controlar haciendo canales de evacuación. A veces las partes bajas se saturan más fácilmente en agua y se erosionan más.

Este es un proceso endógeno en el cual se produce la adaptación mineral y estructural de las rocas en condiciones físico-químicas distintas a aquellas donde se encontraban originalmente sin que se produzca fusión de sus componentes.

Es un proceso reconstructivo donde rocas ígneas e inclusive metamórficas y los materiales de la corteza que fueron degradados durante el ciclo exógeno son reconstituidos hasta recuperar por lo menos una parte de la energía interna que tenían. Las reacciones químicas durante la meteorización son exotérmicas, mientras que las del metamorfismo son endotérmicas. La **diagénesis**, en la cual el intercambio de calor es mínimo, ocupa una posición intermedia entre estos dos procesos (meteorización-metamorfismo).

El **metamorfismo** es esencialmente un proceso isoquímico donde no hay remoción o adición de constituyentes. Mientras que el **metasomatismo** es metamorfismo alloquímico: los cambios mineralógicos ocurren con aporte y substracción química del medio (Winkler, p8).

Charles Lyell, (1833) en su "Principio de Geología" propone el término **metamorfismo**. En esa época se creía, según la escuela **neptunista** de Werner, que las rocas cristalinas (**Primarias**) eran las que formaban la primitiva corteza terrestre (granitos y gneises), las rocas estratificadas con fósiles se generaron después (**Secundarias**) y rocas de **transición** que se parecían a las primarias y a veces contenían fósiles. A este último tipo de rocas se refería Lyell. Para la misma época de Werner, J. Hutton reconocía que las rocas metamórficas no eran primitivas sino que derivaban de rocas sedimentarias alteradas por la presión y la temperatura.

Lyell observó que dentro de las rocas metamórficas se conservan conglomerados y fósiles (Alpes y Noruega), por otra parte el paso gradual de una roca sedimentaria a una roca metamórfica demuestra que el metamorfismo es progresivo.

El metamorfismo es el complejo de las reacciones físico-químicas, al estado sólido, con las cuales una roca de cualquier tipo se adecua a un nuevo ambiente. Las rocas magmáticas y sedimentarias se hallan en equilibrio solo a un restringido campo de temperatura y presión, muy alto para las primeras y muy bajo para las segundas (condiciones atmosféricas). Ni bien cambian las condiciones de P y T esas rocas tienden a modificarse hacia una asociación mineralógica en equilibrio con los nuevos valores de presión y temperatura, o sea **recristalizan**.

Por ejemplo un filón de diabasa y una arcilla ubicados juntos y sometidos a P de 3.000 m de profundidad (aprox. 1 kb) y a una T° de 450°, recristalizan. En la diabasa la plagioclasa y el piroxeno que se formaron a 1.000°C en ausencia de agua, se transforman en otros minerales de menor temperatura; la arcilla que se formó en condiciones atmosféricas se transformará en minerales de mayor P y T, con pérdida de agua que se difundirá en la diabasa. Se obtendrá de la diabasa un esquistos clorítico compuesto de albita y clorita; y de la arcilla una filita formada por clorita, muscovita y cuarzo. Solo relictos de estructura y minerales originales permitirá reconstruir esta historia. Para la arcilla hubo una **progradación** del metamorfismo y para la diabasa el metamorfismo llevó a la roca a un nivel mineralógico inferior al propio de formación o sea a un **metamorfismo retrógrado** (diaftóresis).

En general el metamorfismo ocurre con el aumento de temperatura por efecto del

hundimiento de masas rocosas superficiales, ello sucede también con aumento de la P por efecto de la sobrecarga lítica (**metamorfismo de carga**). Muchas veces entran en juego presiones dirigidas (tangenciales) causadas por los movimientos diferenciales de masas rocosas generando el **metamorfismo regional**. Las reacciones que generan estos metamorfismos son de tipo **sólido-sólido** o sea que ocurren sin gran influencia de las soluciones acuosas congénitas de las rocas de origen, sino por el fenómeno de deshidratación secundario. Las rocas que se forman poseen una textura ligada a los esfuerzos sufridos y están caracterizadas por un aplastamiento general de los minerales o de crecimiento preferencial de minerales laminares. Los minerales prismáticos se disponen en forma paralela a las fuerzas actuantes. En el primer caso se obtienen esquistos y en el segundo caso estructuras lineales, en ambos casos por lo común acompañadas por plegamientos. Por encima de una cierta temperatura la deshidratación llega al punto de favorecer la desaparición de minerales hidratados como la muscovita y de generar minerales anhidros no laminares como la ortosa, por lo cual se

pierde la esquistosidad generándose rocas más masivas, con hábitos tabulares y ojerosos o sea de textura gnéissica. En presencia de agua residual, el aumento de temperatura y de presión puede llevar a la fusión, más o menos contemporánea de FK, Q y Ab, dando lugar a un magma anatéctico de composición granítica que impregna a la roca madre definiendo un **neosoma** que se encuentra dentro de la roca residual denominada **paleosoma**, dando todo ello una roca mixta denominada **migmatita**. Posteriormente, si el proceso continúa, el neosoma aumenta relativamente transformándose en una nueva magmatita plutónica denominada **granito de anatexis**.

Otro tipo de metamorfismo es el de **contacto o térmico**, en el cual el factor determinante es la temperatura (la P no influye) y ocurre cuando un plutón afecta a una caja sedimentaria generando una aureola de contacto por expulsión de componentes volátiles, con formación de minerales de alta temperatura en un sector localizado de la roca de caja.

El siguiente esquema, Figura 157, muestra los lugares de la corteza terrestre donde ocurre metamorfismo:

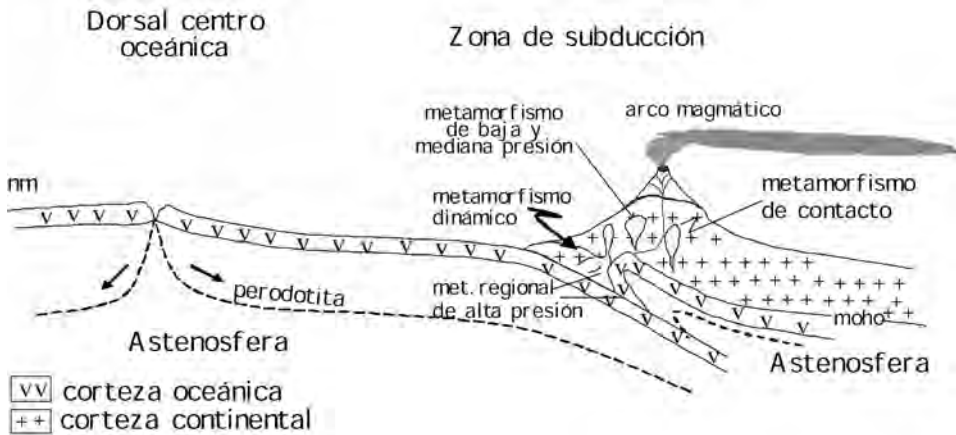


Figura 157. Esquema de la corteza terrestre de acuerdo con la teoría de la tectónica de placas donde se indican los lugares en los que ocurre el metamorfismo.

Más común, pero más localizado, es el **metamorfismo cataclástico** que se ubica en zonas de fallas dando lugar a, cataclasitas, milonitas y pseudotaquilitas.

Los términos extremos de temperatura

donde se forman las rocas de la corteza terrestre varía entre las rocas ígneas (650-1.200°C) y los sedimentos depositados en la superficie terrestre. A temperaturas intermedias estas rocas pueden sufrir modificaciones, a ello hay

que agregar los fenómenos combinados con la presión. Muchos minerales de estas rocas dejan de ser estables bajo las nuevas condiciones de T° y P buscando nuevos equilibrios físico-químicos que transforman a las rocas preexistentes en otros tipos que llamamos **metamórficas** según sus características. En estas transformaciones se excluyen los fenómenos **diagenéticos** (propios de las rocas sedimentarias) y los fenómenos ígneos.

Por lo tanto el **metamorfismo** es un proceso de transformación mineralógica y estructural de las rocas, en estado sólido, en respuesta a condiciones físicas y químicas distintas a las que prevalecieron en el momento del inicio de la formación de las mismas. Este fenómeno se reconoce por las características texturales y mineralógicas que presentan las rocas (p.e. las texturas esquistosas y granoblásticas son propias de las rocas metamórficas).

El metamorfismo es un **fenómeno progresivo**, va aumentando con el aumento de la temperatura y de la presión, de tal manera que en una columna rocosa a algunos miles de metros de profundidad se inicia el metamorfismo, por encima simultáneamente puede estar actuando la diagénesis. Teóricamente el límite entre los procesos metamórfico y diagenético se encuentra allí donde las reacciones se vuelven decididamente endotérmicas, pero en la práctica, la distinción es difícil. Se considera que el metamorfismo se inicia a temperaturas de 250-300°C (ocurren a profundidades de 8.000 a 10.000 metros), si las rocas sufren deformaciones tectónicas puede iniciarse a menor profundidad.

En las rocas arcillosas el comienzo del proceso metamórfico está señalado por la recristalización de illita o hidromica (arcillas ricas en K intermedia entre las montmorillonita y las micas). Esta deshidratación comenzó previamente en la diagénesis por compactación con expulsión del agua intersticial y durante el metamorfismo con la expulsión del agua absorbida en la superficie de los cristales y en los espacios interlaminares de las arcillas. Después de esta etapa de deshidratación el agua sólo queda en forma de hidroxilo en las micas, cloritas y anfíboles. En las rocas cuarzo-feldespáticas (areniscas) el comienzo del metamorfismo se halla indicado por la formación de silicatos hidratados de calcio.

Por encima de aproximadamente 650°C, los minerales hidroxilados tienden a desaparecer, a temperaturas próximas a 700°C comienza la fusión parcial con formación de líquidos silicoalcalinos de composición eutéctica (mínima temperatura en la que se halla en equilibrio líquido y minerales) entrando gradualmente a la **etapa anatética** (anatexis) y si progresa el fenómeno de fusión se entra en la **etapa magmática**.

FACTORES

Los factores principales que intervienen en el metamorfismo son: T° , P , fluidos químicamente activos y el tiempo.

Temperatura: es el más importante de los factores pues produce los cambios más marcados. Puede provenir del gradiente geotérmico (3°C/100m de profundidad), cuerpos intrusivos, fricción (fallas), radioactividad, calor residual. Favorece las reacciones y disminuye la viscosidad de los fluidos. Una T° alta pero de corta duración (colada) no modifica profundamente la estructura de las rocas. Un calentamiento prolongado favorece el metamorfismo. Es una cuestión de **capacidad calorífica** (un fósforo encendido pone al rojo a un alfiler, pero a una olla de puchero no la modifica en nada).

—El pasaje aragonita a calcita, en condiciones normales (CN) es lento, pero a 400°C se realiza en pocas horas. También es conocido el caso del polimorfismo del cuarzo:

cuarzo $\alpha \leftrightarrow$ cuarzo $\beta \leftrightarrow$ tridimita \leftrightarrow cristobalita
573° 870° 1470°

—En un sistema polimineral, a mayor T° , los minerales estables en estas nuevas condiciones tendrán menor cantidad de agua y CO_2 , estos fluidos al escaparse generan una fase fluida de mucha actividad química en zonas de menor P y T .

Presión: se reconocen dos tipos.

a) **Uniforme o litostática o "hidrostática" o confinada.** Ocurre a grandes profundidades y provoca en las rocas afectadas cambios de volumen y no de forma. Tomando 2,5 g/cm³

la densidad de las rocas, se tiene una P de 1.000 bars a unos 4 km de profundidad (1 km aprox. = 258 bars). Este aumento de P favorece, a partir de los mismos componentes, la aparición de minerales más densos. Es un caso particular del Principio de Le Chatellier que dice que " un sistema químico comprimido, a T° constante, desplaza su equilibrio del lado en que las reacciones se efectúan con disminución de volumen", Figura 158, por ejemplo:

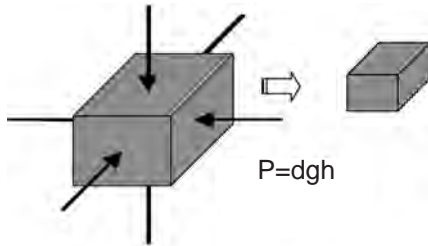
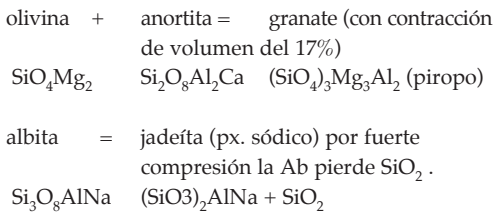


Figura 158. Por el efecto de la presión confinante o litostática o mal llamada "hidrostática" el volumen de la izquierda se reduce. P= presión, d = densidad, G = gravedad y h= profundidad.



b) **Presión dirigida o stress.** Conduce a la deformación de la corteza (plegamiento), o sea tiende a producir deformación sin cambio de volumen, Figura 159. En zonas próximas a la superficie genera pliegues isopacos, a mayor profundidad se genera esquistosidad asociada a plegamiento anisopaco (frente de esquistosidad), a mayor profundidad, aún, se generan nuevos minerales a lo largo de los planos de esquistosidad y se desarrolla foliación (frente de foliación, gneis).

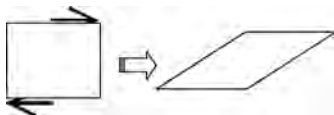


Figura 159. Deformación producida por presión dirigida.

Una variante es la combinación de P con disolución y nueva precipitación en las zonas de menor P como fuera propuesto por Riecke, Figura 160.



Figura 160. Por efecto de la P dirigida como indican las flechas mayores se produce disolución y recristalización del mineral en las zonas de menor presión con el material disuelto, como indican las flechas menores, produciendo deformación del mineral, alargamiento del cristal en forma perpendicular al esfuerzo.

Fluidos químicamente activos: Son gases y soluciones, principalmente de agua y en menor cantidad de CO_2 , que reaccionan con los minerales preexistentes y originan nuevos que los reemplazan.

Las reacciones químicas que intervienen en el confinamiento y a veces en el plegamiento son esencialmente de deshidratación de los silicatos y descarboxilación de los carbonatos. Consumen gran cantidad de energía y se libera una fase fluida, ésta se escapa a otras zonas donde con su actividad química promueve la generación de nuevos minerales.

Las inclusiones fluidas, gaseosas y líquidas, en los minerales es una prueba de la presencia de éstos en el medio de formación. La P de los fluidos suele ser igual a la litostática (ojo, esto tiene mucha implicancia tectónica pues en ese caso actúan como lubricantes y facilitan el desplazamiento de masas rocosas).

La migración iónica está relacionada con el radio iónico y la carga. El poder disolvente del agua aumenta con la T° y con la presencia de mineralizadores que se mencionan más abajo. En las proximidades de la T° crítica (375°C) el agua disuelve al vidrio, la sílice y a varios silicatos, al mismo tiempo disminuye la viscosidad y aumenta el poder de filtración. Por encima de este punto crítico el agua está en estado de fluidez homogénea en el cual no tiene sentido distinguir entre líquido y gas (estado supercrítico), o sea no se puede

distinguir entre el estado pneumatolítico y el hidrotermal.

La actividad de los fluidos químicamente activos se comprueba por el accionar de soluciones derivadas de magmas graníticos (granitización) que generan la formación de feldespatos (incremento de Na y K) en las partes internas de las aureolas de contacto

—Los minerales metamórficos de bajo grado son hidroxilados (micas, cloritas, ciertos anfíboles) la P es el parámetro que domina (son minerales de tipo stress pues se generan en zonas donde dominan las presiones dirigidas).

—En profundidad (alto metamorfismo) la T° desplaza a la P, aunque más elevada, se forman minerales anhidros (piroxenos, olivinas, granates, feldespatos y algunas hornblendas).

—La P dirigida favorece la formación de minerales alargados (Principio de Riecke).

Se denominan **mineralizadores** a los elementos tales como Cl, B, S, P, F cuyas combinaciones metálicas, muy solubles y con tensión de vapor elevada, pueden persistir durante mucho tiempo antes de cristalizar.

Factor tiempo: esta es una variable que como en los casos del magmatismo y de la diagénesis no puede ser controlada en laboratorio atento a que la unidad de tiempo en geología es el millón de años. La creta comprimida por algunos instantes a 6000 atm no sufre transformación, pero aplicada la misma P durante 16 años se transforma en caliza. Una fuerte compresión en poco tiempo produce la fractura de una roca, pero aplicada esa P a mayor tiempo produce efectos notables en la estructura de los minerales.

(Rocas cataclásticas, del Gr.: cata = profunda, clasto = roto, son rocas formadas por el fracturamiento de rocas preexistentes por el efecto de la P). P.e.:

roca → brecha tectónica → milonita → ultramilonita
aumento de la deformación con > P y T →

TIPOS DE METAMORFISMO

La clasificación de las rocas metamórfi-

cas se basa en criterios genéticos o sea en el tipo de acción físico-química que llevó a la recristalización de la roca madre. Solamente en forma subordinada se tiene en cuenta la naturaleza de la roca madre, distinguiendo las metamorfitas en **orto** y **para** según deriven de rocas magmáticas o sedimentarias. Después de una primera subdivisión genética en hornfels (derivados del termometamorfismo o metamorfismo de contacto), **esquistos cristalinos** (derivados del metamorfismo regional y de carga), **milonitas** (derivadas del metamorfismo de dislocación) e **impactitas** (derivadas del impacto meteorítico). El factor fundamental que define la nomenclatura de una roca metamórfica es el **grado de recristalización o grado metamórfico**. Ello se define por la presencia de minerales particulares o **minerales índice** o de particulares asociaciones de minerales consideradas típicas de un equilibrio químico-físico característico (**paragénesis**). El concepto de **facies** es muy utilizado, en el cual están reagrupadas todas las rocas recristalizadas en un cierto ámbito de P y de T. De aquí sigue el concepto de **isograda** (grado metamórfico) definida como la línea que, en un cuerpo geológico, encierra una recristalización de una determinada intensidad reconocible por la aparición o desaparición de un determinado mineral índice. Estos conceptos permiten no tener en cuenta la heterogeneidad química de las metamorfitas.

Se han reconocido sobre bases químicas por lo menos seis divisiones, cada una caracterizada por minerales particulares formados durante un metamorfismo de grado creciente:

- a) **rocas pelíticas** derivadas de sedimentos pelíticos (arcillosos).
- b) **rocas cuarzo-feldespáticas** (siálicas), derivadas de psamitas feldespáticas y de rocas de composición granítica.
- c) **rocas carbonáticas**, derivadas de calizas y dolomitas.
- d) **rocas félicas** derivadas de magmatitas básicas.
- e) **rocas magnesianas** derivadas de magmatitas ultrabásicas y de ciertos sedimentos (por ejemplo aquellos ricos en montmorillonita).
- f) **rocas ferruginosas**, derivadas de sedimentos ferruginosos.

En el curso de la recristalización de estos materiales se producen minerales distintos sobre los cuales se le da el nombre a la roca. Además de este criterio mineralógico modal (sobre el cual aún no hay acuerdo internacional como en el caso de las magmatitas) se tiene mucho en cuenta, al definir una roca metamórfica, la estructura. Así una muestra constituida por cuarzo, biotita, plagioclasa, sillimanita y granate podrá ser clasificada tanto como un esquistos micáceo o como un gneis según posea estructura esquistosa o gnéssica. Análogamente una roca compuesta de muscovita, cuarzo y grafito puede ser denominada filita o esquistos micáceo según las dimensiones microscópicas o macroscópicas de las laminillas de mica.

Una buena concordancia en la nomenclatura de las rocas metamórficas todavía no es posible, debido a que aún existen nombres locales. Un buen conocimiento de los términos relativos a la estructura es indispensable. Se sigue el criterio tradicional que consiste en tener en cuenta primero el orden creciente del metamorfismo, segundo el principio de facies metamórfica, después de haberlas separado sobre la base de la división química y al tipo de proceso metamorfisante. Es necesario aclarar que las **migmatitas** son rocas mixtas en cuanto están compuestas por una porción residual (paleosoma) y una parte difusa (neosoma). Su clasificación se basa sobre criterios texturales o sea sobre el grado de penetración del neosoma en el paleosoma, siempre con tendencia a una anatexis completa.

El metamorfismo puede ser clasificado de la siguiente manera:

Según su extensión geográfica puede ser:

Regional: afecta a grandes masas de rocas y son factores predominantes la P y la T°, por eso también se los denomina **dinamotérmico**. En este caso participa la presión dirigida (stress) lo que favorece el desarrollo de la esquistosidad (reorientación de minerales planares dentro de un campo de esfuerzo).

Contacto o local: está localizado en los bordes de las intrusiones magmáticas, fundamentalmente es térmico y de reducida extensión a modo de aureola alrededor del intrusivo. Aquí

suceden dos tipos de fenómenos: **endomórficos** donde la roca ígnea sufre modificaciones por asimilación de los componentes de la caja; y **exomorfismo**, que es el efecto que produce la roca ígnea sobre la caja. De tal manera que en el metamorfismo de contacto se incluyen tanto los fenómenos isocósmicos como los alloquímicos.

Según los factores:

Metamorfismo térmico: donde tiene máxima importancia la T°, p.e. el metamorfismo de contacto. Genera rocas **granoblásticas** (hornfels).

Metamorfismo dinámico: tiene máxima importancia la P, con la combinación de P confinada y de P dirigida (stress). Se forman las rocas cataclásticas (tipo milonitas y brechas tectónicas). Algunos autores no consideran a estas rocas como metamórficas. Están vinculadas a fallas.

Metamorfismo dinamotérmico o regional: se ubica en los grandes cinturones orogénicos. Se produce sobre grandes volúmenes de rocas a diversa profundidad y por el acceso de energía térmica que puede llegar hasta 700°C o quizás 800°C. En general son rocas esquistosas.

El metamorfismo regional a diferencia del de contacto desarrolla deformaciones penetrativas, esto lo evidencia la estructura esquistosa. En general la orogenia y el metamorfismo se los considera en relación genética, a pesar que en el mundo se conocen orógenos que no poseen metamorfismo, ello puede ser porque algunos orógenos sufrieron más de un ciclo orogénico. El acceso de calor al área metamórfica ocurre con posterioridad a los movimientos tectónicos principales.

En base a la P puede diferenciarse el metamorfismo regional y subdividirse en varios tipos, mientras el metamorfismo de contacto está caracterizado por bajas P. El metamorfismo regional posee P intermedias, altas y muy altas. A profundidades de 15 a 25 Km el calentamiento puede llegar a 750 grados centígrados.

El metamorfismo de contacto se detecta con mayor facilidad a bajas profundidades (de centenas de metros a varios kilómetros).

Mientras que el metamorfismo regional tiene lugar a P de 2.000 a 10.000 bars o sea que la P es la mayor diferencia entre los dos metamorfismos ya que ambos pueden llegar hasta el orden de los 800 grados centígrados.

Las diversas combinaciones de P y T° se refleja en las distintas asociaciones minerales. Algunos autores definen el **metamorfismo de soterramiento** que no tiene relación genética con la orogénesis o las intrusiones magmáticas, donde las T° varían entre 400 y 450° y no existe la deformación penetrativa generador de la esquistosidad, por ello en estas rocas, la fábrica (se refiere al tipo y grado de orientación preferente de las distintas partes de la roca) original de la roca se conserva pero cambia la mineralogía, aparece **laumontita** (ceolita calcoaluminosa, $\text{Ca}[\text{Si}_4\text{Al}_2\text{O}_{12}]\cdot 4\text{H}_2\text{O}$), el epidoto **lawsonita** ($(\text{SiO}_4)_2\cdot\text{H}_2\text{O})\text{Al}_2\text{Ca}\cdot\text{H}_2\text{O}$ y **glaucofano** (anfíbol, cuya fórmula es $\text{N}_a\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH},\text{F})_2$).

Los sectores de la corteza afectados por metamorfismo dinamo-térmico o regional per-

tenecen generalmente a orógenos y se suele observar alrededor de un núcleo de máximo metamorfismo (en cuyo centro puede o no haber una masa ígnea plutónica, batolito) zonas sucesivas de metamorfismo decreciente a medida que nos alejamos de dicho núcleo.

La intensidad de las transformaciones metamórficas depende esencialmente de la temperatura de tal manera que es costumbre hablar de **grado metamórfico** y se dice:

metamorfismo de grado medio y alta P: anfibolitas almandínicas con disteno (cianita) en metapelitas (tipo D).

metamorfismo de grado muy bajo y P muy alta: para rocas esquistosas con lawsonita-jadeita-glaucofano (tipo F).

metamorfismo de grado muy bajo y baja P: rocas con lawsonita (tipo B).

En los diagramas (P,T) siguientes, Figura 161, se aprecian la ubicación de los distintos tipos de metamorfismo y sus zonas de influencia:

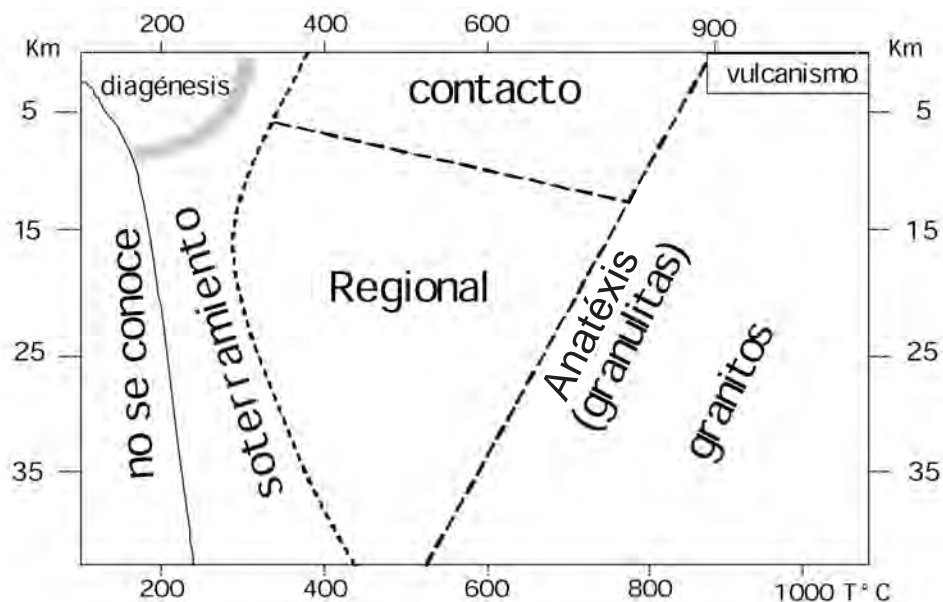


Figura 161. Diagrama P-T (presión-temperatura). En el que se han demarcado los procesos endógenos.

ROCAS INDICADORAS DE PROCEDENCIA Y GRADO METAMÓRFICO

Eclogitas: son rocas que se generan a altas P y variadas T°. Green y Ringwood (1967) demostraron que hay un paso continuo entre basaltos y gabros a eclogitas a gran profundidad (nódulos de eclogitas aparecen en kimberlitas, gabros y basaltos). Las eclogitas están constituidas por granates y piroxenos.

Granulitas: rocas que corresponden al ambiente de granitos anatócticos. Están constituidos por ortopx., sillimanita, disteno y granate. El mecanismo de génesis podría ser: rocas sedimentarias ricas en agua llevadas a P de 2 kb y a 670-700°C sufren anatexis, o sea que se produce un líquido granítico que roba toda el agua del medio. El gneis queda anhidro y empobrecido en SiO₂, K₂O y Na₂O y evoluciona en fase sólida a las facies granulíticas. Otro mecanismo de formación sería que las rocas básicas que pasan a la fase líquida a P y T° elevada también puedan alcanzar la facies granulítica.

Impactitas: producidas por el **metamorfismo de choque** de grandes meteoritos. No se producen reacciones químicas, sólo se genera desorden estructural y algunas reacciones polimórficas. Se desarrollan P de 102 a 105 Atm y T° de 104 °C durante un tiempo de 10⁻⁹ segundos.

(dentro de la corteza terrestre 258 bar = 1km de profundidad; 105 kb es aprox. = 400 km de profundidad).

Metamorfismo regresivo o diaftóresis: el equilibrio mineral logrado por una roca metamórfica en determinadas condiciones físico químicas puede convertirse en inestable si esas condiciones se modifican en menos.

FK	→ sericita + muscovita
Plg.	→ epidoto
Biotita	→ clorita
Olivina	→ talco + serpentina

El pasaje entre diagénesis y metamorfismo puede ser gradual o sea se trata de una serie de transformaciones desde la sedimentación hasta el metamorfismo de alto grado y aún a través de la anatexis se puede llegar al magmatismo.

diagénesis→metamorfismo→anatexis→magmatismo
→ > P y T°

En la diagénesis intervienen fluidos que se desplazan por la porosidad (principalmente agua) que posee la roca transportando solutos, disolviendo y precipitando sustancias químicas, comportándose como sistemas abiertos.

Según Engelhardt (1967) la diagénesis se interrumpe en aquellas profundidades (P) donde se produce la incomunicación de los poros entre sí y comienza el metamorfismo donde predominan las reacciones en sistemas cerrados.

El metamorfismo comienza cuando aparece la primer paragénesis de minerales metamórficos.

Minerales tales como cuarzo, ciertos feldspatos, cloritas, se forman tanto por diagénesis como por metamorfismo por lo tanto no son de por sí indicadores de metamorfismo. Este indicio está dado por la aparición de minerales como **laumontita** (Ca[Si₄Al₂O₁₂].4H₂O, ceolita), **lawsonita** ((SiO₄)₂.H₂O)Al₂Ca.H₂O, **glaucofano**, **pirofilita** y cierto grado en la recristalización de la illita.

No obstante hay rocas que no muestran cambios mineralógicos en el inicio del metamorfismo, solo registran cambios en su cristalinidad y en el ordenamiento de ciertos minerales. Esto induce a pensar que el metamorfismo es **selectivo**, de donde se debe tener en cuenta la reactividad de la mineralogía preexistente y la relación volumen/superficie.

Por ejemplo:

pelita + metm. regional de bajo grado → pizarra

cuarcita + metm. regional de bajo grado → cuarcita

En estas secuencias se aprecia que la lutita, ante el mismo efecto dinamo-térmico es más reactiva que la cuarcita la cual prácticamente no sufre transformación. En cambio la misma lutita afectada por metamorfismo regional y metamorfismo de contacto evoluciona según dos tipos litológicos como se indica en las secuencias siguientes.

↗ metamorfismo regional — P, t° → pizarra
lutita
↘ metamorfismo de contactot° → hornfels

Las rocas monominerales y más compactas son menos propicias al metamorfismo, es el caso de la cuarcita. Las rocas de quimismo más variado, más finas y más porosas son más propensas al metamorfismo, como en el caso de la lutita.

Esto indica que solo algunos tipos de rocas con mineralogía específica pueden ser utilizados como indicadores del comienzo del metamorfismo o de grados más altos.

En estos momentos se considera que el primer mineral en aparecer en el inicio del metamorfismo es la **laumontita** ($\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{Al}_2\text{Ca}_4\text{H}_2\text{O}$) y a P más altas es la **lawsonita** cuya composición es ($\text{Si}_2\text{O}_7\text{CaAl}_2(\text{OH})_2$). Estos minerales ocurren a T° próximas a los 200° . Otro indicio para definir el inicio del metamorfismo es el grado de cristalinidad de la illita (escala Kubler) que aumenta con el aumento de la temperatura, este grado de cristalinidad se detecta por medio de la difracción de Rx.

Al pasar de la diagénesis al metamorfismo cada vez más creciente se pasa a rocas cada vez más transformadas y decimos que la intensidad es creciente. Con ello va implícito el concepto de **grado metamórfico** que se caracteriza por la aparición y/o desaparición de minerales y se crean así las **zonas metamórficas**.

Esto fue propuesto por Grubenmann y luego Niggli (1924), según la P definieron tres zonas:

epizona: baja P, dominio de stress con aporte químico en presencia de agua a baja T° . Esta zona está caracterizada por: clorita, zoicita, albita, glaucofano, Mn, granates y carbonatos.

mesozona: aparece biotita. Domina el metamorfismo químico con T° y P más elevadas. Hay stress fuerte pero puede faltar. Está caracterizada por: biotita, estaurolita, muscovita, disteno (cianita), anfíboles, almandino. La biotita y el epidoto se conservan.

catazona: aparece sillimanita y FK. Domina la recristalización, escaso stress. T° y P elevadas. Andalucita, sillimanita, hipersteno, onfacita, granate, espinelo, plagioclasa cálcica, biotita y FK.

Un estudio detallado de estos fenómenos conduce al concepto de **facies metamórficas** que fue propuesto por Eskola (escandinavo)

quién dijo:" constituyen una asociación de minerales metamórficos que están en equilibrio entre sí y que corresponden a determinadas condiciones físico químicas"... Esto lo observa en distintas localidades escandinavas donde el quimismo de las rocas era igual pero el contenido mineralógico era distinto. Eskola atribuyó esas diferencias mineralógicas a las distintas condiciones físico químicas que las afectaron. La línea que une los puntos donde aparece por primera vez uno de estos minerales se la denomina "**isograda**". Posteriormente el concepto de minerales indicadores fue reemplazado por el de "**asociaciones críticas**", constituidas por el conjunto de los minerales que intervienen en cada zona, de esta manera surgen las **facies** (Eskola, 1939), cada una de las cuales agrupa a las distintas asociaciones minerales formadas en un determinado intervalo térmico.

Facies esquistos verdes

" epidoto-anfibolita

" anfibolita

" granulita

Estas facies corresponden a metamorfismo dinamotérmico, pero si el metamorfismo es de baja presión y temperatura creciente (contacto) de acuerdo con Turner y Verhoogen (1960) y Turner (1968) las facies son:

Facies zeolita \rightarrow temperatura

" albita

" epidoto

" hornblenda

" piroxeno

" sanidina

Estos tipos de metamorfismos implican gradientes térmicos muy variables: muy elevado en el metamorfismo de contacto; elevado en el tipo Abukuma; débil en el tipo Barrowiano y muy débil en el tipo de hundimiento.

De tal manera que las facies se caracterizan por:

a) ciertos conjuntos minerales se presentan en una región en un orden determinado, estos conjuntos son mapeables y pueden aparecer, por ejemplo, en forma de aureolas alrededor de un batolito.

b) la composición mineral del conjunto es función de la composición química previa de la roca.

c) no hay reemplazo mutuo entre los mine-

rales de una misma facies pues están en equilibrio.

En el Tabla 35 se ve como en dos localidades

distintas de Noruega la asociación mineralógica evoluciona dando facies distintas.

Tabla 35

OSLO	(Noruega)	ORIJARVI
FK más andalucita (SiO_5Al_2)		muscovita ($\text{Si}_3\text{AlO}_{10}\text{KAl}_2(\text{OH})$)
FK + cordierita ($\text{Si}_5\text{O}_{18}\text{Al}_4\text{Mg}_2$)		biotita + muscovita
FK + hipersteno + albita $\text{SiO}_3(\text{Mg,Fe})$		biotita + hornblenda
hipersteno		antofilita $\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{Mg,Fe})_7(\text{OH})$

Dentro de las **facies** se han encontrado **subfacies** que son más precisas como indicadores termodinámicos. Por ejemplo Barrow en el N de Escocia describió a fines del siglo XIX el siguiente metamorfismo creciente, Tabla 36:

Tabla 36

subfacies cuarzo-Ab-muscov.-clorita
subfacies cuarzo-Ab-epidoto-biotita
subfacies cuarzo-Ab-epidoto-granate ↓ mayor metamorfismo

Estas subfacies corresponden a las siguientes zonas (estos afloramientos son ricos en Al_2O_3), Tabla 37:

Tabla 37

Facies Esquistos Verdes	zona de clorita	
Facies Anfibolita	zona de biotita zona de almandino zona de estaurólita zona de cianita	ZONAS BARROWIANAS
Facies Granulita	zona de sillimanita	↓ mayor metamorfismo

Posteriormente Miyashiro, en Japón, comprobó que dentro de una misma facies la sucesión de subfacies no es siempre la misma en todo el planeta, ni en un sector geográfico dado, ni en cualquier época debido a que dependen de la composición de la roca original. Definió **tipos de metamorfismo o asociaciones de subfacies** (estudió los terrenos de Abukuma en Japón).

Tipo andalucita-sillimanita (conocido en las cordilleras pacíficas, meseta de Abukuma-Rioke, Japón) T° **MEDIA A BAJA**.

Tipo disteno-sillimanita (conocido en antiguas cordilleras europeas, N de Escocia estudiado por Barrow) T° **MEDIA A BAJA**.

Tipo lawsonita-glaucofano (conocido en cordilleras asociadas a la pacífica en forma paralela) **BAJA A MUY BAJA T°**.

Como se mencionó, hasta hace unas décadas el grado de metamorfismo se correlacionaba con la profundidad de las rocas en la corteza terrestre, y como se dijo se designaba por los términos epizona, mesozona y catazona en orden de creciente profundidad. Hoy en día se sabe que el gradiente del metamorfismo puede tener dirección tanto horizontal como vertical, y que en consecuencia un grado de metamorfismo más elevado no significa necesariamente una mayor profundidad ni antigüedad geológica de las rocas. De acuerdo

con estas ideas surgió una clasificación de los distintos grados metamórficos basada en “**minerales indicadores**” cuya aparición en zonas sucesivas es el producto de reacciones metamórficas en equilibrio con el gradiente térmico, las zonas son, Tabla 38:

Tabla 38

clorita	↓ mayor grado
biotita	
granate	
estaurolita	
cianita	
sillimanita	

El siguiente esquema, Figura 162, representa los fenómenos de diagénesis, metamorfismo, anatexis y magmatismo con los cambios litológicos-estructurales correspondientes.

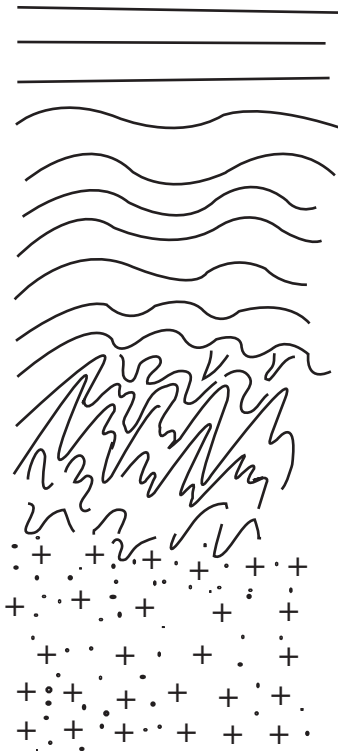


Figura 162. Esquema idealizado de las distintas zonas con sus características petrográficas-estructurales correspondientes a la diagénesis, metamorfismo, anatexis y magmatismo.

Zona diagénica (rocas sedimentarias):

En profundidad puede aumentar el plegamiento, se conservan las estructuras primarias. Se puede pasar gradualmente a la zona de metamorfismo.

Zona metamórfica: el plegamiento es obliterado gradualmente por la foliación hasta que lo “borra”.

Zona de anatexis: borra incluso la foliación y comienza la granitización. Se disuelven o funden los minerales de menor punto de fusión y dan líquidos graníticos (icores de Sederholm) que se pueden emplazar en zonas superiores por diferencia de presión y densidad generando magmatismo (migma-magma).

TEXTURAS Y ESTRUCTURAS

Las rocas metamórficas son **crystaloblásticas** (blastos del Gr.= germinar) donde los minerales crecen en un medio sólido por transformación de minerales preexistentes o como resultado de una reacción entre dos o más minerales preexistentes; a este proceso se lo denomina blastesis. La formación de una nueva textura por los efectos metamórficos supone la modificación de otra previa que puede ser parcial (se puede reconocer la textura de la roca original) o total (no quedan rastros texturales de la roca original). Ello depende del grado metamórfico, que cuanto más intenso es, menores indicios de la roca original se conservan.

En general las rocas metamórficas se pueden dividir texturalmente en dos tipos:

Rocas granoblásticas es similar a la granosa plutónica, son favorecidas por P de tipo confinada, y es una textura de recristalización que tiende a borrar las texturas y estructuras primarias. Es propia de los **hornfels** o de rocas que han sido sometidas a metamorfismo

profundo sin stress. El **hornfels** es propio del metamorfismo de contacto. Una variante es la textura **porfiroblástica**.

Rocas esquistosas: ocurren en zonas de deformación (orógenos) donde hay stress. Las P dirigida genera **esquistosidad** por la disposición, ante campos de esfuerzos, con desarrollo de minerales planares que se disponen entre sí en forma paralela o subparalela perpendiculares al esfuerzo principalcampo, Figura 163.



Figura 163. Textura esquistosa generada por disposición subparalela de los minerales planares (filosilicatos) ante un campo de esfuerzo orientado.

Una secuencia sedimentaria pelítica que es afectada progresivamente por metamorfismo regional evoluciona idealmente así:

lutita → pizarra → filita → micacita → gneis → gneis granítico → granito gnéisico → granito
 diagénesis metamorfismo anatexis magmatismo

En distintas partes del mundo se observa la presencia de rocas granitoides en la parte profunda de las zonas metamórficas. Se puede suponer que las rocas graníticas se generan cuando la isograda de la anatexia es alcanzada, es decir cuando la T° y P se hacen suficientemente intensas como para que tenga lugar la fusión parcial de los tectosilicatos. Esta fusión anatética es favorecida por el incremento metamórfico y el medio es hidratado. Esta fusión ocurre "in situ". La desaparición de la trama sólida es parcial o total y se puede reconocer el **paleosoma** (residuo del material original poco o nada transformado) y el **neosoma** (parte neoformada o movilizada). El neosoma está formado por el **leucosoma** (eutéctico cuarzo-feldespato) y el **melanosoma** que es la fracción oscura rica en biotita, cordierita, anfíbol, espinelo, grafito. Este tipo de roca

se denomina **migmatita**, término creado por Sederholm (1908) (del Gr. migma = mezcla).

Anatexis: (Gr.: fundir) las rocas de alto metamorfismo están vinculadas especialmente y genéticamente con las **migmatitas**.

Los leucosomas de composición granítica se pueden explicar como productos de la fusión parcial de los gneises originales o sea por anatexis.

Cuando se sigue en profundidad una sucesión de rocas metamórficas hacia grados más altos encontramos un núcleo granítico. Es común encontrar en los basamentos la asociación metamorfito-migmatita-granito.

El origen de los granitos y migmatitas en las zonas más profundas de los cinturones orogénicos debe estar directamente conectado con el metamorfismo de alto grado.

Ya desde la mitad del siglo pasado había pensadores franceses que admitían las transformaciones de las rocas sedimentarias en gra-

nitos. Esta denominada **granitización**, Tabla 39, se realiza gracias a un aporte que se denomina:

Tabla 39

Beaumont y Deville lo llaman.....	mineralizador
Suess " "	vapores juveniles
Termier " "	columna filtrante
Michel Levy " "	imbibición granítica
Sederholm-Wegmann " "	icor

A los granitos de **anatexis**, Raguin los llama **sintectónicos** ya que están íntimamente asociados al metamorfismo y a la orogenia.

Wyart (1955) produjo en laboratorio la síntesis de un granito. Dentro de un autoclave de alta P puso un trozo de obsidiana (400°-700° y 1.500° a 3.000 bar) durante varios días en presencia de una solución alcalina (fundente). Como resultado obtuvo un microgranito. Posteriormente se hicieron ensayos con arcillas y margas con parecidos resultados a 2.000 Atm y T° de 600 a 800 grados centígrados (Winkler, 1975).

Existía dualidad en el pensamiento sobre el origen de los granitos, por una parte como producto de la diferenciación magmática **a partir de un magma basáltico** (Serie de Bowen) y por otra parte como de **origen anatético** de la parte inferior de la corteza continental. A la luz de las observaciones de campo, el resultado de la síntesis granítica en laboratorio y a la Teoría de la Tectónica de Placas el segundo pensamiento es el más probable. La Figura 164 sintetiza como se va produciendo la evolución granítica desde la anatexis.

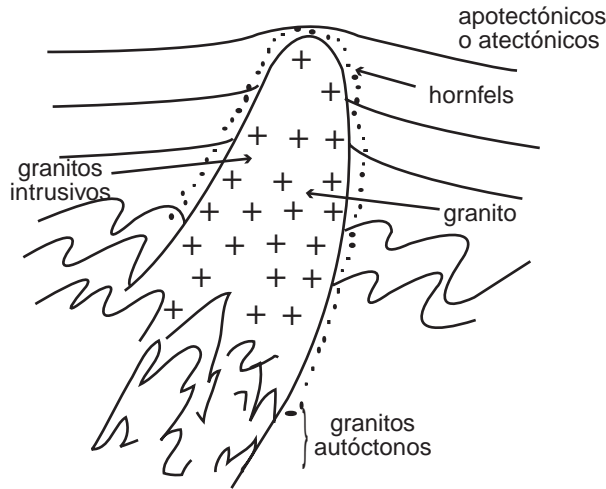


Figura 164. Esquema idealizado sobre la evolución granítica desde la anatexis al magmatismo.

El concepto de que los procesos geológicos son cíclicos viene por lo menos de la época de Hutton (1785), acorde ello con el **Principio del Uniformismo** (el presente es la llave del pasado) que nos permite interpretar como han sucedido los fenómenos geológicos del pasado observando como ocurren en la actualidad.

Este ciclo es complejo, en él se producen las transferencias de materiales (productos químicos, minerales y rocas) entre el manto, corteza, atmósfera e hidrosfera. Se reconocen, como ya fuera mencionado, dos tipos de procesos, los **exógenos** (sedimentación) y los **endógenos** (metamorfismo, magmatismo y diastrófismo).

Con los estudios de La Historia Geológica se ha podido establecer el ritmo con que se desarrolla este ciclo a través del **tiempo** y del **espacio**. Se estima que se inició hace unos 4000 M.a. desde que el Planeta desarrolló sus principales rasgos actuales (corteza sólida, atmósfera e hidrosfera). Este ciclo continúa actualmente y ello se puede "visualizar" en la áreas móviles (p.e. cordilleras); en otros

sectores del Planeta aparentemente terminó (Cratones). Las rocas sedimentarias más antiguas sin mayor modificación (aprox. 1500 M.a.) se encuentran en Siberia, Canadá, África, Australia, Brasil, Guayanas, son reflejo de que en esos sectores hubo períodos de gran calma tectónica (estabilidad tectónica), pero estos sectores del Planeta son escasos y no obstante **se puede saber que el ciclo se completa cada 200 M.a.** aproximadamente.

Dinámica terrestre = velocidad de erosión-sedimentación-levantamiento-subsistencia

Los siguientes datos son estimativos y dan una idea aproximada sobre la velocidad a la cual ocurren estos fenómenos y permiten hacer ciertas comparaciones.

Velocidad de erosión: varía mucho de un lugar a otro, dependiendo en general de factores tales como relieve, clima, vegetación y tipo de roca, en el Tabla 40 se aprecian algunos valores.

Tabla 40. Tabla de denudación en mm/1.000años.

Localidad	Velocidad actual (carga de ríos)	Velocidad promedio de denudación desde el pasado mm/1000años	Método
Norte Apalaches	48	27	volúmenes de sedimentos Cenozoicos
Sur	41	5	
Alpes Suizos	70-90	400	volumen del abanico del Ródano
Río Mississippi	43	46	volumen del delta y abanicos
Mtes. Himalaya	720	500	volúmenes del abanico del Bengala
Monte Reiner Washington	3.000-8.000	1.100	cambios en la fisiografía en los últimos 320.000 años.
Embalse Río III, Córdoba	—	122	volumen de sedimentos acumulados entre 1934 y 1972

Erosión fluvial es el agente cuantitativamente más importante y persistente en la escala geológica, se estima que la erosión marina es el 1% del total y la glaciación el 7%. En general las velocidades de erosión van entre 5 a 1 cm/1.000 años.

VELOCIDAD DE LEVANTAMIENTO:

Actuales se reconocen por estudios geodésicos. En el pasado reciente se hacen inferencias sobre evidencias morfológicas y estratigráficas (p.e. terrazas marinas elevadas de edad conocida). Estas velocidades de levantamiento varían mucho dependiendo del lugar (zonas móviles o estables). En zonas montañosas son muy rápidas del orden de **1 a 75 m/1.000 años en Japón**.

Hace unos 20.000 años el nivel del mar se encontraba unos 100 metros por debajo del actual, casi se podía ir caminando a las Islas Malvinas, debido a que por enfriamiento planetario ocurría un avance glaciario que retenía a parte de la hidrosfera en forma de hielo en las áreas continentales en detrimento de las aguas oceánicas.

En San Juan, Sierra de Pié de Palo, luego del terremoto de Cauce (noviembre de 1977, magnitud 7,5 de Richter) se midió 1,2 m de variación de altura. Tomando medidas desde 1938 el promedio es de 24 m/1.000 años.

En la Antártida, isla Cockburn, en las terrazas marinas elevadas con fósiles marinos calcáreos (pectínidos) a una altura de 270-250 msnm, las dataciones C^{14} dan 36.000 a por lo tanto el levantamiento fue en promedio de unos 7 m/1.000 años. Se debe tener reserva sobre este dato dado que el desplazamiento se produjo simultáneamente con la elevación del nivel del mar por efecto del deshielo.

En general las velocidades de levantamiento en:

a) **zonas móviles:** de 3-10 m/1.000 años.

b) **zonas estables:** de 0,1 a 3,7 m/1.000 años

La Península Escandinava, por rebote isostático por el retiro de los hielos desde el Pleistoceno, se estima que ascendió unos 9m/1.000 años.

El orden de la velocidad de subsidencia (hundimiento) y sedimentación se resumen en el Tabla 41.

Tabla 41

Velocidades de subsidencia y sedimentación

Se estima una subsidencia rápida cuando los valores llegan a unos **10m/año** y una sedimentación rápida cuando se alcanza valores de **100m/año** (caso de los deltas y bocas de ríos).

El promedio de sedimentación raramente excede los 5 cm/1.000 años.

Resumiendo: velocidades cada 1.000 años.

erosión: 5 a 1 cm

zonas móviles 3 a 10 m

levantamiento:

zonas estables 0,1 a 3,7 m

subsidencia y depositación: 5 cm

En la actualidad el Planeta está en una época **orogénica** por lo tanto es de esperar que todos estos procesos se hallen en su máxima expresión.

CICLO HIDROLÓGICO

Uno de los ciclos naturales relativamente bien conocidos es el **hidrológico**, en el cual

los procesos que operan son relativamente rápidos. La distribución y abundancia hídrica planetaria, Según Midleton, está indicada en el Tabla 42.

Tabla 42

Distribución planetaria del agua

medio	masa x 10 ²⁰ g	%
océano	13.700	80
agua intersticial	3.300	19
hielo	200	1,2
ríos y lagos	0,3	0,002
atmósfera	0,13	0,0008

El volumen del agua de mar llena un recipiente de base cuadrada de 60 km de lado por una altura hasta la Luna. El agua de mar contiene sales, gases y elementos disueltos en una proporción de aproximadamente 3,45% en peso. La masa total disuelta es de aproximadamente 50.000.10¹² Tm. Esta masa de sal cubre toda la República Argentina con un espesor medio de 12 kilómetros.

Balance hídrico:
precipitación = evaporación + escurrimiento (Figura 165).

Procesos exógenos
La superficie del planeta y los elementos que la componen resulta de una interrelación de procesos endógenos y exógenos (ver inicio del capítulo de Petrografía). El esquema de la Figura 165 muestra el ciclo del agua en el ambiente exógeno.

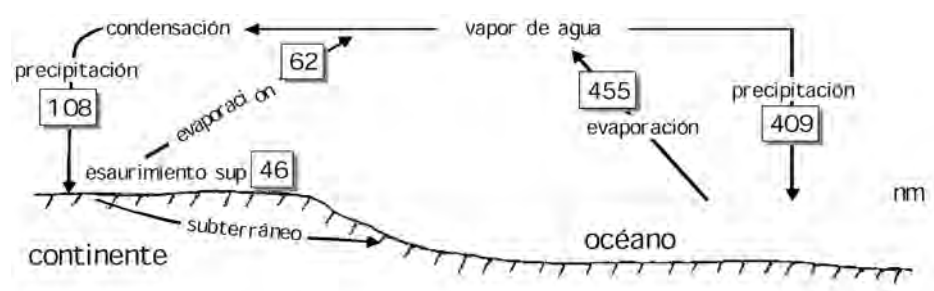
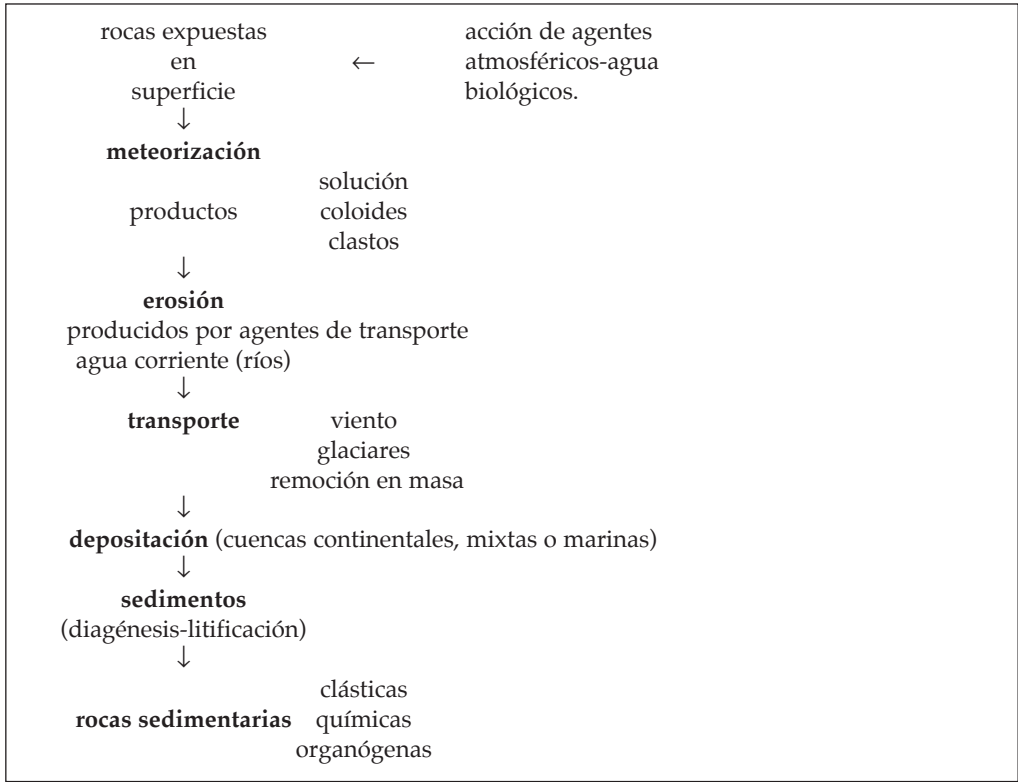


Figura 165. Ciclo del agua en el ambiente exógeno. No está incluida el agua de los minerales hidratados e hidroxilados y el agua incluida principalmente en las olivitas del manto cuya consideración duplicaría el volumen de agua de este esquema.

Procesos sedimentarios: están estrechamente relacionados con los fenómenos gradacio-

nales, la Tabla 43, muestra los distintos pasos del proceso.

Tabla 43



Erosión: la intensidad de la erosión según los climas se aprecia en la Figura 166, de acuerdo con Judson, 1968.

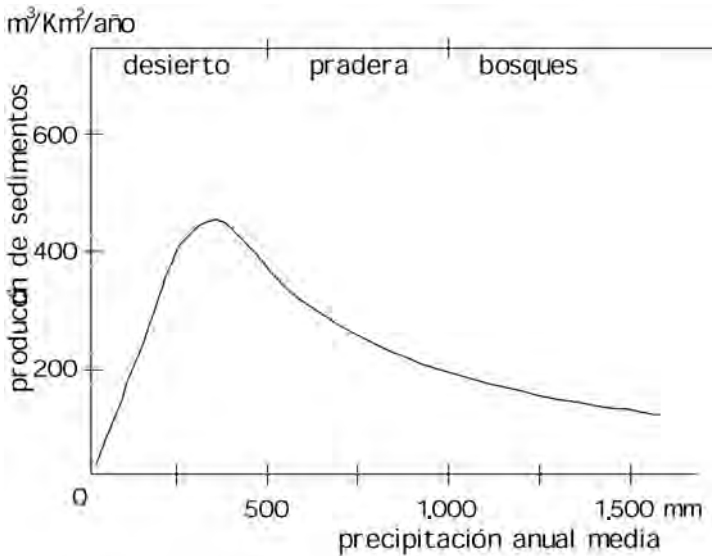


Figura 166. Importancia de la erosión de acuerdo a las condiciones climáticas.

EL DESGASTE DE LOS CONTINENTES

- 1) Los ríos llevan agua, sales y sedimentos al mar.
- 2) El continente se desgasta por erosión.

Se puede estimar la **tasa de denudación** del continente y la cantidad de sedimentos que se aporta al mar:

- 1) se mide los sedimentos y sales por unidad de tiempo.
- 2) se estudia el vulcanismo y se estima la cantidad de productos que arroja.
- 3) se estima la velocidad de sedimentación en deltas o diques.

ESTIMACIÓN DE LA MASA DE MATERIALES DEPOSITADAS EN LOS OCEANOS (Tabla 44)

Tabla 44

agente	10^9 Tm/año
ríos	9,3
viento	0,06 a 0,36
glaciares	0,1
fuentes extraterrestres	0,00035 a 0,14
TOTAL	9,6

De tal manera que los ríos aportan $9,3 \cdot 10^9$ Tm/año y la superficie drenada es de aproximadamente $100 \cdot 10^6$ Km², de donde los continentes se reducen 3,6 cm/1.000 años. Como la altura media de los continentes es de 875 m, se tardaría de 20 a 22 Ma en **penplanizarlos**. ¿Como sobreviven los continentes? De acuerdo a los cálculos anteriores y redondeando a

10^{10} Tm/año los sedimentos aportados a los océanos y tomando el volumen de los océanos como $1,37 \cdot 10^{18}$ cm³, éstos se llenarían en 340 millones de años. ¿Porque no se colmatan los océanos? Esa explicación la otorga la dinámica de la tectónica del Planeta que constantemente va produciendo elevaciones y depresiones en la superficie terrestre.

CICLO PETROGENÉTICO

Entre la formación del magma basáltico primordial, por fusión parcial del manto, y la regeneración del magma anatóctico granítico en la profundidad de la corteza se cumple el ciclo petrogenético completo al cual están expuestas, en modo más o menos completo, todas las rocas terrestres. Lo constituyen estadios posibles y sucesivos de intrusión y efusión del magma, que comprende el entero proceso magmático, el desmantelamiento de las rocas que se formaron y la redepositación de los productos de esta fase sedimentaria, la recristalización metamórfica cada vez más avanzada hasta la formación de migmatitas y de rocas plutónicas anatócticas. El hecho de que del basalto inicial se llegue a un granito como resultado final indica que parte del material químico generado del manto no completa el ciclo. Ello va a constituir la atmósfera y la hidrósfera y en parte queda permanentemente en superficie como roca sedimentaria residual. Si el ciclo no tuviese esta parte residual, no se habrían formado, desde el inicio, ni una atmósfera, ni una hidrósfera ni sucesivamente los continentes y menos la vida. Este ciclo se trata de representar en los esquemas de la Figura 167.

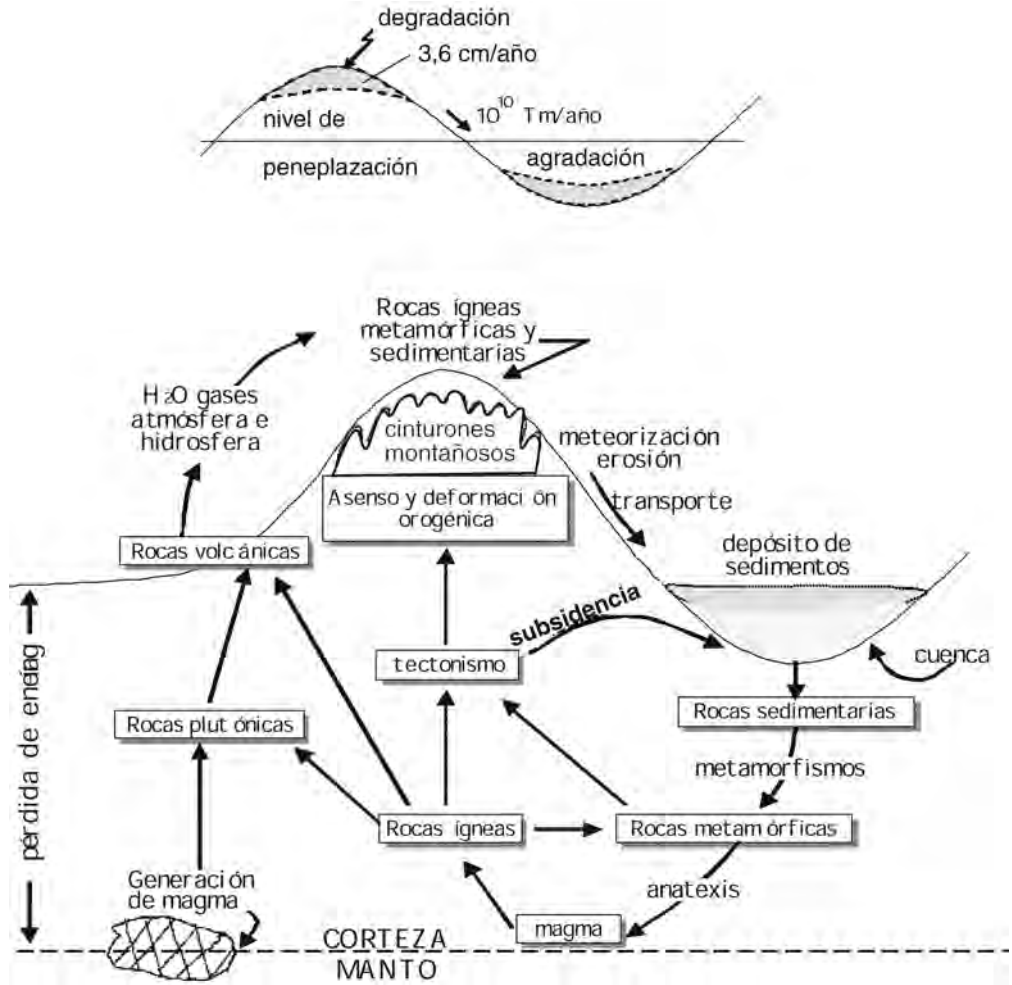


Figura 167. Esquema de la corteza terrestre donde se trata de representar el Ciclo Petrogenético.

PREGUNTAS TIPO REFERENTES A LA SEGUNDA PARTE DEL CURSO

Rocas ígneas

1. Clasificación de las rocas ígneas según mineralogía.
2. Mencione, según el siguiente análisis mineralógico, el tipo de roca ígnea correspondiente (texturas granosa):

a) cuarzo 25%	b) FK 76%	c) labradorita 64%
FK 40%	Oligoclasa 8%	clinopirox. 14%
oligoclasa 26%	anfíbol 9%	olivina 7%
biotita 9%	biotita 7%	ortopirox. 5%
3. Dé las características de las texturas de las rocas ígneas principales. ¿Cual es su significado?

4. ¿Que es la textura de una roca? ¿Que información nos provee? Dé ejemplos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias.
5. ¿Qué diferencias de carácter genético, textural y composicional observa entre las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias?
6. ¿Qué entiende por textura de una roca ígnea y qué significado geológico tiene?
7. Describa las siguientes texturas: porfírica, porfiroide, granosa gruesa, aplítica y pegmatítica. ¿A qué rocas corresponde cada una de ellas?
8. ¿Qué son las pegmatitas?

9. ¿Cómo se forman los fenocristales? Diferencia entre amígdalas y vesículas. ¿En qué rocas pueden manifestarse?
10. Tipos de feldespatos. Importancia en la clasificación de las rocas ígneas.
11. ¿La textura de una roca ígnea que nos está manifestando?
12. ¿Cuál es la clasificación de las rocas ígneas según su localización o lugar de formación? Explique y dibuje.
13. ¿Cómo clasifica a las rocas ígneas por su composición química?
14. Clasifique las rocas ígneas por su mineralogía, localización geológica y por su composición química.
15. ¿Qué criterios conoce para clasificar a las rocas ígneas? ¿Qué diferencias de carácter genético, textural y composicional observó entre las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias?
16. ¿Cómo distingue una colada de un filón capa? Dibuje y explique brevemente.
17. Dibuje e indique la morfología de un plutón idealizado.
18. Brevemente explique los conceptos de los pensamientos magmatista y transformista en la génesis de las rocas ígneas.
19. ¿Cuáles son los minerales principales formadores de las rocas ígneas?
20. ¿Enuncie el concepto de magma y cómo se generaría. Qué se entiende por diferenciación y que posibles mecanismos de diferenciación conoce?
21. ¿Cuáles son las fuentes térmicas probables para la generación de magmas? ¿Cuáles son los constituyentes químicos principales de un magma expresados en forma de óxidos? ¿Además de ellos, existen cationes de valor económico? ¿Puede mencionar los más importantes?
22. ¿Qué es un magma? ¿Qué tipos de magmas se proponen que existen, donde se generarían? ¿Cuál es el orden de cristalización propuesto por Bowen para un magma y que significado petrogenético tiene esta propuesta?
23. ¿Qué son los componentes principales, accesorios y secundarios de las rocas ígneas?
24. Dibuje un facolito y un lacolito.
25. ¿En qué lugares de la corteza terrestre espera encontrar granitos? ¿En qué lugares de planeta encuentra volcanes en actividad y porque?
26. Mencione y dibuje los distintos tipos de cuerpos ígneos concordantes y discordantes.
27. ¿Qué son y ordene por tamaño los siguientes elementos: lapilli, ceniza, bloque y polvo?
28. Dibuje un volcán e indique todas sus partes.
29. Defina los términos batolito y stock.
30. ¿Qué volátiles se escapan de un volcán y cómo se denominan las manifestaciones tardíovolcánicas?
31. ¿Qué tipo de erupciones volcánicas conoce? ¿Qué es un vidrio volcánico, dónde puede hallarse?
32. ¿Qué tipos de lavas conoce? ¿Cuáles son sus características? ¿Qué tipos de rocas conoce? Explique brevemente la génesis de cada una de ellas.

Rocas sedimentarias

33. Explique y dibuje los mecanismos de transporte que utiliza un medio fluido.
34. ¿Cuáles son los mecanismos de transporte en el ciclo sedimentario?
35. Esboce sintéticamente el ciclo exógeno y explique brevemente cada uno de los procesos que actúan en él.
36. ¿Qué es la meteorización, la erosión y la diagénesis?
37. Clasifique granulométricamente las rocas sedimentarias clásticas.
38. Dé ejemplos de tres rocas sedimentarias que indiquen ambientes de sedimentación. Describa cada una de ellas.
39. Desarrolle las distintas etapas litogénicas del ciclo exógeno. Explique cada paso.
40. Clasifique las rocas sedimentarias.
41. Desarrolle el concepto de meteorización
42. Desarrolle el concepto de diagénesis.
43. ¿Qué criterios se suelen utilizar para la clasificación de las rocas piroclásticas?
44. Indique y explique los distintos pasos que sufre un sedimento clástico para convertirse en sedimentita.
45. Distinga texturalmente y composicionalmente entre sedimentitas químicas, clásticas y organógenas.
46. Dibuje y explique el diagrama de Hjulstrom.

47. Explique brevemente los conceptos de esfericidad y redondez de los clastos de una roca sedimentaria. Grafique estas variables según la distancia recorrida en un medio fluido por un sedimento.
 48. Cuál es la terminología de los sedimentos y sedimentitas pelíticas según su estructura.
 49. Defina los siguientes términos: fisilidad, textura y estructura.
 50. En un diagrama batigráfico marino idealizado indique las distintas zonas que se reconocen con la litología correspondiente.
 51. Describa y dibuje una textura clástica idealizada.
 52. ¿Cuáles son los tipos de cementos más comunes que conoce en las rocas sedimentarias?
 53. ¿Qué tipos de estructuras conoce en las rocas sedimentarias, que información nos brindan?
 54. Dibuje tres estructuras sedimentarias, explique su génesis y que información geológica nos brindan.
 55. Las siguientes rocas, qué información ambiental nos brindan: grauvaca, lutita, varve, cuarcita, tillita, loess.
 56. ¿Qué estructuras sedimentarias conoce que nos pueda dar información sobre el techo y base de un estrato y del sentido de la corriente?
 57. ¿Cómo se transporta una partícula en un medio acuoso?
 58. Defina los términos competencia y capacidad de transporte.
- Rocas metamórficas**
59. Defina el proceso metamórfico.
 60. ¿Qué es el metamorfismo y cuáles son los factores que intervienen?
 61. ¿Qué tipos de metamorfismo conoce? Explique brevemente. De ser posible represente los distintos tipos en un gráfico donde la temperatura esté en función de la presión.
 62. Ordene las rocas de metamorfismo regional que conoce en orden creciente de intensidad del metamorfismo, indicando donde puede ser evidente el bandeo y la presencia de granate.
 63. De la siguiente secuencia ideal de rocas caracterice cada uno de sus términos y explique brevemente el significado del pasaje de los dos términos iniciales (lutita—pizarra) y de los dos términos finales (gneiss—granito).
lutita—pizarra—filita—micacita—gneiss—granito
 64. Explique brevemente la siguiente aseveración: el metamorfismo es selectivo. ¿Puede dar algún ejemplo?
 65. Dé ejemplos de minerales metamórficos y exprese el concepto de grado metamórfico.
 66. ¿Qué es una roca?
 67. Defina en metamorfismo los conceptos de foliación y esquistosidad.
 68. De acuerdo a su estructura en que grandes grupos puede Ud. dividir a las rocas metamórficas? Explique brevemente cada grupo.
 69. ¿Qué es una caliza cristalina?
 70. Mencione por lo menos cuatro tipos de texturas metamórficas.
 71. ¿Qué rocas esquistosas conoce? defina brevemente cada una de ellas según el aumento de metamorfismo regional.
 72. Caracterice los siguientes tipos de rocas: metacuarcita, anfíbolita, hornfels, esquisto micáceo.
 73. ¿Los siguientes tipos de rocas son indicadores de ambientes geológicos? ¿Puede Ud. indicar cuáles son tales ambientes: arcosa, hornfels, esquisto, granito, loess, skarn, tillita, etcétera.?
 74. Dibuje y explique un modelo de ciclo geológico (ciclo petrogenético).

Tercera parte

Geología Estructural

Geomorfología

Geología Económica

Paleontología y Estratigrafía

Tectónica de Placas

Peleoclimatología

Agua dulce

Breve Historia de la Geología

Léxico

La mayor parte de las rocas muy deformadas que vemos en las montañas son materiales sólidos, muy resistentes y frágiles y que no podemos deformar en forma sencilla. Parecería que cuando se plegaron tenían otras propiedades físicas que les permitían doblarse o plegarse intensamente sin romperse, es decir poseían propiedades plásticas.

El elástico de un vehículo es de hierro, una sustancia dura, que por el diseño acorde con el peso del vehículo estamos acostumbrados a ver o experimentar como se deforma cuando el vehículo cruza un pozo en el camino. El elástico se deforma y luego de algunas oscilaciones vuelve a su forma primitiva haciendo más placentero el viaje. Los naturalistas a este comportamiento lo denominan elástico, o sea que el cuerpo se deforma a medida que le aplicamos un esfuerzo y luego cuando dejamos de aplicarlo vuelve a su forma primitiva o sea recupera la forma original. Pero existen otros materiales que cuando se los deforma por medio de un esfuerzo no recuperan más su forma original, en este último caso se dice que el cuerpo tiene comportamiento plástico o sea la deformación provocada es permanente. Las rocas plegadas que vemos en las montañas son formas de deformación plástica. De esta manera entendemos que las rocas son materiales que han sufrido esfuerzos y en el caso de las rocas sedimentarias es donde gracias a los planos de estratificación podemos apreciar, por su deformación (plegamiento), como han actuado estos esfuerzos.

Otro ejemplo de deformación se puede apreciar en repisas de casas antiguas, que por el esfuerzo de pequeñas cargas sufren deformación permanente lo que induce a pensar que pequeñas fuerzas aplicadas durante mucho tiempo producen deformaciones permanen-

tes. De tal manera que intuitivamente se ve que en la deformación de los materiales (en nuestro caso rocas) interviene un conjunto de variables como veremos.

La palabra **ciza** o **cizalla** (shear en Inglés) se utiliza para superficies de ruptura que se desplazan debido a movimientos de deslizamiento, por ejemplo una falla.

Los sólidos se clasifican en **frágiles** y **dúctiles** según el grado de deformación plástica que presenten. Los sólidos frágiles tienen cero de deformación plástica mientras que en los otros es grande dicha deformación.

La Geología Estructural estudia las deformaciones que sufren los materiales rocosos de la corteza terrestre, generadas por los procesos principalmente **endógenos**. En un sentido amplio se usa el término **diastrofismo** que involucra dos tipos de fenómenos endógenos, la **orogenia** (formación de montañas con deformación de rocas) y la **epirogenia** (del Gr. *epeiros* = continentes; ascenso o descenso regional sin deformaciones importantes). Se usa el término **tectónica** para el estudio de la estructura en relación a las fuerzas y los movimientos que han actuado en una región.

El propósito de la Geología Estructural y el de la Tectónica no se reducen al estudio de la mecánica de deformación de las rocas sino que, además, intenta reproducir la Historia Geológica mostrada por las rocas de una región en un período tectónico posterior al concerniente al estratigráfico, donde las estructuras producidas por la tectónica son posteriores a la secuencia estratigráfica previa.

Los fenómenos orogénicos son de ocurrencia episódica como resultado de fuerzas internas que afectan a las rocas produciendo, pliegues, fallas, diaclasas, clivajes, etc.

Estas deformaciones pueden ser más o

menos visibles. En la superficie del planeta se aprecian cordones montañosos, grandes planicies elevadas, depresiones, etc. Hoy en día, a través de sondas, se conoce el relieve del fondo oceánico con sus planicies y cordones submarinos. En los cordones montañosos donde la erosión pone al descubierto rocas formadas en profundidad se puede ver que están plegadas y/o fracturadas.

Por métodos geofísicos, principalmente sísmica y gravimetría, se pueden deducir, tanto en la litosfera que se comporta como cuerpo rígido, como en el manto que se comporta en forma plástica, estructuras propias del interior del planeta.

El planeta posee un gradiente térmico, su interior más caliente y su exterior más frío, que genera desplazamientos de materiales por causas gravitatorias cuyo accionar provoca deformaciones en el interior del planeta y en la corteza y superficie terrestre. La estructura principal de la Tierra es su propia forma (geoide), producto de su gravitación, que aún continúa actuando, produciendo principalmente movimientos verticales, quizás responsables de los movimientos epirogénicos, que en el transcurso del tiempo geológico, junto con aquellos que se producen en los fondos oceánicos, llevan a su forma actual.

Todos los planetas y sus lunas principales, incluso el Sol, poseen geometría tipo esferoide. En algunos su actividad interna continúa, en otros, aparentemente, ya se ha detenido por pérdida de energía (caso de nuestra Luna). En los asteroides, como elementos de contraste, se aprecia una estructura externa irregular debido a que sus masas no son lo suficientemente importantes como para que generen efectos gravitativos internos suficientes como para que halla una actividad de tipo geológica que en el transcurrir del tiempo los haga evolucionar hacia formas esferoides. Deben existir masas críticas a partir de las cuales los cuerpos espaciales, por estas causas, comiencen a tener una actividad interna de tipo geológica que conduzca a la forma de geoide.

¿De dónde obtiene energía el planeta para producir estas y otras actividades geológicas?

La Tierra es un cuerpo caliente cuya superficie es más fría. El calor, en parte, proviene de la transferencia de energía cinética de los pla-

netesimales cuando comenzaron a acrecionarse hace unos 5000 Ma. El material silicático es muy refractario (baja conductividad térmica) por lo tanto el enfriamiento del planeta es muy lento y ese lento enfriamiento es el responsable de la actividad geológica junto con la energía solar, todo ello dentro de su campo gravitacional.

Además de esas fuentes de energía se reconoce la de la radioactividad de ciertos isótopos del U, Th y K.

Si el Sol dejara de entregar energía, la temperatura de la superficie terrestre descendería a niveles más bajos que los polares y el calor interno del planeta produciría un efecto moderador insignificante (fumarolas submarinas y continentales), en este caso sería un desastre para la vida, sólo se podría mantener en forma muy restringida en las proximidades de las fumarolas tanto submarinas como continentales. Si el calor interno del planeta descendiera lo suficiente como para no producir trabajo y el Sol siguiera funcionando como ahora, no notaríamos, bajo el punto de vista biológico, la diferencia a nivel superficial.

Se suele clasificar la energía del planeta, como se vio en la primera parte, en interna y externa:

ENERGÍA INTERNA

Térmica: procedente del calor residual de la época de acreción y de la radioactividad.

Mecánica: terremotos y efectos producidos por ascenso magmático (generan deformaciones, pliegues y fracturas).

Gravitacional: debida a la propia masa del planeta (1g de materia que se desplaza desde la superficie hasta el centro de la Tierra desprendería en su cambio de energía potencial el equivalente de $6,3 \cdot 10^4$ joules de energía calórica).

Magnética: generada fundamentalmente por las corrientes convectivas del núcleo externo fluido (efecto pantalla de la radiación cósmica).

Estas formas de energía se manifiestan como flujo térmico (energía residual + radioactividad), magmatismo, metamorfismo, sismicidad y deformación de las rocas, manifestaciones que se encarga de estudiar la ciencia geológica.

ENERGÍA EXTERNA

Radiación solar: proveniente de las reacciones de fusión nuclear, principalmente del H que compone el Sol.

Mareal: es gravitatoria, afecta tanto a la hidrosfera como a la litosfera. Esta energía se disipa en forma de roce con la litosfera. El promotor principal es la Luna.

Otras formas son el **impacto meteorítico** (excluyendo su accionar de la época de la gran acreción = calor residual) y la **radiación cósmica**.

Cuando un cuerpo choca contra la Tierra a una velocidad de 25 Km/s penetra en el terreno hasta una profundidad equivalente al diámetro del cuerpo. Al chocar se transfiere al suelo la mayoría de la energía cinética que traía, esa transferencia produce una onda de choque expansiva que comprime las rocas y, a la vez, las expulsa del punto de impacto. La presión de choque se mide en megabares que es millones de veces mayor que la presión atmosférica. Una serie de ondas de alivio de presión sigue a la onda de choque y restablece la presión normal de las rocas.

Al comprimirse las rocas, no desprenden en forma de ondas toda la energía transferida a ellas por la onda de choque, una parte se transforma en calor. Las temperaturas pueden alcanzar a varios miles de grados formándose las tectitas, vidrio procedente del fundido de parte del suelo y parte del meteorito. Alejados de la zona de impacto, las rocas no se funden, pero sufren cataclasis, y estructuras de presión como conos en conos, etcétera.

La cantidad de roca desalojada por un impacto es unas 1.000 veces la del proyectil, el cráter dejado se debe en parte a la compresión de las rocas y en parte al material desalojado. El material eyectado por el impacto puede llegar a varios kilómetros a la redonda e incluso, de acuerdo al tipo, entrar en órbita planetaria y esparcirse por gran parte del planeta. El cráter tiene una profundidad que es la tercera parte de su diámetro.

Por encima de un diámetro crítico los cráteres se convierten en las denominadas estructuras complejas. El diámetro crítico varía de un planeta a otro y está en función de la calidad de los materiales en el blanco y de la intensidad de la gravedad del planeta. En la Tierra el

cráter más grande conocido es el Brent en Canadá, son cráteres pocos profundos de relación profundidad- diámetro 1:10 y se caracteriza por una elevación central generada por el rebote elástico de la zona de impacto.

EL CALOR INTERNO

En los primeros 10-20-km de profundidad la temperatura aumenta 3°C por cada 100 metros (grado geotérmico). A escala humana un terremoto o el accionar de un volcán nos recuerdan que la Tierra es activa, pero los ritmos a los que se elevan o erosionan las montañas, entre otros, son extremadamente lentos y por lo tanto no perceptibles. Estas actividades y otras del planeta las deduce el hombre aplicando el método geológico.

Los mecanismos internos (endógenos) que modelan la Tierra tienen como origen la pérdida de calor (enfriamiento). Desde su formación, hace unos 4.000 Ma aproximadamente, no ha dejado de perder calor, comportándose como una verdadera máquina térmica que gasta su energía generando terremotos, vulcanismo, relieve, desplazamientos de placas, etcétera.

Se reconocen cuatro mecanismos para tal transferencia de calor, ellos son:

Radiación: el calor se pierde por radiación IR (infra roja) y visible del espectro electromagnético. Esta pérdida no es muy significativa ya que las rocas silicáticas son muy refractarias.

Conducción: la agitación térmica de los átomos permite a la energía propagarse por difusión, y vale lo mismo que para la radiación, ya que las rocas poseen baja conductividad térmica.

Convección: desplazamiento espontáneo de materia producido por el gradiente térmico que existe entre las partes profundas del planeta (\cong 2.900 km. de profundidad, capa D) y su parte superficial. El sistema Tierra tiende espontáneamente a homogeneizarse térmicamente y resuelve el problema, principalmente, por medio de las corrientes convectivas. En profundidad el material rocoso al ser más caliente se dilata y disminuye su densidad respecto a las rocas que lo rodean ello hace que ascienda y se vaya enfriando hasta una zona próxima a la litosfera donde ya enfriado aumenta relativamente su densidad y comien-

za a descender, calentándose nuevamente. Este tipo de motor sería el mecanismo más eficiente de pérdida de energía del planeta. Este desplazamiento genera trabajo que se gasta produciendo deformaciones a nivel del manto y de la corteza terrestre. Por este mecanismo convectivo, generado en el manto, se transfieren movimientos (compresivos, tensionales y/o de empuje) y calor a la litosfera.

Magmatismo: genera fusión parcial del manto superior y la parte inferior de la corteza. Por contraste de densidad entre el material fundido y la roca que lo contiene, el magma asciende y se aloja en el interior de la corteza generando plutones o extruye a la superficie generando el volcanismo. La energía se gasta cuando el magma cristaliza en profundidad o erupción como lava y materiales piroclásticos. El transporte magmático puede ser considerado como una vía de no retorno de la convección y como una rápida pérdida de calor.

Se estima que la temperatura del núcleo es del orden de 2.700 a 3.000°C. La superficie del planeta pierde unos 80 miliwatts/m², o sea, una energía capaz de encender una lámpara de 100 watts cada 1.125 m² (cuadrado de 35 metros de lado). Esta pérdida no es uniforme, en zonas volcánicas es mayor y en las fosas oceánicas es menor.

Esta disipación de la energía es la que produce, entre otras cosas, las deformaciones en la corteza terrestre.

¿CUÁLES SON LAS DEFORMACIONES DE LAS ROCAS?

Existen distintos órdenes de deformaciones. Quizás la forma del planeta (geode, parecido a la esfera) sea la estructura de mayor magnitud. La denominada tectónica de placas es importante no solo por la energía que involucra sino también por sus dimensiones, ya que produce sus efectos a través de deformaciones menores y desplazamientos de placas en toda la corteza del planeta. Esta tectónica que afecta a la litosfera, que representa el 1% de la masa del planeta, se cree es producida por las corrientes convectivas del manto. En el capítulo correspondiente se aprecian las figuras que muestran algunos aspectos de los efectos de la tectónica de placas.

Otro mecanismo de disipación de la energía

interna son los llamados “*hot spot*” o “plumas calientes”. Se trata de ascensos de material del manto, en algunos casos generados en zonas tan profundas como el límite entre la parte externa del núcleo y la parte inferior del manto (unos 2.900 km de profundidad). En dicha interfase, denominada por los geofísicos capa D, se produce un intercambio de energía que genera una masa “caliente” de los materiales del manto inferior que por contraste de densidad comienza a desplazarse hacia la corteza, pudiendo incluso llegar a erupción en la superficie. Un ejemplo de este tipo de mecanismo sería el vulcanismo de las islas Hawai en el Océano Pacífico.

En estos últimos años, y de acuerdo con el mejoramiento técnico a través de satélites en las determinaciones principalmente gravimétricas, se comienza a valorar nuevamente los movimientos verticales que afectan a la superficie terrestre. Estos movimientos, vinculados también a las células convectivas, generan grandes elevaciones y depresiones en la superficie del planeta. Estos efectos habían sido propuestos por los geólogos en las décadas del 20 y del 30, luego fueron desacreditados y nuevamente vuelven a tomar vigencia.

Vinculadas a estos movimientos se producen las **discordancias**, estructuras también de alcance regional y de un significado geológico muy importante como veremos más adelante en este mismo capítulo. Estructuras de menor magnitud generadas por los efectos de la disipación de la energía interna del planeta son los pliegues, fallas y diaclasas como veremos.

Propiedades físicas de las rocas

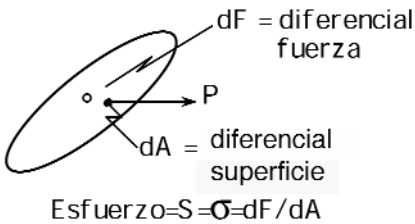
En la deformación de las rocas intervienen distintas variables tales como presión (P), temperatura (t°), fluidos químicamente activos, anisotropía mecánica, tiempo (t) como se verá más adelante. La interacción de estas variables en un material rocoso lleva al concepto de **competencia**. Se puede decir que a **mayor competencia mayor fragilidad de una roca**. Por ejemplo una cuarcita tiene mayor competencia que una lutita en igualdad de condiciones físico-químicas. La **competencia** es un término relativo ya que una roca en distintos ambientes se comporta con distintas competencias. En profundidad esa cuarcita puede comportarse plásticamente (p.e. cuarcitas de Sierra de la Ventana en la Provincia de Buenos

Aires) y en superficie se comporta en forma rígida (frágil). Las rocas poseen una mayor resistencia a la compresión que a la tensión.

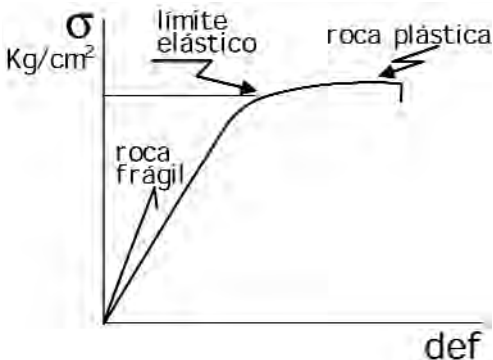
Previo al estudio de las deformaciones de las rocas se necesita el conocimiento básico de las propiedades físicas de las mismas en función de la deformación elástica, plástica y la ruptura.

Las variables que actúan en la deformación son:

Fuerza: es una magnitud vectorial que cambia o tiende a producir cambios en el movimiento de un cuerpo. Es un vector y posee punto de aplicación, intensidad y sentido. Pero para representar la deformación de los cuerpos es conveniente usar el concepto de **esfuerzo** que es un tensor y se mide con unidades de presión (p.e. kg/cm²). En la figura siguiente se representa el esfuerzo (s) en función de la deformación (def.). Estos tipos de gráficos son muy útiles para comprender la deformación de los cuerpos Figuras 168 y 169.



La \vec{F} es un vector y σ es un tensor.



Figuras 168 y 169. A la izquierda definición del vector esfuerzo, a la derecha presentación del esfuerzo según la deformación en una roca frágil y otra con deformación elástica al principio y luego, superado el límite de elasticidad, con deformación plástica.

En el siguiente gráfico, Figura 170, se aprecia el comportamiento de deformación comparativo de distintas rocas ante un campo de esfuerzo:

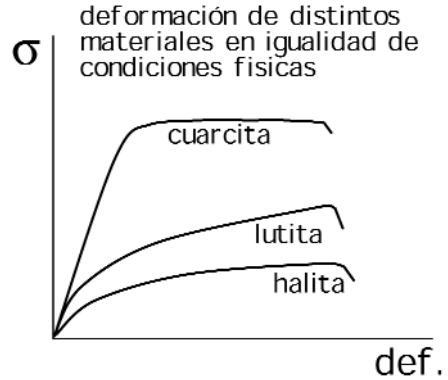
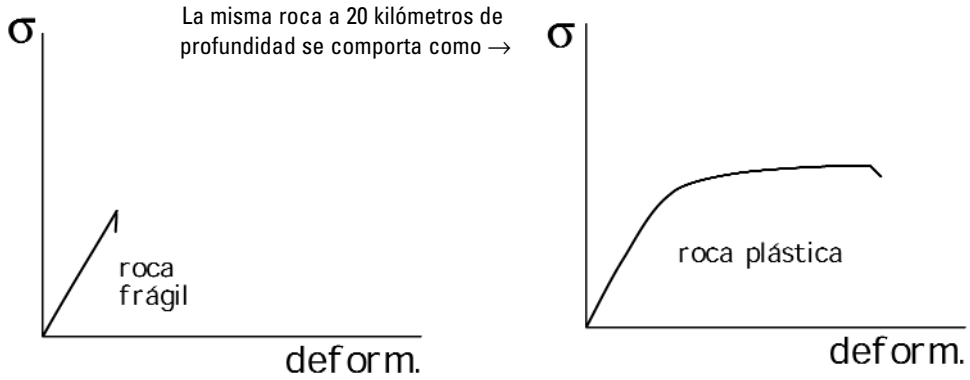


Figura 170. Gráfico esfuerzo-deformación donde se representa el comportamiento de distintos tipos de rocas.

Presión: se distinguen dos tipos, uno la **P confinada o litostática** mal llamada **hidrostática**, que tiende a producir cambios de volúmenes y no de formas. El otro tipo es el **stress** o **P dirigida** que produce cambios de forma y no de volúmenes. El concepto de **fuerza** (vector) es útil cuando hay movimiento pero la deformación se produce por **esfuerzo** que es un tensor y goza de otras propiedades algebraicas. El esfuerzo es una "presión" y no tiene sentido pero sí dirección y se mide en Kg/cm², Tn/m² o dina/cm². El material se deforma por el esfuerzo y se rompe por el efecto de la deformación tangencial (τ) y los planos de sisa son planos de fractura. A más de 45 km de profundidad reinan condiciones de presión litostática y ahí el valor de sisa es cero ($\tau = 0$). En el caso de los sismos de alta profundidad 600-700 km, se trata de placas subductadas a "gran" velocidad que llegan en condiciones de rigidez suficiente como para causar terremotos a esas profundidades.

Una misma roca, en distintos ambientes geológicos, se deforma de distintas maneras, por ejemplo, Figuras 171 y 172:



Figuras 171 y 172. En superficie, figura de la izquierda, la roca posee un comportamiento frágil, La misma roca en profundidad sufre deformación plástica, como es el caso de las cuarcitas paleozoicas de Sierra de La Ventana en la Provincia de Buenos Aires.

Temperatura: Se puede generalizar que a mayor T° mayor plasticidad de un material. Esto es consistente con la idea de que el aumento de temperatura hace que los ligamentos atómicos de la materia se hagan más débiles y por lo tanto disminuya la resistencia a ser deformada. Si la temperatura aumenta lo suficiente el material se puede fundir. Si se trata de una roca, que por lo general está constituida por diversos minerales (sistema policomponental), no hay un punto de fusión sino un t° de fusión (sólo los minerales poseen punto de fusión).

Presencia de fluidos: Los fluidos (principalmente agua) dentro de la porosidad de una roca actúan **químicamente** y/o físicamente como **lubricantes** (si poseen la misma P que la roca facilitan la deformación de la misma).

Anisotropía mecánica: la orientación de minerales laminares y/o prismáticos y la presencia de estructuras como por ejemplo la estratificación fina le dan a la roca carácter de anisotropía mecánica. Por ejemplo, los dos cuerpos de la figura poseen la misma composición y estructura pero los esfuerzos deformantes actúan en direcciones distintas produciendo, como se aprecia en el gráfico de la Figura 173, deformaciones distintas.

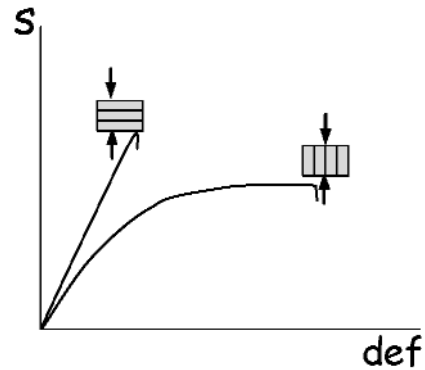


Figura 173. Diagrama esfuerzo-deformación donde la probeta se ubica en uno y otro caso a 90° y se aprecia los efectos distintos de deformación ante un mismo esfuerzo.

Tiempo: es una de las variables más importantes pero al mismo tiempo más difícil de medir. Se puede generalizar diciendo que **a mayor tiempo de aplicación de un esfuerzo hay una mayor deformación** (recordar el ejemplo dado en metamorfismo).

TIPOS DE FRACTURAS:

Fracturas { **Diaclasas:** no hay desplazamiento de bloques. Pueden ser abiertas, cerradas o latentes (no son visibles, son delgadas y aparecen a medida que las rocas se rompen)
Fallas: Hay desplazamiento entre los bloques (rechazos)

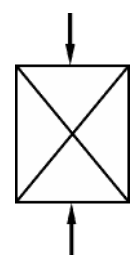
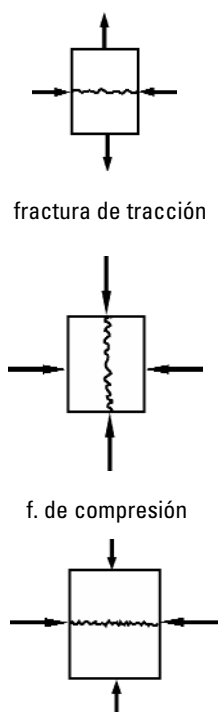


Figura 177. Según el esfuerzo indicado se producen dos planos de fallas.

Diaclasas, son tres los tipos de diaclasas más comunes y se hallan representados en las Figuras 174, 175 y 176:



f. de alivio (sheeting) o estructuras catafilares

Figuras 174, 175 y 176. Los tres tipos de diaclasas más comunes con sus respectivos campos de esfuerzo.

Fallas: ante un campo de esfuerzo se producen los dos planos de fallas indicados en la Figura 177

La Ley de Hartmann indica la posición e intensidad relativa de los esfuerzos que actúan sobre un bloque que se falla, Figura 178.

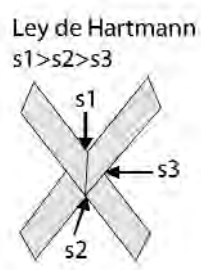


Figura 178. Fracturas de sisa. Son las más comunes en las rocas y son las que producen fallas. La ley de Hartmann dice que la bisectriz aguda del ángulo que forman los dos planos de falla contiene el mayor esfuerzo.

Deformación de un cuerpo:

En el estudio de la deformación de un cuerpo se aplica la ley de Hooke que dice que **la deformación es proporcional al esfuerzo**, la Figura 179 indica la expresión de dicha ley.

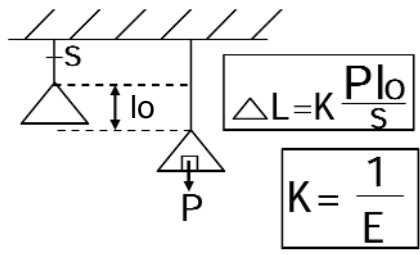
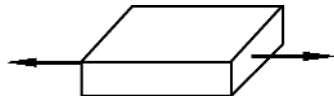
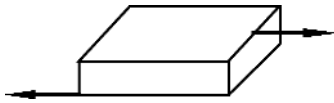


Figura 179. lo = alargamiento inicial, P = peso, DL = alargamiento después del P, S=sección del alambre, K = coeficiente de elasticidad por tracción, E = módulo de Young o módulo de elasticidad por compresión.

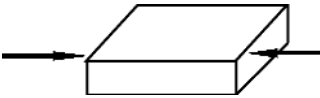
—Los estados de tensión o de esfuerzo dependen de la posición de las fuerzas. Los estados principales de fuerza son, Figuras 180, 181, 182, 183 y 184:



Tracción

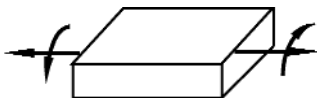


Corte o deslizamiento

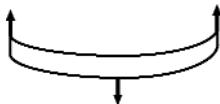


Compresión

Figuras 180, 181 y 182. Estados de tensión o esfuerzo: tracción, corte y compresión.



Torsión



Flexión pura

Figuras 183 y 184. Estados de torsión y flexión pura.

Tanto los plegamientos como las fracturas son estructuras secundarias pues son el resultado de la acción mecánica de fuerzas externas sobre las rocas o sea son estructuras generadas con posterioridad a la formación de la roca.

Se usa el término **tectónico** cuando los

movimientos deformantes son de origen profundo ya que existen estructuras de origen superficial provocadas p.e. por la meteorización mecánica (fracturamientos) o los deslizamientos de tierra gravitativos.

Las fuerzas tectónicas que afectan a los cuerpos de rocas los deforman y dan lugar a nuevos cuerpos geométricos. Cuando tales cambios se producen, las masas rocosas pueden fracturarse (disrupción) y/o deformarse plásticamente (cohesivas).

La forma final de la estructura depende de la interacción de la estructura primaria, de las propiedades mecánicas de las rocas y de las intensidades de las variables físicas intervinientes.

Las estructuras secundarias producidas en rocas sedimentarias estratificadas, diques, plutones, son distintas bajo idénticas condiciones físicas y químicas. Esto se debe a la heterogeneidad estructural primaria. Se debe acotar que la observación de estructuras secundarias en cuerpos masivos (p.e. stocks o batolitos) es mucho más difícil que en cuerpos estratificados ya que la ausencia de los planos ss (planos de estratificación) no hace evidente las deformaciones.

Las estructuras geológicas en las áreas continentales son más complejas que en las áreas oceánicas. Además en las áreas continentales el registro geológico es más completo. Ello se debe a que las rocas continentales más antiguas poseen alrededor de 3850 M.a., mientras que las oceánicas no son más viejas que 200 millones de años.

Un fenómeno **tectónico** es aquel que produce deformaciones. El proceso **orogénico** (del Gr. oros = montaña, o sea generador de montañas) está constituido por una serie de procesos tectónicos que dan lugar a cadenas montañosas (p.e. Alpes o Andes, correspondientes a la Orogenia Andina). Las zonas de rocas deformadas ya sean montañosas o no se las denomina **orogénicas** (en el último caso puede tratarse de los restos de cordilleras erosionadas en el pasado).

Las áreas **orogénicas** circundan otras áreas denominadas **cratones** o **escudos** que han permanecido geológicamente inactivas por un período de varios cientos de millones de años. Solo la lenta erosión ha afectado a los escudos después de la última deformación. En los cra-

tones afloran las rocas más antiguas del planeta y dentro de un cratón se pueden encontrar antiguas zonas orogénicas.

PLIEGUES

Los pliegues corresponden a una deformación plástica, generadas por esfuerzos, propias de las rocas sedimentarias, son evidenciados por la deformación de los planos de estratificación.

Morfología de los pliegues, Figura 185.

Se reconocen el **plano axial** que divide lo más simétricamente posible al pliegue, la intersección de este plano con el pliegue define una línea denominada **eje del pliegue**, la parte de mayor curvatura del pliegue se denomina **charnela** que generalmente coincide con el eje y la parte más alta denominada **cresta**. Cuando el pliegue está inclinado el plano crestal no coincide con el plano axial. El **plano crestal** une los puntos de mayor altura de los

pliegues. El **seno** del pliegue es la parte más baja. Por medio del **ala**, **limbo** o **flanco** del pliegue se vinculan las charnelas. El pliegue cóncavo hacia abajo define una **antiforma** y el cóncavo hacia arriba una **sinforma**. Los términos **anticlinal** y **sinclinal** se usan sólo cuando se conoce la antigüedad de las rocas. El anticlinal es cóncavo hacia abajo con rocas más antiguas hacia el centro de curvatura, mientras que el sinclinal es cóncavo hacia arriba con rocas más modernas hacia el centro de curvatura. Se denomina **buzamiento** del pliegue al ángulo definido entre la charnela y el plano horizontal. Cuando en un plano o mapa geológico se quiere representar a un sinclinal o a un anticlinal se dibujan los respectivos símbolos constituidos por una línea larga como la estructura que representa la intersección de los planos del pliegue con el horizontal, perpendicular a dicha línea se dibujan con flechas hacia dónde inclinan las alas del pliegue; en el anticlinal las flechas divergen y en sinclinal convergen.

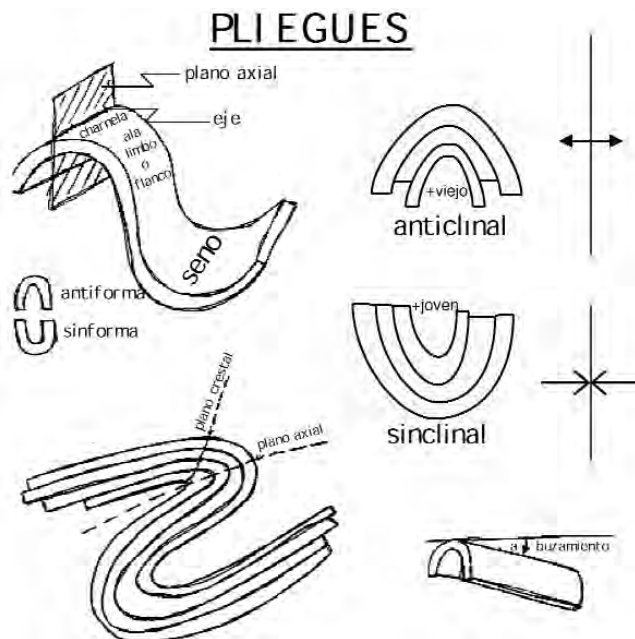


Figura 185. Morfología de los pliegues.

Clasificación de los pliegues: Se usan varios tipos de clasificación de pliegues, ellas se pueden ver en los libros especializados. A continuación se indican dos de los criterios

usados, Figura 186, y se indican otras estructuras de plegamiento, inclusive algunas de origen no tectónico.

Clasificación según la posición del plano axial



Según la inclinación de los planos

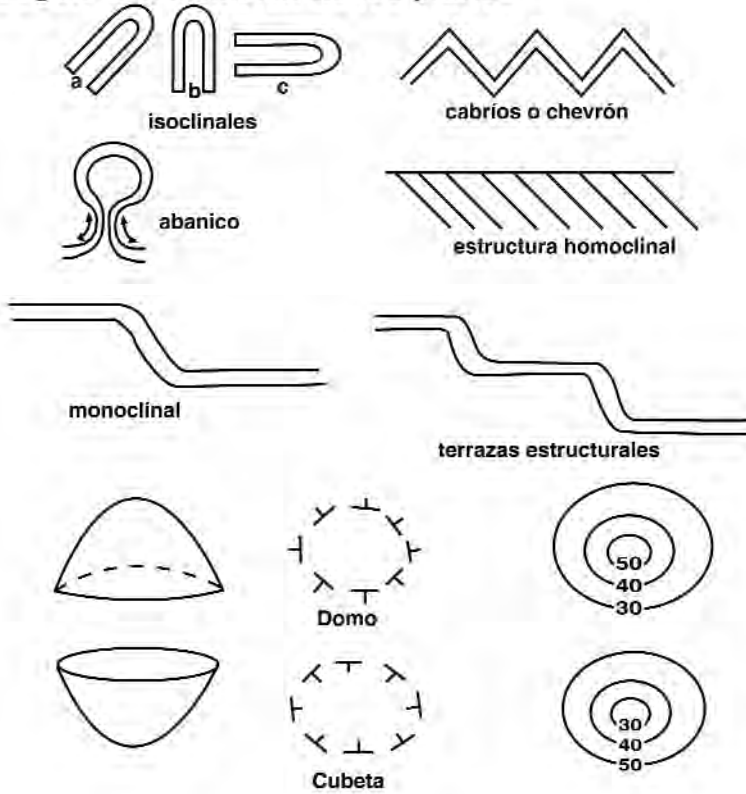


Figura 186. Clasificación de distintos tipos de pliegues. Para representar una estructura de plegamiento sobre el plano (mapa geológico) se usan signos de rumbo e inclinación, caso del domo y la cubeta, o curvas de nivel.

En la Figura 187 se representan otras formas de plegamientos.

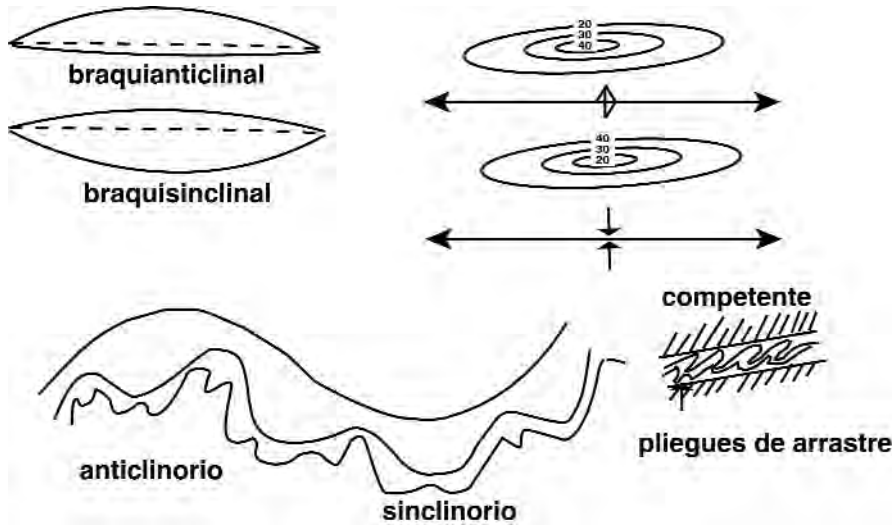


Figura 187. Otras formas de plegamiento producido por causas tectónicas. Los casos de **anticlinorios** y **sinclinorios** se refieren a una serie sedimentaria afectada por plegamientos de distintos órdenes (longitudes de ondas). En Sierra de la Ventana en la Provincia de Buenos Aires se han medido hasta ocho. En éste esquema se representan solamente tres órdenes de plegamientos. Los **pliegues de arrastre** son producto de los efectos de falla, se suelen producir en bancos de rocas menos competentes, de comportamiento plástico, tipo lutitas, ubicados dentro de paquetes de rocas más competentes o frágiles. Los movimientos producidos por los efectos de falla, indicados por las flechas, generan la estructura de arrastre, que a su vez es indicadora de los sentidos de los movimientos relativos.

Otros tipos de plegamientos, como los que muestra la Figura 188, no son producidos por causas tectónicas.

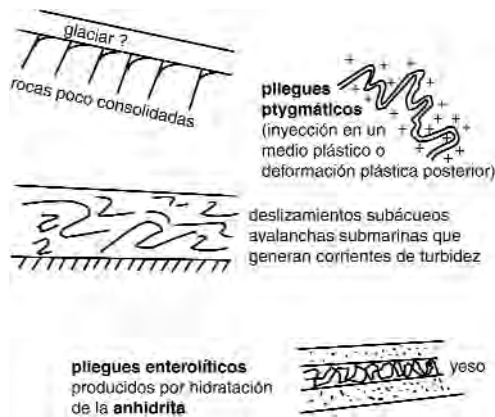


Figura 188. Distintos tipos de pliegues producidos por causas no tectónicas.

FRACTURAS

Las fracturas son deformaciones de las rocas de comportamiento frágil. Se reconocen dos tipos:

- Fracturas
- fallas:** hay desplazamientos entre los bloques.
 - diaclasas:** no hay desplazamiento entre los bloques.

Morfología de una falla y modo de representación en un plano., Figura 189. Las fallas son estructuras frágiles.

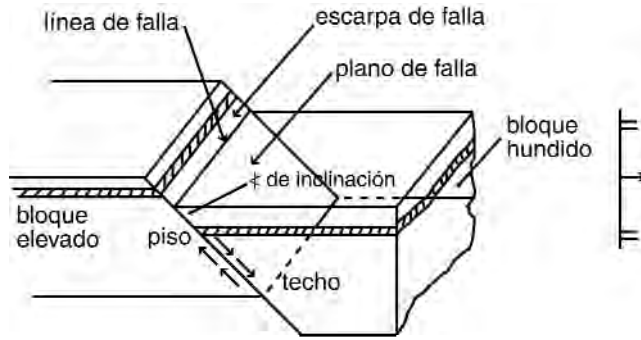


Figura 189. Distintos elementos que se reconocen en una falla. **Bloque elevado** y **bloque hundido**. El **techo** es el bloque que se apoya por encima del otro, en una falla vertical no hay techo. El **piso** de la falla es el bloque sobre el cual se apoya el techo de la falla. El **plano de falla** es el plano que separa los dos bloques y posee una **inclinación** (i) respecto del plano horizontal. Las flechas muestran los movimientos relativos de un bloque respecto del otro. La **escarpa de falla** es la parte del plano de falla expuesta a la intemperie y puede estar más o menos erosionada. La **línea de falla** es la línea definida por la intersección del plano de falla con la superficie del terreno. A la derecha el símbolo con que se representa la falla en un mapa geológico: la línea larga corresponde a la intersección del plano de falla con la superficie, la flecha indica hacia dónde inclina la falla y las dos pequeñas barras marcan el bloque hundido de la misma.

En el plano de falla se pueden reconocer rastros producidos por el desplazamiento de ambos bloques. Estos rastros, Figura 190, son muy importantes ya que son evidencias de falla y pueden indicar el sentido de los movimientos.

En el plano de falla puede haber estrías o corrugamientos que indican el movimiento del bloque

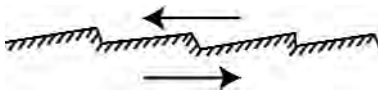
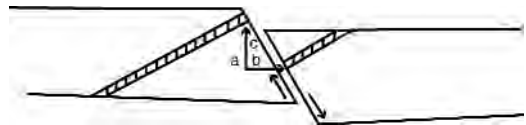


Figura 190. Estrías y corrugamientos que se desarrollan en los planos de fallas por los efectos de arrastre o rozamiento son evidencias de falla e indican los movimientos relativos (flechas) de la falla.

En la Figura 191 se indican los movimientos (rechazos) de falla, estos, cuando se puede, son muy importantes determinarlos ya que nos brindan una información precisa de cómo se

produjeron y de cuantos metros fueron los desplazamientos de los bloques de falla. Por ejemplo, en una veta mineralizada afectada por una falla es importante conocer los rechazos para poder seguir las labores de explotación sin hacer mayores gastos exploratorios.



a= rechazo vertical
b= rechazo horizontal
c= rechazo verdadero

Figura 191. Rechazos de una falla.

Las fallas más comunes, según la ubicación de los esfuerzos, se representan en la Figura 192.

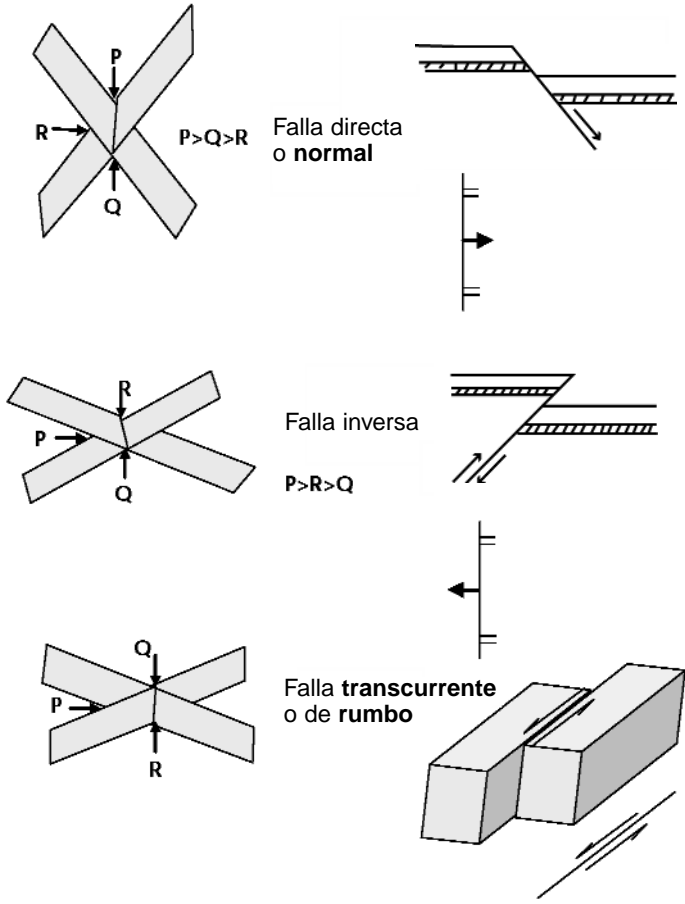


Figura 192. Distintos tipos de fallas según la ubicación espacial de los esfuerzos y los símbolos que se utilizan en el mapa geológico para representarlas.

La Figura 193 muestra distintos tipos de fallas:

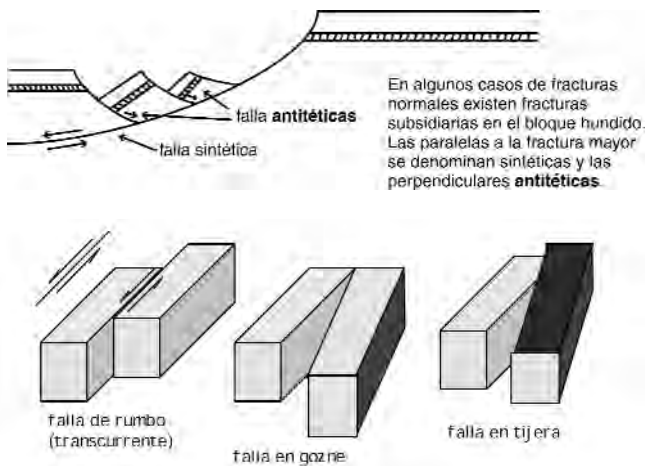
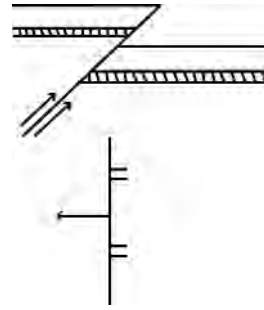


Figura 193. Distintos tipos de fallas que se pueden hallar en la naturaleza. La falla de rumbo es levógira ya que si una persona parada coloca cada uno de sus pies en cada bloque, en éste caso el pie izquierdo va hacia atrás por el efecto de falla. Si ocurriera lo contrario y éste no es el caso, la falla de rumbo sería dextrógira.

MOVIMIENTOS RELATIVOS DE LOS BLOQUES

Las posibilidades de desplazamientos de los bloques de falla son:

- a) Un bloque descendió y el otro quedó quieto.
- b) Un bloque ascendió y el otro quedó quieto.
- c) Los dos bloques ascendieron pero uno más que el otro.
- d) Los dos bloques descendieron pero uno más que el otro.
- e) Un bloque ascendió y el otro descendió.



De alto ángulo (> 45°) = soleamiento
De bajo ángulo (<45°) = sobrecorrimiento

Producen en el terreno:
--- acortamiento
--- repetición estratigráfica

EFFECTOS DE FALLAS

Algunas de las evidencias indicadoras de la presencia de fallas en el terreno que poseen utilidad al geólogo son:

- supresión de estratos
- repetición de estratos
- presencia de discontinuidades estructurales
- arreglos en la red de drenaje fluvial
- presencia de brechas de falla, jaboncillo,
- espejo de fricción, escarpa de falla

Figura 194. Fallas directas e inversas y los efectos que producen en el terreno.

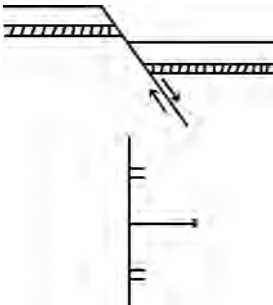
b) Por su diseño geométrico

- ...radiales
- ...paralelas
- ...escalonadas
- ...en anillo

Corresponden a los diseños vistos en la parte II referentes a los diques de rocas ígneas.

CLASIFICACIÓN DE FALLAS

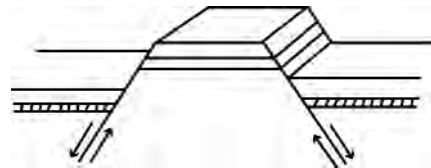
a) Por su movimiento relativo (Figura 194)



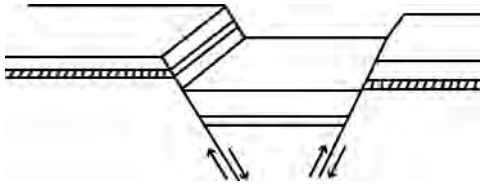
Falla directa, normal o gravitacional Falla inversa

Producen en el terreno:
---alargamiento
---omisión estratigráfica

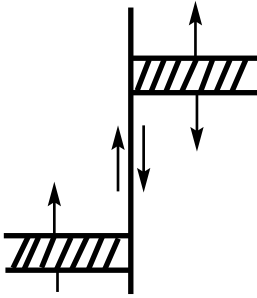
Estructuras clásicas producidas por combinación de fallas, Figura 195.



Horst o pilar tectónico
Sierra Pintada, Provincia de Mendoza.



Graben o fosa tectónica
Olduvai, Mar Rojo, río Rin.



Falla transformante, propuesta por el canadiense T. Wilson en 1965 para explicar el mecanismo de generación de las dorsales centro oceánicas. El rayado indica los lugares por donde se produce el derrame basáltico que genera las dorsales y el fondo oceánico.

Figura 195. Ejemplos de estructuras producidas por fallas. Horst, graben y falla transformante.

La Falla de San Andrés, Figura 196, ubicada en forma paralela a la costa de California en USA es de tipo transcurrente con un rechazo, que según los autores varía entre 50 y 500 km. Es una falla de rumbo, dextrógira y está activa desde hace 100 Ma (Cretácico) y se desplaza con una velocidad media de 0,5 cm por año, con una máxima de hasta 5 cm por año. Próximo al trazado de la falla se encuentran entre otras poblaciones las ciudades de Los Angeles y San Francisco.

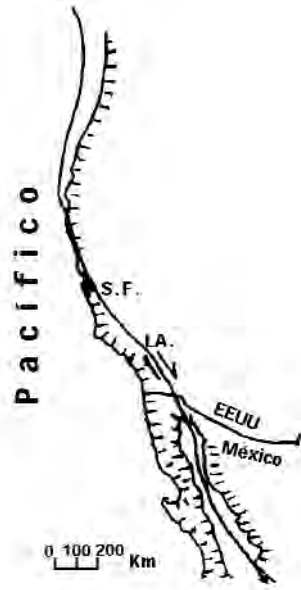


Figura 196. Falla de San Andrés. Recorre en forma paralela gran parte de la costa oeste de EEUU y el Golfo de California en México. Es una falla de rumbo de tipo dextrógira.

En las figuras 197 y 198 se esquematizan estructuras de sobrecorrimientos producidas por empuje tectónico sobre pilas sedimentarias que primero se pliegan, luego los pliegues se vuelcan y finalmente se produce el fallamiento de bajo ángulo que genera el sobrecorrimiento.

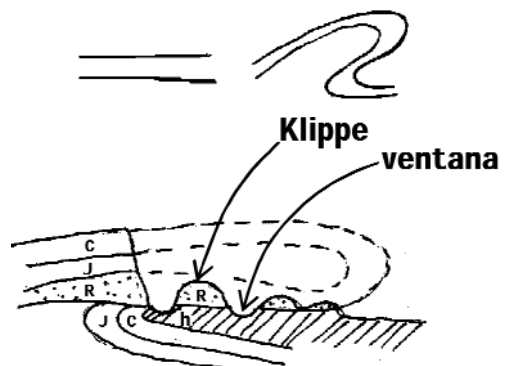


Figura 197. Evolución en tres etapas de un conjunto de estratos que forman una estructura de Sobrecorrimiento o nappe de charriage. Son pliegues volcados que sufren corrimientos kilométricos.

cos que poseen dimensiones superiores a los cabalgamientos, son típicos de los Alpes.

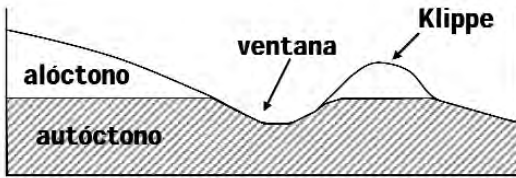


Figura 198. Corresponde a un detalle de la figura anterior en la cual se reconocen por los efectos producidos del sobrecorrimiento los terrenos **autóctonos** y **alóctonos** (sobrecorridos sobre los autóctonos). Además se reconocen **ventanas tectónicas** (*fenster*) las que permiten ver las rocas autóctonas por los efectos de la erosión y los *klippe* que corresponden a restos de los materiales alóctonos no erosionados.

DIACLASAS

Es una estructura resultante del comportamiento frágil de una roca, con consecuente pérdida de cohesión. No hay rechazo entre los bloques generados, solo hay desplazamiento perpendicular al plano de diaclasa. Es una estructura secundaria. Se las clasifica de acuerdo a su posición espacial respecto del plano de estratificación. Siempre aparecen en **juegos** y/o **sistemas**, Figuras 199.

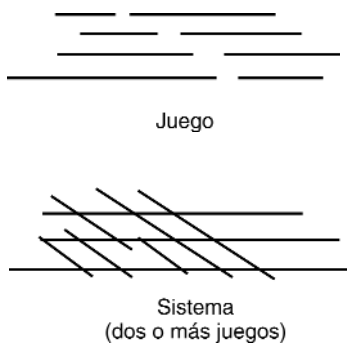


Figura 199. Representación de un juego y un sistema de diaclasas.

Se clasifican según su posición respecto a algún lineamiento de la roca (estratificación,

líneas de flujo, etc.) que se tome de referencia, Figura 200:

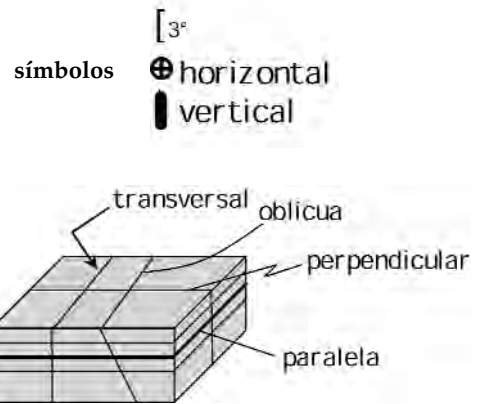


Figura 200. Las diaclasas están referidas a los planos de estratificación.

DISYUNCIONES ESFEROIDALES

Un sistema ortogonal de diaclasas, ocurrido por lo general en rocas graníticas, evoluciona, por los efectos de la meteorización diferencial, desde prismas cuboides hacia esferoides, Figura 201. Ello es debido al **efecto de punta** donde la erosión es más intensa en los vértices que en las aristas y a su vez mayor que en los centros de cara de los prismas. Como resultado final los cubos tienden a formas esféricas.

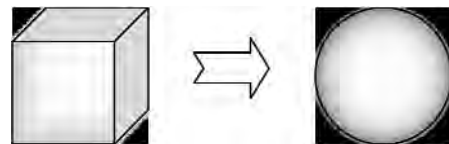


Figura 201. Disyunción esferoideal a partir de un sistema de diaclasas aproximadamente ortogonal.

DISYUNCIONES COLUMNARES

Estas estructuras ocurren en los depósitos de lavas estancadas tanto subaérea como subterránea. El enfriamiento gradual de estos cuerpos genera corrientes convectivas que definen celdas de enfriamiento, Figura 202. A medida que desciende la temperatura aumenta la viscosidad

de la lava y comienzan a generarse esfuerzos tensionales que van definiendo los futuros planos de diaclasas con diseño prismático alargado perpendiculares al techo y base de la colada, generalmente de sección hexagonal.

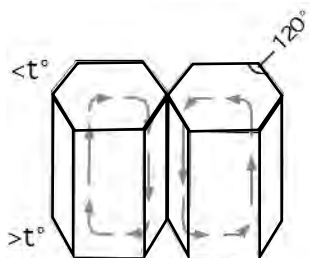


Figura 202. Disyunción columnar producida por el efecto de enfriamiento de la lava. Estructuras similares se pueden dar en areniscas donde los fenómenos tensionales que crean la disyunción están vinculados al proceso diagénico de la roca.

CLIVAJE

Lo más práctico para clasificar estas estructuras por medios descriptivos es hacer una clasificación morfológica ya que una clasificación genética es muy interesante pero puede variar en el tiempo según el conocimiento o la evolución de ideas.

El **clivaje** en una roca puede ser continuo o espaciado. El primero está dado por la orientación preferencial de minerales planares en toda la roca. Es una estructura secundaria conformada por el conjunto de elementos de fábrica planares que imparten a la roca carácter anisótropo sin pérdida de cohesión.

El **clivaje de fractura** consiste en un pequeño espaciado entre fracturas o microfallas que dividen a la roca en una serie de cuerpos tabulares o microlitones, Figura 204.

Clivaje de plano axial es paralelo al plano axial de un pliegue. Nunca es realmente paralelo, puede converger o divergir.

Clivaje de transposición es producto de un proceso complejo donde se produce rotación por plegamiento de los materiales líticos hasta que toma una posición aproximadamente paralela al plano axial de los pliegues.

Algunos términos útiles en geología estruc-

tural son los siguientes:

Fábrica de roca es la configuración espacial y geométrica de todos los componentes que constituyen la roca, (textura, estructura, orientación preferencial).

Foliación es una fábrica planar comunmente definida por una variación composicional.

Refracción del clivaje ocurre cuando el plano de un clivaje cambia de rumbo debido a la variación de las propiedades mecánicas de la roca que atraviesa.

Se denominan **superficies S** a un juego de superficies planares paralelas que indican anisotropías mecánicas de las rocas. Se usan para determinar la cronología de los distintos clivajes.

S_0 es la superficie de estratificación

S_n superficie secundaria, n (puede ser 1,2,3,..) indica el orden relativo de ocurrencia de la superficie de referencia.

Esquistosidad anisotropía planar en rocas metamórficas (esquistos) generada por suborientación de minerales planares (p.e. biotita) ante un campo de esfuerzo.

Simplificando, el clivaje, Figura 203, es una estructura secundaria de deformación. Es la tendencia de ciertos tipos de rocas a partirse por planos paralelos con fuerte oblicuidad a la estratificación.

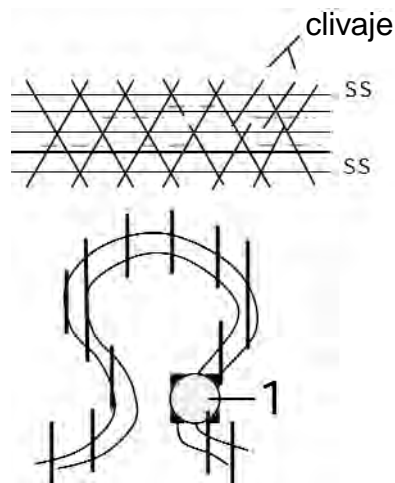


Figura 203. El clivaje corta con distinto ángulo la estratificación (ss). En (1) el clivaje es paralelo a la estratificación (ss) y es muy difícil de distinguir uno del otro.

Los clivajes más comunes son:

a) De flujo o pizarreño o de plano axial

Se lo encuentra por lo general en las pizarras y es paralelo al plano axial de los pliegues, Figura 36. Se debe a la reorientación de los minerales (flujo) planares (micas, cloritas). El flujo se debe a recristalización. Este clivaje llega a borrar la estratificación. Cuando se ven los filosilicatos recristalizados a simple vista se debe considerar a la estructura como **esquistosidad**.

b) Clivaje de fractura, Figura 204.

Es el más común, se asemeja a un microclivasamiento. Ocurre en rocas competentes.

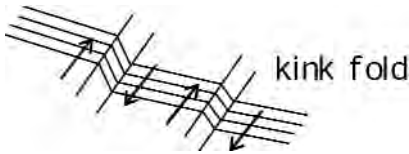


Figura 204. Clivaje de fractura en el que se aprecian los microlitones definidos por microfisuras.

Los siguientes símbolos, Figura 205, son los que se utilizan en los mapas geológicos para representar el clivaje:

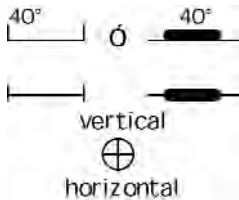


Figura 205. Símbolos utilizados de representación, clivaje inclinado, vertical y horizontal

DIAPIROS

Son estructuras de flujo. Se producen por el flujo plástico de capas salinas sometidas a presión confinada, Figura 206. La movilización de la sal se produce por diferencia de densidad. No son estructuras tectónicas.

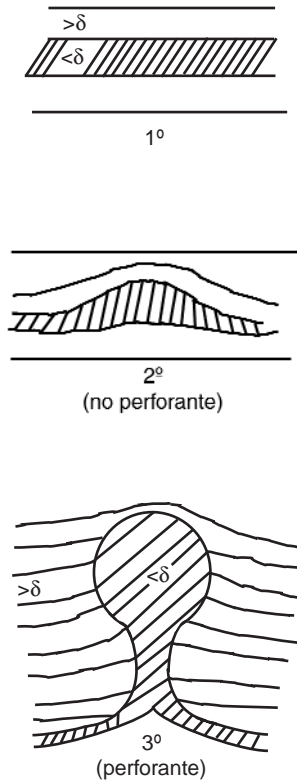


Figura 206. Evolución de un diapiro. Una capa salina con densidad menor que las rocas que la contienen tienden a ascender a la superficie y flotar y puede generar un diapiro no perforante o uno perforante ya que intruye las capas sedimentarias.

Los diapiros se los encuentra en Alemania, Rumania, Texas, Méjico, Irán.

—Son factores de entrapamiento de petróleo, aparte son menas de S, Na y K.

—La intrusión del domo provoca tectónica local, fallas directas por encima del *cap rock* y fallas inversas en los laterales.

—Llegan a aflorar como es el caso de Méjico e Irán.

—Pueden tener 5-6 km de diámetro y 10 km de profundidad.

—El mecanismo de emplazamiento se produce porque la densidad de la roca de caja es mayor, de donde el cuerpo salino “flota” y asciende (intruye).

DISCORDANCIAS

La discordancia es una de las estructuras geológicas mayores reconocidas por el hombre y que posee significado geológico muy importante ya que separa rocas significativamente distintas por

su contenido biológico y caracteres geológicos producidos por cambios notables orogénicos, epigénicos, climáticos y biológicos, Figura 207. **Se trata de una superficie de erosión o no depositación que separa rocas de distintas edades.** Dentro del proceso de formación de una discordancia se reconocen, en general, las etapas de **levantamiento, erosión y depositación.**

Dentro del concepto de discordancia está el de *hiatus* que es el tiempo no registrado litológicamente (se considera al tiempo como continuo y a la sedimentación como otro continuo).

Tipos:

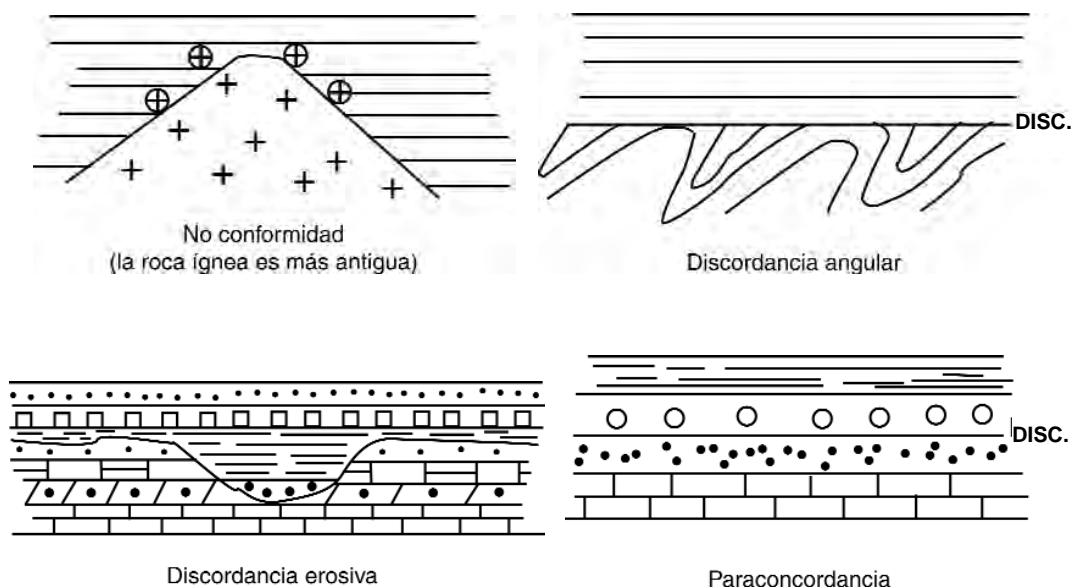


Figura 207. Distintos tipos de discordancias. En la **no conformidad**, el granito que se formó en profundidad fue levantado por procesos orogénicos y luego la erosión lo puso al descubierto, posteriormente se implantó un nuevo régimen de sedimentación que cubrió al granito, por ello es que el granito no afecta térmicamente (metamorfismo de contacto) a las rocas sedimentarias que lo cubren. En la **discordancia angular** se deducen 4 etapas, en la primera se produce una sedimentación (1) que luego, por orogenia, es plegada (2), y la zona se alza en dicho proceso orogénico. Le sigue luego un período de erosivo (3) en el cual se produce un *hiatus* sobre el cual se produce una nueva sedimentación (4). La **discordancia erosiva** se reconoce porque luego de la primera sedimentación sobreviene una época erosiva, sin deformación previa de los sedimentos, en la que se desarrollan paleocanales, por ejemplo fluviales, que involucra una nueva sedimentación. En las **paraconcordancias** son difíciles de ver las superficies de erosión dado que las rocas sedimentarias arriba y debajo de la discordancia muestran una misma disposición estructural, fundamentalmente se las reconoce por el registro paleontológico que muestra, por ejemplo, la ausencia (*hiatus*) de uno o más períodos geológicos entre uno y otro lado del plano de discordancia.

Diastemas: es una discordancia de menor significado temporal. Por ejemplo el plano de

estratificación se lo puede considerar como diastema ya que indica una interrupción o cam-

bio en la sedimentación en el que ha transcurrido un tiempo no significativo geológicamente.

Dos fenómenos naturales que suelen caracterizar a las discordancias son los períodos **talasocráticos** (avance de los mares sobre los continentes) y los períodos **geocráticos** (retiro

de los mares de las áreas continentales), Figuras 208 y 209.

Transgresión (*on lap*): el mar invade el continente por causas tectónicas y/o climáticas, ello involucra características talasocráticas que se reflejan en el tipo de sedimentación.

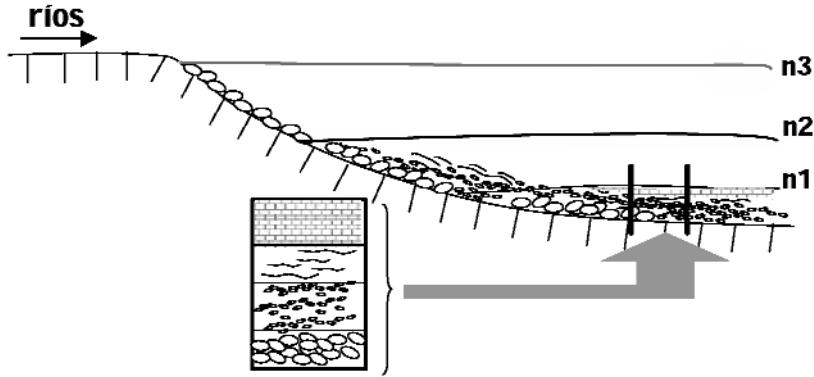


Figura 208. Transgresión o ingesión marina. Las letras n_1 , n_2 y n_3 indican tres niveles de ingesión del mar con sus facies de sedimentación. En los tres niveles según la profundidad o distancia al continente/ donde proviene el aporte sedimentario se generan facies distintas que luego por los efectos de la ingesión son cubiertas por nuevas facies. En el lugar indicado por la flecha se representa la columna sedimentaria característica de una ingesión marina, en orden de más antiguo a más joven aparecen: conglomerados, luego areniscas, le siguen pelitas y finalmente calizas. Cada una de estas facies sedimentarias va indicando, para un lugar, la profundización de la cuenca por efecto de la ingesión marina con el transcurso del tiempo.

-Regresión (*off lap*), Figura 209: el mar se retira del área continental por causas tectónicas y/o climáticas, involucrando ello caracte-

rísticas geocráticas o sea aumentan las áreas continentales para la región que queda reflejada en la sedimentación que se produce.

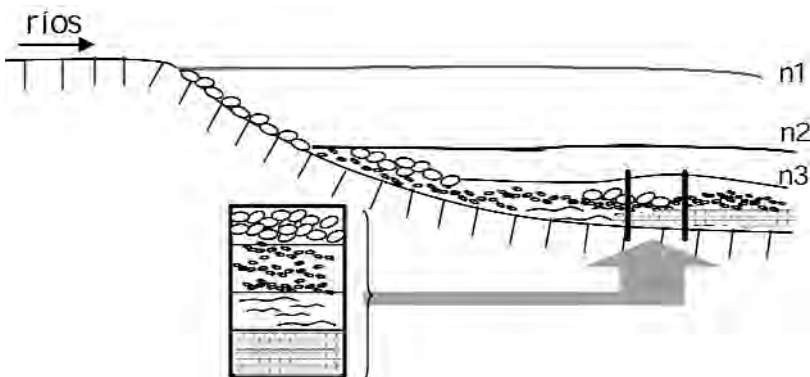


Figura 209. Regresión marina. Las letras n_3 , n_2 y n_1 indican los niveles del mar en regresión con su respectiva sedimentación. La flecha muestra el lugar donde se encuentra la columna estratigráfica característica de la regresión representada de más antiguo a más joven por: calizas, lutitas, areniscas y finalmente conglomerados, orden que indica como en un mismo lugar va disminuyendo la profundidad de la cuenca en el transcurso del tiempo.

Los ejemplos de las figuras 208 y 209 son muy ilustrativos de cómo el geólogo sabiendo leer la información estructural, paleontológica y petrográfica obtiene las conclusiones sobre la historia geológica de una región. Por el contenido paleontológico conoce la edad de las rocas, la duración del *hiatus* y el ambiente a que pertenecen, por las sedimentitas y la secuencia sedimentaria deduce si el período es continental o marino, si el mar ingresa o regresa. Por medio de las discordancias deduce si hubo orogenia y cuando ocurrió, etcétera.

LA IMPORTANCIA DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Su importancia puede ser encarada bajo dos puntos de vista el **científico** y el **práctico o económico**.

El interés **científico** es aquel que nos induce al conocimiento cada vez más profundo, a medida que este avanza, de los mecanismos que actúan en la deformación de las rocas, las distintas estructuras que se generan según estos mecanismos, las causas que las provoca y en qué orden han ocurrido. Dentro del dominio de la geología estructural se halla el emplazamiento de las rocas magmáticas, debido a que con frecuencia éstos están íntimamente asociados con el desplazamiento y deformación de las rocas sólidas. El estudio estructural de un área siempre está apoyado por conocimientos de otras ramas de la geología tales como la petrografía, estratigrafía, geomorfología, geofísica, etcétera.

El interés **práctico** está vinculado al quehacer económico del hombre. Una masa rocosa plegada y/o fallada tiene interés científico pero cuando un filón rico es cortado por una falla, surge el interés práctico del hombre ya que, por ejemplo, se puede ver comprometida la vida de una mina; puede necesitarse grandes gastos para encontrar la posición desaparecida por el efecto estructural (gastos en más perforaciones o construcción de nuevas galerías, etc.) y pueden estar en juego muchos aspectos legales importantes (el desplazamiento estructural lleva al filón mineralizado a terrenos de otra propiedad legal). También es de radical importancia el estudio estructu-

ral de un área para la fundación de obras hechas por el hombre (edificios, diques, caminos, etc.). Por lo tanto deben efectuarse los estudios estructurales para descubrir la complejidad de un fallamiento o un plegamiento en la búsqueda de los cuerpos de valor económico dispersados o concentrados por efectos tectónicos, o conocer la rigidez litológica del área en estudio para el emplazamiento de obras.

En minería, fundamentalmente nos interesa el efecto que produce el control estructural en la concentración (o dispersión) de los minerales y/o de los fluidos de interés económico (agua, gas, petróleo). Los yacimientos poseen cierta geometría y posición que obedece, en la mayoría de los casos, a una razón estructural.

Fundamentalmente nos referiremos a las estructuras de plegamiento y fallamiento.

Plegamiento: El plegamiento de las rocas afecta a las masas minerales que pueden contener las mismas. Es particularmente notable en los sedimentos y en los depósitos minerales interestratificados (como los de hierro y hulla). Pueden aparecer plegados en forma muy complicada. Con ello muchos depósitos pueden perder su importancia económica.

Los estratos mineralizados plegados, tienen que ser interpretados con el fin de establecer "*correlación entre depósitos*". Los plegamientos pueden interpretarse mejor cuando existen **capas** o **bancos guías** que permiten seguirlos en el terreno con mayor facilidad. Con la ayuda de perfiles geológicos se pueden visualizar bien estos problemas. Supongamos el siguiente ejemplo de la Figura 210:

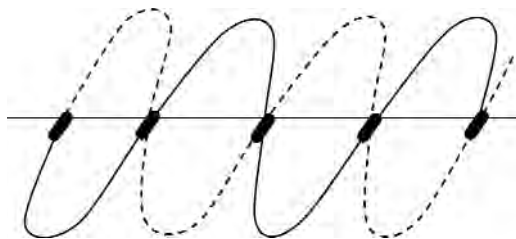


Figura 210. En el diagrama se hacen dos interpretaciones posibles para vincular los mantos mineralizados en profundidad. Una de las interpretaciones es la de línea continua y la otra la línea de trazos.

En este caso es importante saber cual es el sinclinal y cual el anticlinal; para ello, si no se observa la estructura en el campo se debe recurrir a la estratigrafía, o sea reconocer la edad de las capas, en donde las rocas más antiguas van a marcar el anticlinal erodado y las más jóvenes el sinclinal; o hacer observaciones en los estratos de estructuras sedimentarias indicadoras de techo y base del estrato. Esto es muy importante, pues conociendo la estructura se interpreta correctamente la geología y se

puede evitar, por ejemplo, una perforación en el anticlinal pues por debajo de él no se va a encontrar el estrato mineralizado.

Otro ejemplo es el de la Figura 211, supongamos que en el campo observamos los siguientes afloramientos (oscuros) que corresponden a rocas mineralizadas o sea que poseen interés económico. Para realizar la explotación es importante conocer el tipo y disposición de la estructura en el subsuelo para poder planificar la acción de explotación:

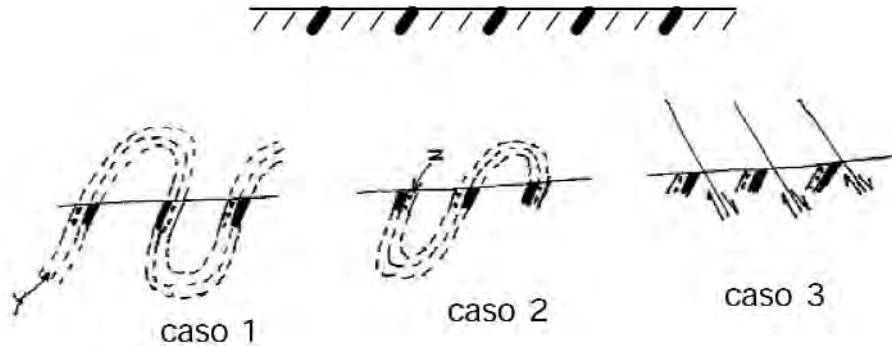


Figura 211. Estos afloramientos pueden ser resultado de por lo menos las tres siguientes estructuras (Para poder interpretarlas tenemos que conocer por lo menos un segundo estrato de referencia ubicado en el techo o la base de la capa a investigar):

- En el **caso 1** donde la capa **y** tiene rodados mineralizados del estrato a explotar, la solución es la estructura que se indica.
- En el **caso 2** donde el estrato **z** tiene rodados mineralizados en otra posición la solución de la estructura en el subsuelo es la que se indica.
- En el **caso 3** se deben buscar evidencias de fallas para justificar dicha solución, aunque la posición del estrato con clastos mineralizados sugiere de por sí las estructuras de fallamiento como indica el dibujo.

Si no se pueden aplicar estos criterios o el de estructuras sedimentarias que indiquen techo y base del estrato, se deben hacer perforaciones para la interpretación correcta, pero ello tiene un costo económico que si es posible se evita con la observación e interpretación de campo.

Otro ejemplo es el que muestra la Figura 212:

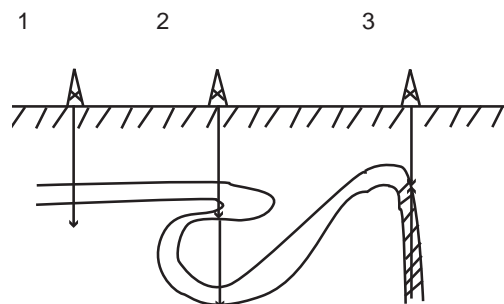


Figura 212. El esquema muestra la capa de interés económico, por ejemplo de carbón y los tres pozos que la alcanzan con resultados distintos que es muy importante analizar pues conduce a un serio error interpretativo de cómo es la estructura de interés.

Se debe tener cuidado; porque un muestreo por perforación en los tres casos pueden inducir a los siguientes errores de interpretación:

— Interpretación correcta (caso 1), se conoce la profundidad donde se encuentra el estrato mineralizado y el espesor del mismo.

— Se puede interpretar erróneamente la existencia de tres niveles mineralizados, (caso 2).

— Por inclinación del estrato se determina un espesor ficticio, (caso 3).

El plegamiento somete a los estratos mineralizados a tensiones y compresiones originando roturas o aplastamientos. Estos efectos pueden tener importancia económica en lo que hace a la explotación del yacimiento. Por ejemplo en un yacimiento sedimentario de hierro, el efecto de compresión sobre la roca mineralizada, hace que ésta sea fácilmente desmenuzable y se pueda extraer con un menor costo. De la misma manera estos efectos pueden malograr un yacimiento; por ejemplo el material que se extrae de una cantera para el uso de construcciones civiles (ripio, canto rodado para hormigón, placas para mesadas, etc.) por efecto de estas presiones pueden quedar debilitados (microfracturados) y por lo tanto pierden sus propiedades físicas para el fin que van a ser utilizados.

EJEMPLOS DE YACIMIENTOS VINCULADOS A PLEGAMIENTOS

En la explotación de hidrocarburos son clásicas las trampas anticlinales, Figura 213; caso de los yacimientos de Comodoro Rivadavia, Provincia del Chubut, los yacimientos de Salta y de Mendoza.

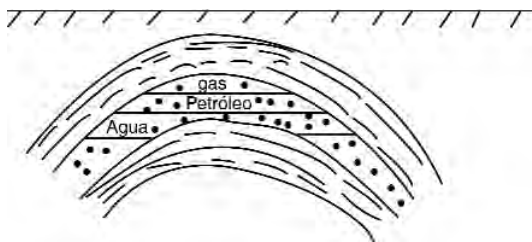


Figura 213. Trampa estructural de hidrocarburos. La capa de areniscas portadora está limitada en su techo y base por capas impermeables de pelitas. Los hidrocarburos y el agua migran de zonas de mayor presión a zonas de menor presión y se alojan en la trampa natural que es, en este caso, el anticlinal donde por razones gravimétricas (contraste de densidades) se separan de abajo hacia arriba el agua, el petróleo y el gas. Estas trampas son subterráneas y el geólogo por medio del conocimiento geológico regional y por estudios geofísicos (principalmente sísmica) debe indicar donde se realiza la perforación para la extracción de los hidrocarburos gaseoso y líquido.

En el yacimiento aurífero Bendigo (Australia) el oro se ubica en las crestas de los pliegues de acuerdo con la Figura 214.

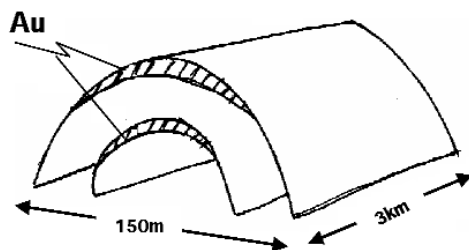


Figura 214. Trampa anticlinal de los fluidos portadores de la mineralización aurífera en Bendigo, Australia.

FALLAMIENTOS

Las fallas desempeñan un papel muy importante en la ubicación de yacimientos dado que sirven de conductos para las soluciones mineralizantes (caso de los yacimientos hidrotermales). Los efectos son: localizan la mineralización, producen repetición u omisión de estratos, desplazan las masas mineralizadas, sellan depósitos.

La mayor parte de los yacimientos están controlados por fallas. Las irregularidades del plano de falla son fundamentales para determinar posiciones de aberturas aptas para la deposición de minerales disueltos en fluidos hidrotermales, por ejemplo la zona mineralizada en rayado en la Figura 215. Se produce por el efecto del desvío producido por la reflexión de la falla en el estrato de referencia que posee características físicas distintas al resto (más competente). En el estrato, por los efectos de falla se generan tensiones que producen un volumen "vacío" donde se pueden emplazar fluidos hidrotermales de los cuales precipitan minerales de interés para el hombre. El mismo plano de falla (plano de debilidad estructural) es generalmente el conductor de los fluidos mineralizantes que provienen de zonas más profundas vinculadas, por ejemplo, a una cámara magmática.

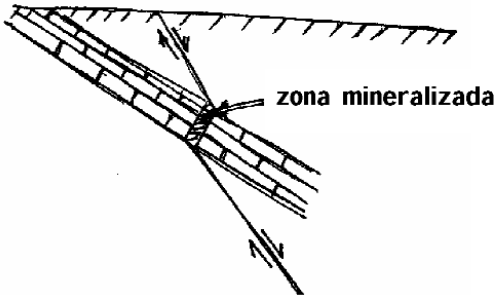
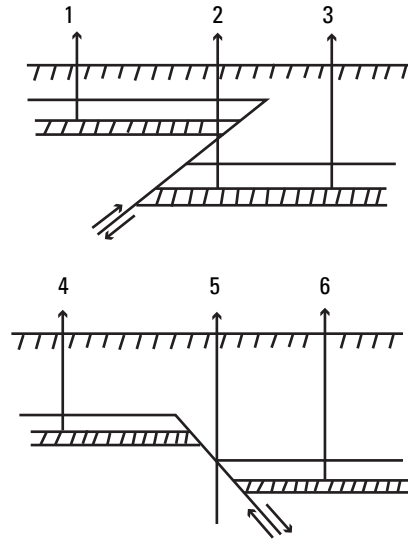


Figura 215. La falla directa cambia de rumbo cuando corta al estrato de caliza por efecto litológico. En ese lugar se genera espacio para que ante la eventual presencia de fluidos mineralizados se alojen ahí y generen un depósito de interés para el hombre.

Otros efectos notables de interés económico se ilustran a continuación en las figuras 216 y 217:



Figuras 216 y 217. Fallas inversa y directa, los efectos que producen en el terreno, mencionados anteriormente, son de mucho interés para el geólogo. Se toma como referencia el estrato marcado que puede ser un manto carbonífero de interés económico.

Las figuras 216 y 217 ilustran la importancia del conocimiento por parte del geólogo del tipo de estructuras, en este caso de fallamientos, que puede haber en el subsuelo. El geólogo puede deducir las fallas por conocimiento regional de la geología, apoyado por métodos geofísicos y a través de perforaciones. Suponiendo que el estrato rayado en ambas figuras posee interés científico o económico se analizan algunas de las posibilidades que pueden presentarse al geólogo. En el pozo 1 el geólogo determina a una cierta profundidad el estrato de interés. En el pozo 2 encuentra a la misma profundidad el estrato pero por efecto de falla el mismo estrato se encuentra más abajo, si el geólogo ignora el efecto de falla puede perder la posibilidad, por ejemplo, de explotación del segundo nivel generado por el efecto de falla. En el pozo 3 cuando se llega a la profundidad donde en el del pozo 1 había encontrado el nivel de interés y no lo encuentra debido al efecto de falla, el geólogo puede ordenar seguir perforando si sospecha que por efecto de falla el nivel de interés se halla más abajo o si ignora el efecto de falla se pierde la

oportunidad de encontrarlo, como indica la figura. El pozo 4 encuentra el nivel de interés a la misma profundidad del pozo 1. El pozo 5, por el efecto de falla, omisión estratigráfica, nunca va a encontrar el nivel de referencia. El pozo 6 al llegar a la profundidad donde los pozos 1 y 4 encontraron el nivel no lo hallan y por desconocimiento del efecto de falla (bloque hundido) se puede suspender la perforación perdiéndose de encontrarlo a mayor profundidad como lo indica la figura.

Otras estructuras de interés son las **diaclasas** que pueden estar mineralizadas y los **diapiros** o **domos salinos** que son estructuras de flujo, similares a las intrusiones ígneas en cuanto a los efectos mecánicos producidos en las capas suprayacentes a las cuales afecta con estructuras de fallamiento y plegamiento simultáneamente. Estas estructuras pueden ser grandes reservorios de petróleo y producen también Na, K y S, y son conocidas en México, USA, Rumania, Alemania, etc.

IMPORTANCIA DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL EN OBRAS CIVILES

En la fundación de obras civiles siempre tiene que haber un asesoramiento geológico en lo que se refiere a la estructura y litología del área donde se va a apoyar la obra. Una serie de ejemplos muestran la importancia del estudio geológico.

En la Figura 218 la construcción de túneles y caminos en terrenos montañosos es fundamental conocer la litología y las estructuras que afectan al terreno. En cuanto a la estructura se aprecia inclusive intuitivamente, cual de ellas es la más segura. En el caso que la obra se deba hacer en la situación menos favorable, los ingenieros deben tomar las medidas suficientes para que ésta sea segura y no se generen derrumbes peligrosos. En este último caso se deben considerar los costos de la estabilización de la pendiente.



Figura 218. Casos A y B de condiciones favorable y desfavorable respectivamente en la construcción de túneles y caminos de montaña.

Por ejemplo para saber sobre la estabilidad de la obra es fundamental conocer el estado de la litología (tipo de litología y grado de alteración) y la estructura que afecta a esa litología. En el caso B, Figura 218, los esfuerzos de tracción (flecha) actúan de acuerdo a la estructura de estratificación (o diaclasamiento, o esquistosidad o fallamiento) en el mismo sentido de la pendiente topográfica, o sea tiende a desplazar el eje del túnel o el del camino hacia la

caída, haciendo inestable a la obra; el ingeniero debe tomar recaudos adicionales para poder solucionar el problema de inestabilidad que ofrece estas condiciones estructurales. Mientras que en el caso A las mismas estructuras pero con inclinación hacia adentro de la montaña genera una situación de mayor estabilidad dado que los esfuerzos de tracción actúan en contra de la pendiente del terreno (flecha); por lo tanto esta última situación es favorable

estructuralmente a la obra. La Figura 219 muestra el caso general donde ambos planos de sisa están presentes y los ingenieros deben tomar los recaudos para hacer segura la obra, en este caso deben prestar mayor atención sobre las fracturas que poseen pendiente sub-paralela a la pendiente del terreno.

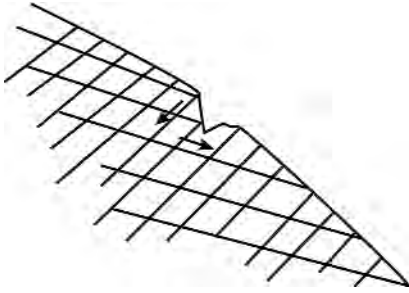


Figura 219. Juegos favorables y desfavorables de fracturas de sisa para la construcción de caminos de montaña.

Un problema, que se va a volver a citar en el próximo capítulo, común en este tipo de construcciones es la inestabilidad del material detrítico acumulado en la ladera de la montaña. Por gravedad dicho material tiende a bajar en forma lenta o rápida, según las características climáticas y geológicas, cortando las obras camineras, accidentes muy comunes en el Noroeste argentino. Los geomorfólogos son los encargados de evaluar estos riesgos y el ingeniero es la persona que debe solucionar el problema por medio de limpieza, fijación y/o construcción de defensas que eviten la remoción en masa.

En el caso de fundación de diques, Figura 220, es muy importante el estudio estructural, no solo para el estabilidad de la pantalla (represa) sino por las pérdidas de agua que se pueden producir por fallas y diaclasas paralelas al curso del río embalsado (Caso del dique Los Sauces en La Rioja que no puede embalsar agua debido a la pérdida a través de diaclasas).

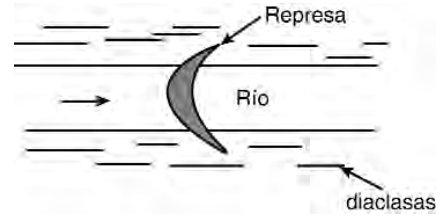


Figura 220. Diaclasas que deben de ser selladas en el embalse para evitar que el agua se escape.

En el caso de la construcción de puentes se plantea el mismo problema que el de los del túnel y camino de cornisa visto más arriba. El dibujo, Figura 221, muestra dos condiciones elegidas, una estable (A) y la otra (B), debido a la inclinación de los estratos (diaclasas, fallas, esquistosidad) como inestable. En este último caso los ingenieros, por consejo geológico, deberán tomar las medidas del caso para evitar un accidente.

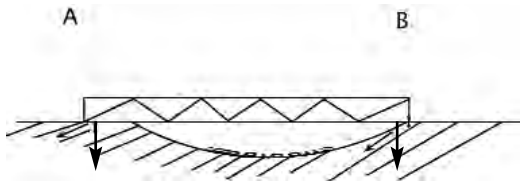


Figura 221. Apoyos de un puente, en A el apoyo es estable ya que los esfuerzos de sisa (flecha) se desplazan terreno adentro, mientras que el apoyo B es inestable pues el terreno tenderá a ceder.

Estos ejemplos muestran la importancia que tiene para el ingeniero poseer el conocimiento geológico suficiente para hacer la consulta al geólogo respecto de la estabilidad del lugar donde se va a apoyar la obra. El Ingeniero debe tener conocimientos básicos de geología para hacer las consultas del caso al Geólogo especializado en Geología Aplicada quién es el que va a realizar los estudios sobre los materiales y la geología del terreno en que se va a fundar una obra. Ambos profesionales deben manejar la terminología técnica suficiente de ambas disciplinas (el Ingeniero de geología y el Geólogo de ingeniería) para que el entendimiento sea fructífero.

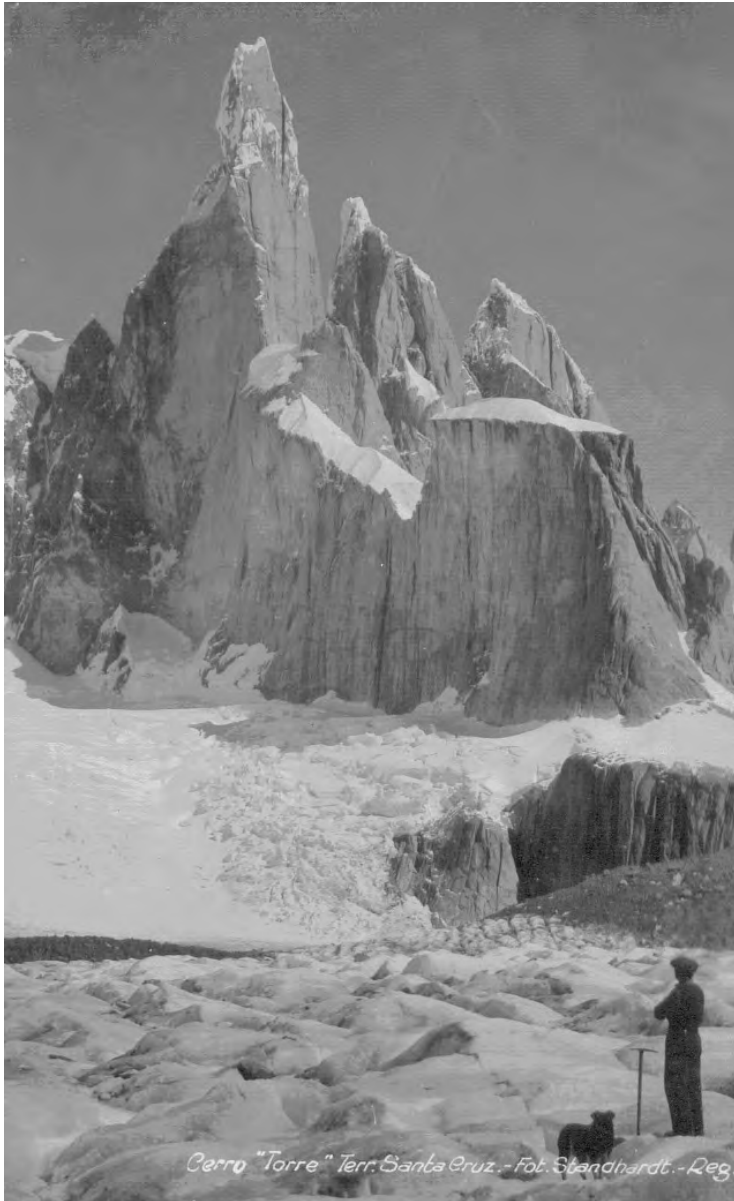


Figura 222. Cerro Torre (3128 msnm), paredes S y E, Provincia de Santa Cruz. La fotografía muestra parte del Granito del Cerro Fitz Roy. Dicho plutón de edad Mioceno (18 ± 3 Ma) que se halla intruído en vulcanitas Jurásicas y sedimentitas Cretácicas se formó a una profundidad de unos 2000 metros. La orogenia andina produjo el levantamiento y posteriormente la combinación de la erosión fluvial y especialmente la erosión glacial generó este grandioso paisaje típicamente glaciar. En la fotografía aparecen también la Torre Egger, el Cerro Standhardt (la fotografía es de Standhardt quién aparece con su perro en la parte inferior derecha) y adelante el Cerro Mocho.

El término **geomorfología** proviene de las raíces griegas **geo** = tierra, **morfo** = forma y **logos** = tratado, o sea **tratado de las formas del relieve terrestre**; de donde el objeto fundamental de la geomorfología es el estudio de las formas del relieve terrestre, tanto continental como submarino. Otra de las disciplinas que cultiva el hombre y que no debe confundirse con la geomorfología es la **geodesia** que estudia la forma del planeta y se encarga de las mediciones geográficas de precisión.

La interacción de la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera generan el relieve terrestre, el fenómeno es dinámico y en él se reconocen que actúan los denominados agentes y procesos geomórficos. Las fuentes energéticas, que ya fueron mencionadas, corresponden a la **exógena**, donde la actividad solar es fundamental, y que interviene principalmente sobre la dinámica de la atmósfera e hidrosfera y la **endógena**, producto, principalmente del calor residual y de la radioactividad, generadora principalmente de las elevaciones, depresiones, del movimiento de la corteza terrestre (desplazamiento de placas) y del vulcanismo con sus característicos aparatos (volcanes) que modelan también el relieve.

Por todo ello el aspecto geográfico del planeta debe de ser visto como un fenómeno dinámico, cambiante, a lo largo de los tiempos geológicos, donde la unidad de tiempo se puede considerar el millón de años, en el

cual no puede ser eludida, para su comprensión, la actividad geológica.

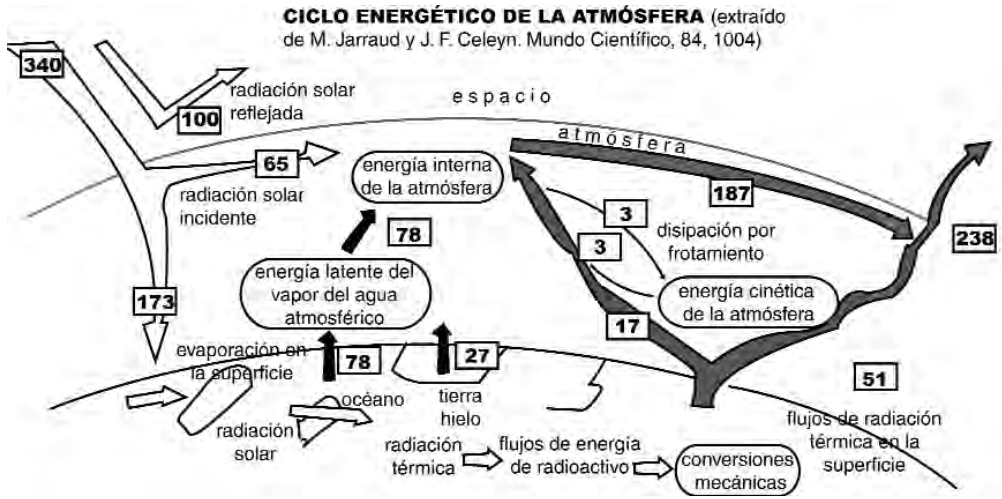
AGENTES Y PROCESOS GEOMÓRFICOS

Los **procesos geomórficos** son todos los cambios físicos y químicos que determinan una modificación de la forma superficial de la Tierra.

Agente o **acción geomórfica** es cualquier medio natural capaz de obtener y transportar materia de la tierra, p.e. el agua, los glaciares, el viento, las mareas, etcétera. Estos agentes y los procesos por ellos realizados tienen lugar en el exterior de la corteza terrestre y por ello se los denomina **exógenos**, en oposición a los **endógenos** que tienen origen en el interior del planeta (magmatismo, diastrófismo, metamorfismo).

Normalmente los procesos endógenos son constructivos de las formas del relieve terrestre, mientras que los exógenos son destructivos (estos conceptos son relativos ya que por ejemplo un río que en su accionar erosivo, destruye formas preexistentes, puede construir terrazas fluviales).

Bajo el punto de vista geomorfológico, en todos estos procesos, se tiene en cuenta la posterior erosión y el relieve "final" característico cuya fuente energética principal es la solar que mueve la hidrosfera y la atmósfera sobre la litosfera. La Figura 223 muestra el ciclo energético de la atmósfera.



Solamente el 1% del ciclo energético (radiación solar recibida - energía del sistema tierra - atmósfera - océano - radiación térmica emitida) participa de la dinámica atmosférica. Las flechas representan los diversos flujos de energía. Toda la energía (340 W/m²) procede del Sol en forma de radiación y una parte es reflejada directamente, el resto de la energía sirve para calentar la atmósfera y el suelo, así como para crear energía cinética que luego se disipa por fricción. Los intercambios suelo - atmósfera se hacen de tres maneras distintas: a) por radiación térmica; b) por conducción calorífica y c) por evaporación en superficie seguido de condensación nubosa. Finalmente la emisión hacia el espacio de radiación térmica cierra el ciclo.

Figura 223. Ciclo Energético de la Atmósfera.

Dentro de los procesos exógenos debemos tener en cuenta que la mayoría de los agentes geomórficos se originan dentro de la atmósfera terrestre y están regidos por la fuerza de la gravedad y la fuente de energía motora principal es el Sol. En este ambiente ocurren procesos **gradacionales** que son aquellos que tienden a llevar a la superficie terrestre a un nivel común.

La **gradación**, Figura 224, involucra los conceptos de **agradación** o depositación de materiales que efectúa un agente geomórfico (Nivela hacia arriba), la **degradación** o rebajamiento general del relieve por un agente geomórfico (Nivela hacia abajo) y la **progradación** que es el avance frontal y/o lateral de la sedimentación producida en la degradación y conducida hacia la agradación, tendiendo todos estos procesos a la nivelación de la superficie terrestre.

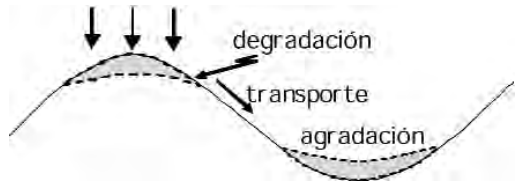


Figura 224. Representación esquemática de los procesos gradacionales en la naturaleza. Tienden a nivelar el relieve terrestre. Las flechas verticales indican las precipitaciones. La flecha oblicua indica el flujo del agua que transporta los materiales sedimentarios hacia la cuenca sedimentaria donde se produce la agradación.

De no mediar los fenómenos endógenos, creadores de formas de relieve (p.e. las montañas) los efectos exógenos habrían nivelado la superficie del planeta, de tal manera que el paisaje que vemos, tanto subaéreo como subacuático son el resultado del equilibrio entre la acción endógena y la exógena.

La Luna posee su propio paisaje, distinto al de la Tierra. La actividad endógena de nuestro satélite, hoy en día, prácticamente no existe o está muy disminuida comparada con la de la

Tierra, en lo principal se ve una paisaje de cráteres producidos por impacto meteorítico y “mares” o llanuras de derrames lávicos basálticos de una época. La falta de una hidrosfera y atmósfera hizo que el paisaje en ambos cuerpos celestes sea distinto. De haber existido una hidrosfera en la Luna hubiera erodado el paisaje de cráteres y generado un paisaje fluvial y de cuerpos de agua como en nuestro Planeta. A la inversa si en la Tierra no hubieran existido la hidrosfera y la atmósfera el paisaje sería del tipo de la Luna.

Una mejor comparación de la Tierra se puede hacer con Venus que posee una masa y tamaño semejantes. En Venus no hay hidrosfera, o es muy tenue, la atmósfera es principalmente de CO_2 que ejerce una presión en la superficie del orden de 90 atmósferas terrestres y la temperatura media en la superficie es del orden de los 500°C . En Venus predomina el paisaje de grandes “mares” producidos por derrames basálticos, paisajes de cráteres de impacto meteorítico, aparatos volcánicos y zonas elevadas, cuya explicación aún no es muy clara, aunque hay quienes las interpretan como áreas del tipo continental evocando una tectónica de placas al estilo terrestre ya abortada. No debemos olvidar que si en la Tierra pudiéramos sacar la hidrosfera, el fondo oceánico (aproximadamente el 75% de la superficie terrestre) es de composición basáltica cubierta con una fina película de sedimentos constituido por polvo meteórico, cenizas de origen volcánico y restos de esqueletos de microorganismos. De tal manera que las mayores diferencias geomórficas entre estos cuerpos la hace el accionar de la hidrosfera con la ayuda de la atmósfera alimentadora del ciclo hídrico, principalmente en las áreas continentales por medio del denominado ciclo fluvial. En Venus interviene la acción eólica generando depósitos de sedimentos del tipo de las dunas o médanos y los fenómenos gravitacionales de remoción en masa, aparte de los impactos meteoríticos y el de derrames lávicos que están presentes también en nuestro Planeta.

El planeta Marte se piensa que tuvo en un tiempo una hidrosfera que a través de un ciclo fluvial generó una red de drenaje con características similares a lo que se observa en la Tierra, luego esa hidrosfera líquida desapareció, parte fue retenida en uno de sus polos en

forma de hielo combinado con CO_2 sólido, y se frenó la acción fluvial, continuando la acción eólica y de remoción en masa con sus formas erosivas y deposicionales características y las propias de impacto meteorítico.

Cada agente geomórfico labra en el terreno características que les son propias, por ejemplo el diseño de un corte transversal de un valle construido por un río tiene normalmente forma de V contrastando con un valle labrado por un glaciar que presenta un perfil transversal en forma de U.

En todos estos procesos se debe tener en cuenta, también, la estructura geológica del terreno, ya que ésta es un factor importante de control de la evolución de las formas del relieve. La litología y el clima son otros de los factores importantes en la modelación del relieve.

Supongamos un ambiente fluvial donde las constantes son: el flujo, la temperatura, el pH, el potencial redox del agua y la pendiente del terreno, y dicho río circula primero sobre una masa rocosa granítica y luego lo hace sobre areniscas no muy diagenizadas. Los efectos erosivos van a ser distintos o sea que la velocidad de erosión en ambas litologías va a ser distinta. Supongamos ahora que cambia la temperatura (por variación del clima), el poder de disolución del agua va a cambiar y por lo tanto la mayor o menor alteración de la roca (que es la que va a facilitar la mayor o menor erosión de la misma) va a depender de la composición mineralógica o química.

Estas variables, entre las que hay que incluir el tiempo en que transcurre la acción geomórfica, son las responsables de los distintos relieves terrestres como vamos a especificar a continuación.

ACCIÓN GEOMÓRFICA DE REMOCIÓN EN MASA O DESPLAZAMIENTO GRAVITATIVO

En este tipo de acción geomórfica la gravedad es la responsable fundamental. Se reconocen dos tipos de flujos el lento y el rápido.

Dentro de los flujos lentos se reconocen la reptación (movimientos lentos cuesta abajo, no perceptibles, de suelos y detritos) y la soliflucción (masa de detritos y/o suelos saturados en agua fluyen cuesta abajo).

Dentro de los flujos rápidos se reconocen: las corrientes de barro (material fino y grueso embebido en agua que fluye cuesta abajo en forma rápida) conocidos por sus efectos destructivos en todo el noroeste argentino, derrumbes de detritos (flujo laminar del terreno cuesta abajo en pendientes empinadas), deslizamientos y hundimientos.

Dentro de la remoción en masa son importantes los fenómenos de asentamientos, Figura 225, que se desarrollan en laderas con pendientes desestabilizadas donde un bloque de dicha pendiente se asienta por medio de una falla gravitacional.

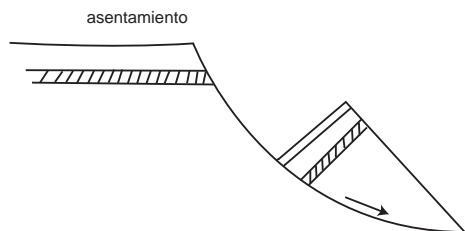


Figura 225. Asentamiento, el bloque de la derecha descendió por causas gravitacionales.

El conocimiento de la existencia de este tipo de fenómenos es muy importante para el hombre ya que puede prevenir accidentes o catástrofes en aquellos lugares donde hace construcciones tanto de vivienda como diques, centrales nucleares, etcétera. Dicho de otra manera cuando el hombre va a realizar una obra debe hacer los estudios, en este caso geomorfológicos, para prevención de eventuales accidentes. El pueblo Punta Balastro, en la provincia de Catamarca, fue casi sepultado completamente en una noche por un torrente de barro. Dicho torrente fue provocado por lluvias cuya agua actuó de lubricante en los sedimentos apoyados sobre una pendiente no muy abrupta que tomó movimiento y avanzó hacia

el pueblo. Hoy en día, al atravesar el pueblo por la Ruta Nacional 40 se pueden ver las casas del pueblo cubiertas de sedimentos casi hasta el dintel de las puertas.

ACCIÓN GEOMÓRFICA FLUVIAL

El agua corriente es el agente más efectivo de los procesos gradacionales. Los ríos normalmente transportan al mar el producto de la meteorización. Los procesos de meteorización y erosión actúan normalmente juntos y en ellos el agua juega un papel preponderante.

El efecto final resultante de una corriente de agua es la acumulación de sedimentos y la elaboración de un relieve característico. En dicho efecto han actuado previamente, como se vio en el capítulo de las rocas sedimentarias, la **meteorización** (alteración de la roca "in situ" por acción de agentes físicos y químicos), **erosión** (arranque de los materiales y su entrega al medio de transporte), el **transporte** y la **depositación**.

En la Figura 226 se indica un río meandriforme y se muestra su perfil transversal AB. La corriente de agua se señala con las flechas y en el perfil transversal se aprecia que el flujo álcuo produce simultáneamente erosión en la parte externa (B) del meandro y acumulación de sedimentos en la interna (A) provocando ello una asimetría en el perfil transversal del río. La figura es una imagen estática del fenómeno, está en la imaginación del lector tratar de verlo dinámicamente, que es como trabaja realmente un río.

El término meandro deriva, de la época del Imperio Romano, del nombre del río Meandro en Troya, Turquía, que se caracteriza por dichas curvaturas en su curso antes de desembocar al Mar Mediterráneo.

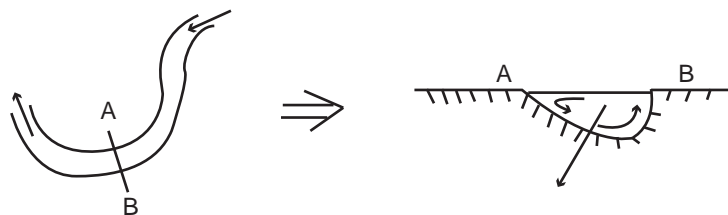


Figura 226. Dibujo en planta y perfil transversal, indicado como AB, de un río con meandros. Las flechas indican el sentido del flujo álcuo.

Meandros (extraído de P.S. Stevens, Patrones y pautas en la Naturaleza. BCS55, 1986).

¿Por qué fluye un río dibujando meandros (formas sinusoidales)?

El declive, por supuesto, determina el sentido de flujo de un río. En una suave pendiente el agua no circula cuesta abajo en línea recta, sino que gira a uno y otro lado como un esquiador bajando la montaña. Estos giros son regulares y son independientes de los cambios topográficos. Las curvaturas (meandros) son partes de elipses (no son arcos circulares, parabólicos o sinusoidales) pues presentan la menor variación posible en dirección de su curvatura.

Los meandros se producen tanto en los ríos grandes como en los pequeños guardando los mismos diseños y proporciones. El hidrólogo L.B. Leopold determinó, con el estudio de distintas cuencas hídricas, que:

1.- ningún río presenta tramos rectos que superen longitudes mayores a 10 veces el ancho del cauce.

2.- el radio de curvatura es casi siempre igual a dos o tres veces la anchura.

3.- la "longitud de onda" (distancia comprendida entre puntos análogos de curvas similares) es de 7 a 10 veces la anchura.

De tal manera que los ríos fluyen generando diseños uniformes a pesar de las grandes diferencias en tamaño que pueda haber entre ellos.

Se pueden proponer tres modelos que explique porque se producen este diseño regular:

Primer modelo: llamado modelo mecánico (descrito por A. Einstein), está relacionado con la fuerza centrífuga. Supone que cualquier irregularidad del terreno genera la primera curva, espontáneamente comienza a actuar la fuerza centrífuga generando una mayor erosión en la parte cóncava de la curva (esto es conocido por los constructores de rutas que para evitar o corregir los efectos de la fuerza centrífuga en una curva diseñan y construyen la ruta con peralte). Debido a la fricción del agua

con las paredes y fondo del cauce el río en esa zona pierde velocidad lo cual produce una corriente transversal hacia la orilla cóncava que luego circula por el fondo en dirección opuesta (ver figura) de tal manera que se establece una corriente circular perpendicular al sentido en que fluye el río (la corriente asciende por el fondo más lentamente debido a la fricción con éste).

Este mecanismo genera una sección asimétrica del cauce con una mayor erosión en la parte cóncava. En ocasiones la fuerza de gravedad hace que el río siga un curso recto para luego volver a torcerlo generando otro meandro de diseño inverso al anterior (para respetar la pendiente por efectos de la gravedad, sino tendría que subir la pendiente, lo cual contradice el principio de caída de los cuerpos) y así sucesivamente se genera el diseño del curso.

Segundo modelo: se basa en la consideración del gasto, en forma uniforme, de la energía potencial del agua. La erosión hace que las curvas sean suaves y uniformes, sin cambios bruscos en su dirección. Ello minimiza la erosión, de forma que el río genera un trabajo lo más reducido posible, con el menor gasto energético de la misma manera que lo hace un esquiador al descender por la pista de nieve (gasta su energía potencial en energía cinética en el mayor tiempo posible). En las nacientes de los ríos de montañas, donde hay mucha pendiente, no se suelen desarrollar meandros, la energía se pierde en forma de calor con el roce de las moléculas de agua en los remolinos y rápidos (turbulencias), mientras que saliendo de la montaña o en los amplios valles la energía se disipa en forma de meandros.

Tercer modelo: se basa en el análisis de las líneas de un río en términos de aleatoridad y probabilidad. H. von Shelling, de la General Electric, demostró la regla general de que cualquier línea de una longitud dada que se alarga entre dos puntos fijos es muy probable que adopte la forma de un meandro (aquí está implícito el meandro como uno de los mecanismos que alarga el curso de un río). En sus modelos matemáticos Shilling encontró que sus meandros tenían un diseño similar a los meandros fluviales.

Un río posee energía potencial adquirida en las partes altas de la cuenca donde el agua se acumuló por precipitación líquida o sólida (nieve), que por gravitación desciende y la energía potencial acumulada se transforma en energía cinética que se va gastando gradualmente en los procesos de erosión y acumulación. En estos últimos procesos es donde se desarrollan las formas que caracterizan al ciclo fluvial.

ellas citamos:

Valles: son formas de relieve negativas, labradas por aguas corrientes, de tamaño y aspectos variables, ocupados por ríos permanentes o temporarios.

En el desarrollo de un valle fluvial actúan tres procesos:

Profundización: existe predominio de la erosión vertical sobre la lateral.

Ensanchamiento: existe predominio de erosión lateral.

FORMAS DEL RELIEVE FLUVIAL

Los ríos desarrollan formas erosivas y cumulativas que les son características, entre

Alargamiento: Figura 227, producido por erosión retrocedente (1), meandros (2) o avance de sus terminales (3) (ascenso o descenso del terreno).

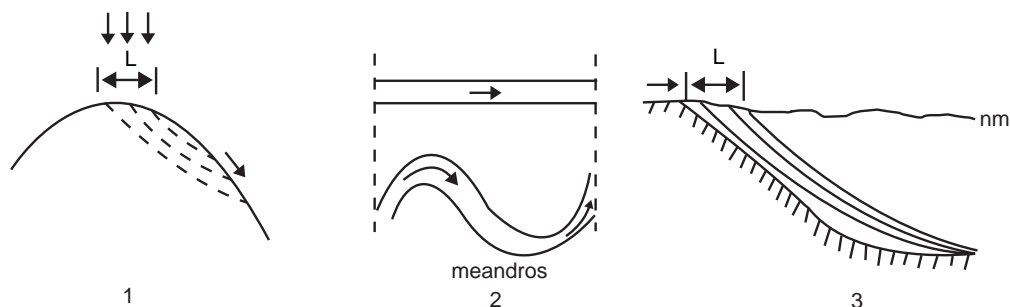


Figura 227. Tres casos de alargamiento del curso de un río. Erosión retrocedente (1), meandros (2) y desembocadura en un cuerpo de agua con la formación de un delta (3)

La profundización de un valle tiene un límite inferior, por debajo del cual el río no puede erodar más, llamado **nivel de base**. Existen dos tipos de nivel de base, uno "**permanente**" que es el nivel del mar (cuencas exorreicas), nivel teórico donde ningún río puede erodar por debajo de él, y el otro tipo son los **temporarios** o **locales** (cuencas endorreicas), dados por lagos o lagunas que actúan como nivel de base para las áreas que se hallan por encima de ellos (caso de Mar Chiquita en la Provincia de Córdoba).

Un **río equilibrado** es aquel cuyo gradiente es ajustado, durante un tiempo determinado, para proveer la velocidad justa que requiere el transporte de la carga prevista por la red de avenamiento.

Clasificación genética de valles y ríos, Figura 228:

Valle Consecuente: es aquel cuyo curso fue determinado por la pendiente inicial del terreno.

Valle Subsecuente: es aquel cuyo curso se ha desplazado a zonas con rocas más fácilmente erosionables. En general se ajusta a la estructura del terreno, siguiendo el rumbo de los estratos, y por ello se los suele denominar **valles de rumbo**.

Valle insecuente: es aquel cuyo curso está regido por factores no determinables (en general están en zonas de litologías homogéneas).

Valle obsecuente: es aquel que desagua en dirección opuesta al valle consecuente original.

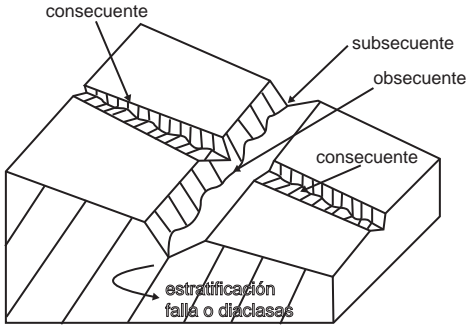
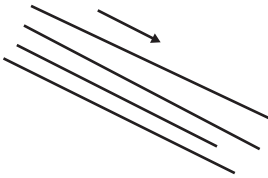


Figura 228. Block diagrama en dónde se muestran los valles consecuentes, subsecuentes y obsecuentes.

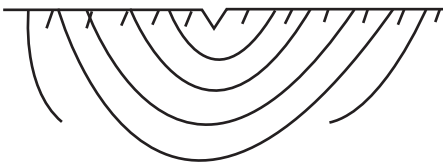
CLASIFICACIÓN DE LOS VALLES DE ACUERDO A LA ESTRUCTURA DE CONTROL



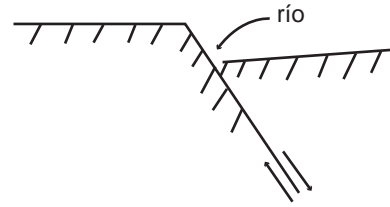
Valle monoclinical u homoclinical, Figura 229: sigue el plano de inclinación de un estrato. Por lo general son obsecuentes.



Valle anticlinal, Figura 230: siguen ejes anticlinales.

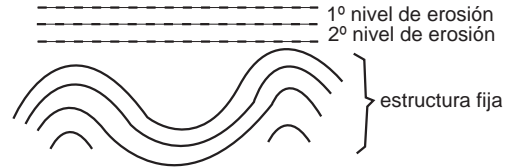


Valle sinclinal, Figura 231: siguen ejes sinclinales.

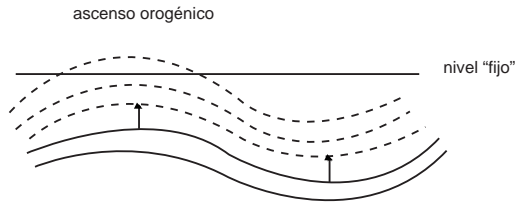


Valle de falla, Figura 232: valles que son controlados por líneas de fallas.

Valles transversales a una estructura (Figura 233 y 234).



valles sobreimpuestos, Figura 233: cortan una estructura antecedente al valle, o sea, a medida que el río erosiona va "serruchando" la estructura sepultada (el eje del valle es paralelo al plano de la figura).



valle antecedente, Figura 234: El eje del valle es paralelo al plano del dibujo. Este tipo de valle es anterior a la estructura y por elevación del terreno el valle atraviesa la nueva estructura ascendente por efectos de la tectónica.

En la Figura 234 se hallan involucrados dos movimientos, uno corresponde al descenso del nivel del fondo del valle por los efectos de la erosión fluvial, y el otro al ascenso orogénico provocado por la tectónica e indicado por las flechas. Por conveniencia se toma el nivel del fondo del valle como "fijo". Lo que sucede en realidad es que el ascenso tectónico es más rápido que el descenso erosivo.

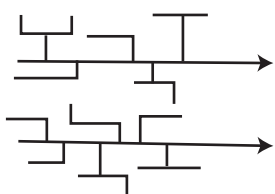
DISEÑO DE AVENAMIENTO Y SU SIGNIFICADO

El diseño de avenamiento se refiere a la trama particular que forman en conjunto los cursos de los ríos, reflejando factores tales como litología, estructura, etcétera. Estos diseños son de gran ayuda para la interpretación de los caracteres geomórficos.

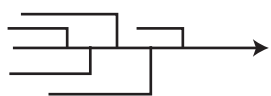
Tipos de diseño:



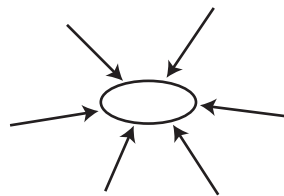
Dendrítico, Figura 235: ocurre en rocas de resistencia uniforme, homogéneas, marca una falta de control estructural. Son frecuentes en rocas sedimentarias casi horizontales y en rocas ígneas.



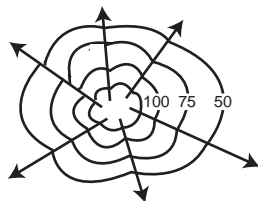
Enrejado o reticulado, Figura 236: muestra un sistema de ríos subparalelos, generalmente alineados a lo largo del rumbo. Los ríos tributarios están casi en ángulo recto con el colector principal. Indica control por medio de estructuras.



Rectangular, Figura 237: tanto el curso principal como los tributarios muestran recodos en ángulo recto. Refleja control estructural por fallas o diaclasas.



Centrípeto, Figura 238: de carácter más local que los anteriores, muestra líneas de que convergen hacia una depresión central (sumideros, cráteres, etc.).



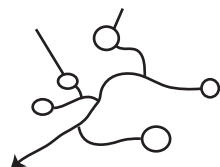
Radial o centrífugo, Figura 239: está constituido por ríos que divergen de un terreno central elevado (domos, conos volcánicos, etc.).



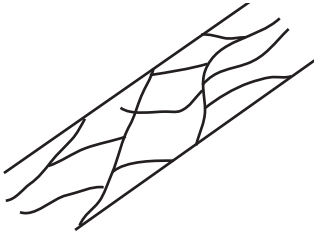
Paralelo, Figura 240: está dado por cursos de ríos paralelos o aproximadamente paralelos. Refleja un control estructural.



Anular, Figura 241: puede encontrarse alrededor de domos o volcanes.



Anárquico, Figura 242: diseño con total falta de control propio de ambiente "recién" desglazado.



Anastomosado, Figura 243: se genera en llanuras aluviales de rodados gruesos.

DISEÑO DEL DRENAJE

El ingeniero R.E.Horton diseñó un método de análisis para los sistemas fluviales que más tarde fue modificado por A.N. Strahler.

El método consiste en dividir una red de drenaje en cursos de distintos ordenes de acuerdo con la regla de que un curso de orden superior sólo puede ser alimentado por otros de orden inferior, de tal manera que un curso de primer orden no recibe afluente alguno, uno de segundo orden sólo recibe cursos de primer orden, o sea se forma de la unión de dos de primer orden; uno de tercer orden se forma de la unión de dos de segundo orden que a su vez se forma de dos de primer orden, y así sucesivamente. En las cuencas fluviales reales, los cursos de un orden dado resultan ser de tres a cinco veces, más numerosos que los del orden que les sigue. O sea que en un sistema determinado los cursos de primer orden son unas cuatro veces más comunes que los de orden dos, los cuales a su vez son cuatro veces más numerosos que los de orden tres.

Los cursos de orden superior tienden a ser más largos. Este hecho permite a los hidrogeólogos estimar las longitudes totales de todos los cursos de una determinada cuenca, de tal manera que con estos cálculos se estimó para el territorio de USA una red de drenaje de 5.200.000 km. Al mismo tiempo Horton descubrió que el área de drenaje estaba relacionada con el orden del curso y que la longitud del cauce de un río principal (L) es, por término medio, 1,4 veces el área de drenaje (A) efectiva, elevada a la 2/3:

$$L=1,4 A^{2/3}$$

En las cuencas hidrográficas reales el factor 1,4 varía entre 1 y 2,5 y el exponente entre 0,6 y 0,7.

El exponente 2/3 de la fórmula empírica revela más datos acerca de la forma de los ríos. Por ejemplo si fuera 1/2, es decir que si la longitud del sistema fluvial fuera la raíz cuadrada de su área de drenaje la forma de la cuenca sería idéntica tanto para ríos pequeños como grandes. Un exponente superior como 2/3 indica que la cuenca de un río grande tiende a ser larga y estrecha, mientras que la de uno pequeño será corta y ancha.

Por lo tanto un cambio de tamaño va acompañado por un cambio en la forma. Las nervaduras de una hoja muestran un cambio semejante ya que las hojas más grandes tienden a ser más alargadas.

Terrazas: Las terrazas de los ríos son superficies topográficas que indican niveles anteriores del piso del valle.

Pueden ser restos de llanuras anteriores, en este caso tendríamos **terrazas aluviales** o de **acumulación**, algunas pueden estar labradas sobre la roca desnuda con poco o nada de aluvión, en este caso se les denomina **terrazas de erosión**. Las **terrazas estructurales**, Figura 244, son aquellas en las que la superficie de la terraza coincide con un plano estratigráfico.

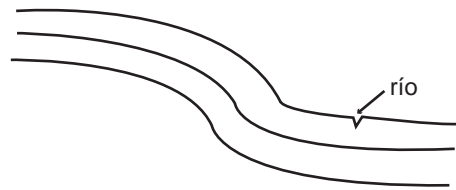


Figura 244. El río recorre una terraza estructural en sentido perpendicular al dibujo.

Las terrazas de erosión como las de acumulación pueden ser **cíclicas** o **acíclicas**; las cíclicas, Figura 245, son terrazas de a pares o sea que los remanentes en ambas laderas tienen la misma altitud, eso significa que el valle se fue profundizando por períodos, mientras que la

erosión lateral fue continua. Las terrazas acíclicas, Figura 246, son impares o sea que no se corresponden en altitud de uno y otro lado del valle, denotan que hubo excavación continua junto con la erosión lateral.



Figura 245. Perfil transversal de un río con terrazas cíclicas. Los niveles de terrazas se corresponden a ambos lados del valle.

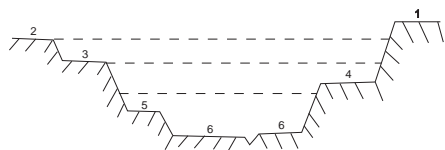


Figura 246. Perfil transversal de un río con terrazas acíclicas. Los niveles de terrazas no se corresponden en ambas laderas del valle.

La Figura 247 muestra el mismo río en el mismo lugar en dos tiempos diferentes, el dibujado con línea llena es el recorrido actual y el dibujado con línea de trazos es el futuro curso que va a erodar en un nivel más bajo de acuerdo al gráfico adjunto donde se representa la altura *vs.* distancia recorrida.

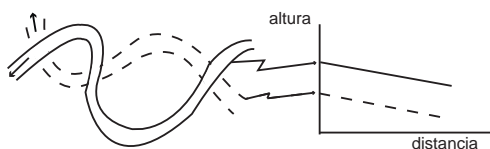


Figura 247. Esquema de la variación del curso de un río en el mismo lugar y en tiempos diferentes.

Un río, en su accionar, ejerce, de acuerdo con la interpretación de los geomorfólogos, dos tipos de erosiones, una la **erosión vertical**, que profundiza el valle y la otra la **erosión lateral** que ensancha el mismo valle. Ambos tipos de erosión ocurren simultáneamente y es producto del trabajo producido en el pasaje de la energía potencial a energía cinética que se va

gastando en producir principalmente erosión (vertical y lateral). En la parte inicial del curso del río domina la erosión vertical sobre la lateral (los valles son más profundos y menos anchos) mientras que en su parte distal domina la erosión lateral sobre la vertical (ver Figura 249). El material producido por erosión luego se acumula generando los depósitos fluviales.

ACUMULACIÓN FLUVIAL

La causa fundamental de la acumulación fluvial es la pérdida del poder de transporte del río, la misma puede ser provocada por:

a) **Disminución de la velocidad de flujo:** producida por diversos factores tales como la disminución del gradiente del lecho, cambios en la configuración del valle, obstrucciones, disminución del caudal, etcétera.

b) **Cesación de flujo:** por entrar el curso en cuerpos fijos de agua, tales como mares, lagos, etcétera.

c) **Carga excesiva:** por la gran cantidad de material aportado por los tributarios, etcétera.

FORMAS DE RELIEVE

Se entiende por **aluvio** a los depósitos sedimentarios generados por la acción fluvial; mientras que **coluvio** son los depósitos de pie de monte generados fundamentalmente por la acción de la gravedad.

Planicie o llanura aluvial: producto principal de la acumulación fluvial, es una superficie formada por los depósitos acumulados por el río, que cubren el fondo del valle y son cortados por el mismo río.

Cono aluvial: acumulación en forma de abanico originada cuando un río fuertemente cargado emerge de la montaña a una planicie o a un amplio valle, su velocidad disminuye bruscamente y gran parte de su carga se deposita en forma de abanico.

La coalescencia lateral de estos conos, en un frente de sierra, forman el **pié de monte**. Cuando la pendiente de estos conos es muy

empinada como es el caso de los desagües efímeros, se los puede denominar **conos de deyección**. En la Figura 248, donde se esquematizan las geformas fluviales y de remoción en masa en la salida de un frente de montaña, se aprecian varias de estas características.

En un delta, Figura 248, característico se pueden distinguir:

Capas basales (B): se depositan en la parte distal de un delta y son normalmente sedimentos finos.

Capas frontales (F): constituyen el avance del delta, se depositan normalmente areniscas.

Capas dorsales (D): constituyen la continuación de la llanura aluvial del río.

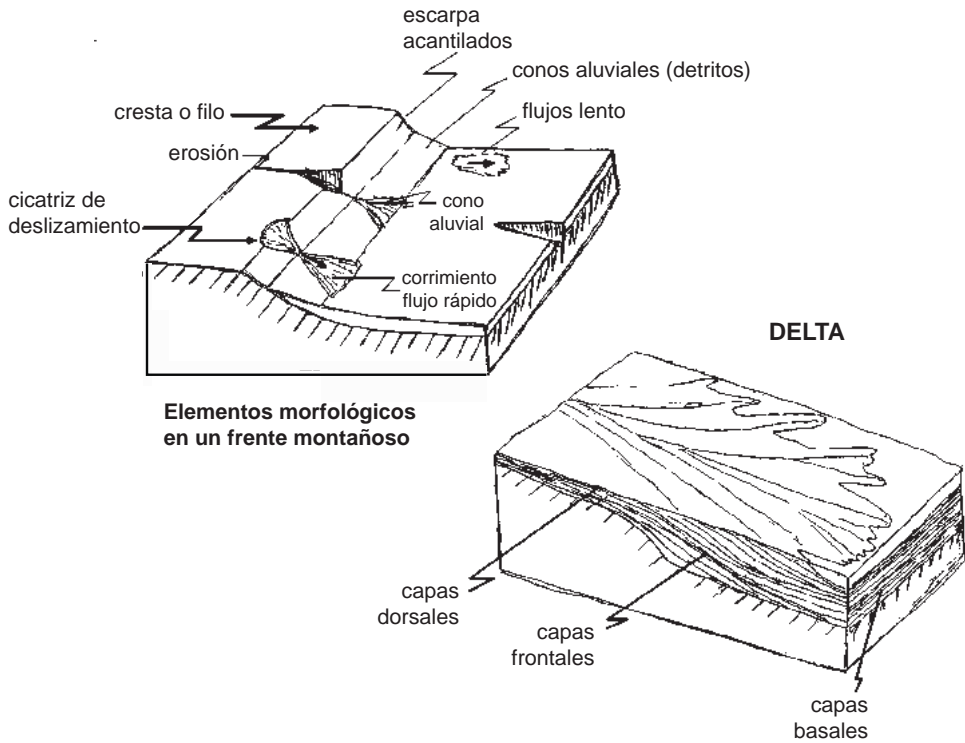


Figura 248. Geformas en la salida de un frente de montaña y en un cuerpo de agua (delta).

Ambos tipos de depósitos sedimentarios son un muestrario de las rocas que se hallan aguas arriba. En los conos aluviales, por ejemplo, es interesante prospectar oro. En los depósitos de deltas junto con los sedimentos redepone abundante materia orgánica y si las condiciones físico-químicas son adecuadas pueden evolucionar a hidrocarburos, a los petroleos les interesa prospectar por dicho motivo secuencias sedimentarias pertenecientes a deltas del pasado geológico.

Ciclo fluvial idealizado (Ciclo de Davis):

Supongamos una zona elevada en la cual se implanta un régimen fluvial y dicha zona permanece estacionaria respecto al nivel del mar, o sea no sufre movimientos de ascenso y/o descenso respecto al nivel de referencia mencionado. Además, supongamos que dicha zona posee una estructura geológica determinada, con rocas de variada dureza y con una inclinación moderada hacia el mar.

Naturalmente cuando una zona tal es drenada, los procesos de erosión y de transporte,

producen un efecto de cambio en la topografía. La erosión, previa meteorización, elabora cañadones y valles, dejando sierras y colinas como divisorias. Posteriormente esas divisorias continúan rebajándose y el resultado final teórico es el aplanamiento total del área original.

El "*divortium acuarium*" es la divisoria de aguas a océanos distintos, p.e. La Cordillera de los Andes actúa como divisoria de aguas hacia los océanos Pacífico (vertiente occidental) y hacia el Atlántico (vertiente oriental).

En todo este proceso evolutivo hay intercalados distintos estados del relieve cada cual con sus propias características de acuerdo con Davis, la Figura 249 trata de caracterizar cada uno de estos estados:

Juventud: en este estado los valles tienen perfiles transversales a en forma de V, en general no hay desarrollo de llanura aluvial (el río ocupa el fondo del valle totalmente), las superficies interfluviales pueden ser extensas y pobremente avenadas. En las zonas donde los cursos cortan bancos de rocas más resistentes se pueden formar cascadas (saltos) o rápidos. En este estado opera principalmente la erosión vertical, pro-

fundizando el fondo del valle. El valle, en general, se alarga hacia arriba por erosión retrocedente de sus cabeceras, Figura 249 (1 y 2).

Madurez: las divisorias de aguas son agudas, los ríos principales han adquirido su perfil de equilibrio, ya no se observan cascadas o rápidos, gran parte de los pisos de los valles están constituidos por planicies aluviales, existe el máximo posible de relieve. El gradiente del valle es mucho menor que en la juventud. Puede haber meandros y hay predominio de la erosión lateral, Figura 249 (3 y 4).

Senectud: los valles son extremadamente anchos, el desarrollo de la llanura aluvial es marcado y los ríos divagan en ella; las áreas interfluviales han sido reducidas en altura y las divisorias de aguas ya no son agudas como en la madurez. Áreas extensas ya están cerca o han llegado al nivel de base de erosión. El gradiente se torna mínimo, el río pierde su capacidad de transporte. La erosión vertical ya no tiene efecto. Al divagar los ríos sobre la llanura aluvial lo hacen en forma de amplias curvas o **meandros** que tienden a ensanchar el valle, Figura 249 (5 y 6).

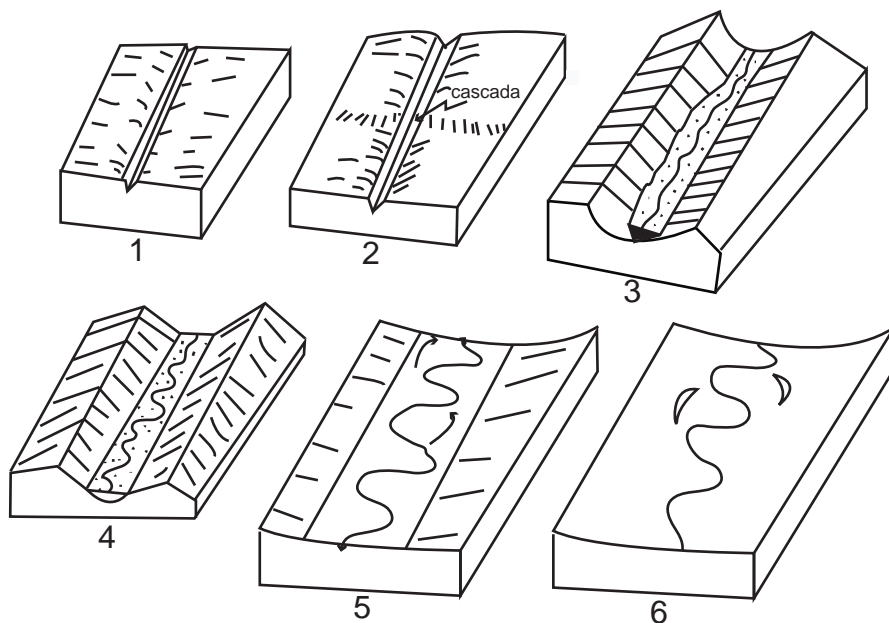


Figura 249. Evolución del paisaje fluvial de acuerdo con las ideas de Davis.

Estos tres estados que hemos tratado de caracterizar en el curso de un río, son algo idealizados, ya que existen ríos cuyos cursos no pasan necesariamente por los tres estados. Esto es común en las zonas donde las cordilleras están próximas al mar, tal el caso de algunos ríos de Chile, cuyo trayecto desde sus nacientes en la cordillera hasta su desemboca-

dura en el Pacífico es relativamente corto y el río desarrolla su estado juvenil y posiblemente su estado maduro.

En la Figura 250 se muestran las geoformas en planta (vista aérea) y en perfil en la depresiones intermontanas de zonas áridas como se observan en el noroeste argentino.

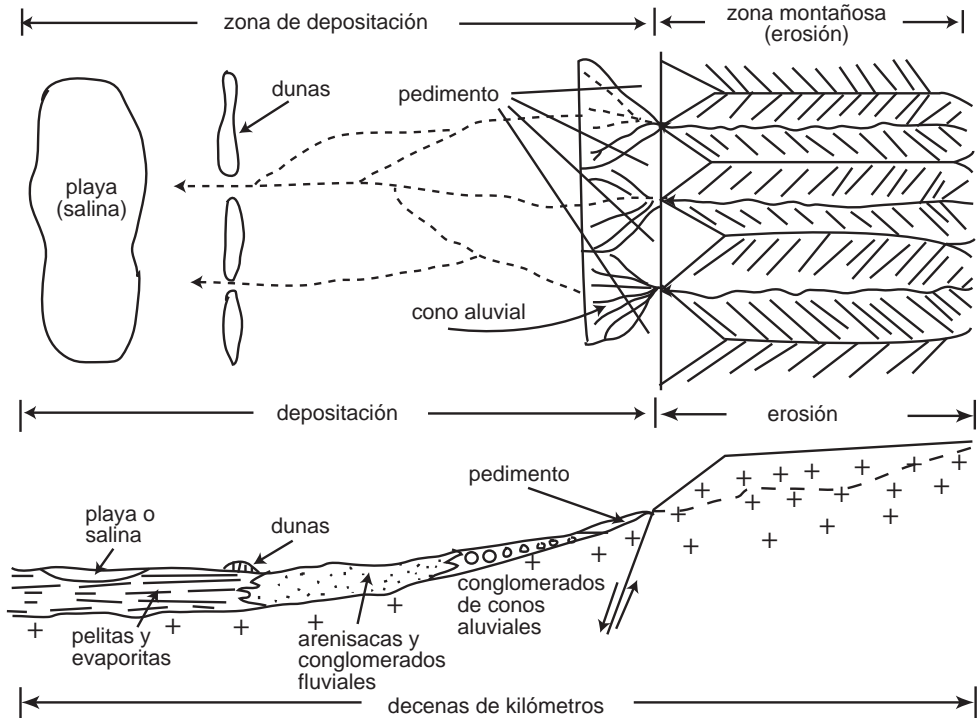


Figura 250. Depresiones intermontanas con sus geoformas y sedimentación características. Vistas aérea y perfil.

En la Figura 251 se indican algunos de los elementos geomórficos y litológicos de una planicie aluvial de ríos meandriforme.

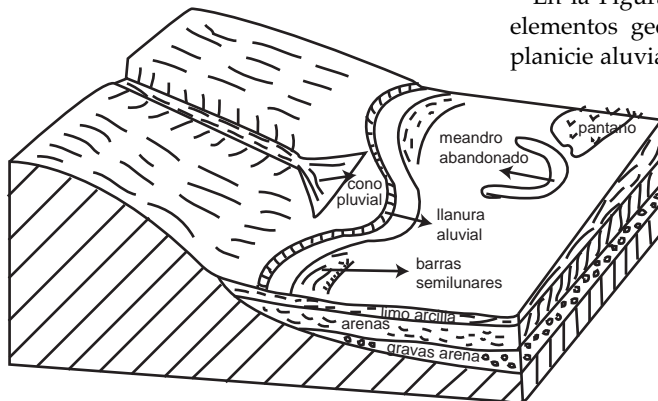


Figura 251. Planicie aluvial generada por un río meandriforme con algunas de sus características geomórficas y sedimentarias.

CAPTACIÓN

Un fenómeno natural que puede ocurrir en ciertas condiciones es lo que se denomina **captación** o **piratería**, ello sucede cuando dos cursos son próximos y uno de ellos posee mayor energía cinética o mayor poder erosivo y se va aproximando al de menor energía hasta que capta su flujo. El río de menor energía aguas abajo del lugar captado pierde sus aguas y queda como un curso abandonado. En la Figura 252 se tratan de mostrar las distintas etapas de captación. El fenómeno es un hecho

natural que puede ocurrir en una zona limítrofe con otro país donde el criterio demarcatorio son las altas cumbres que dividen aguas, caso de Argentina y Chile. Por lo tanto es necesario conocer los lugares donde puede ocurrir el fenómeno y prever futuros conflictos políticos internacionales. En dicha figura se representa además la llanura aluvial de un río meandri-forme que desarrolla cuellos que pueden cortarse por los efectos de la erosión y generar meandros abandonados (lagunas en forma de media luna)

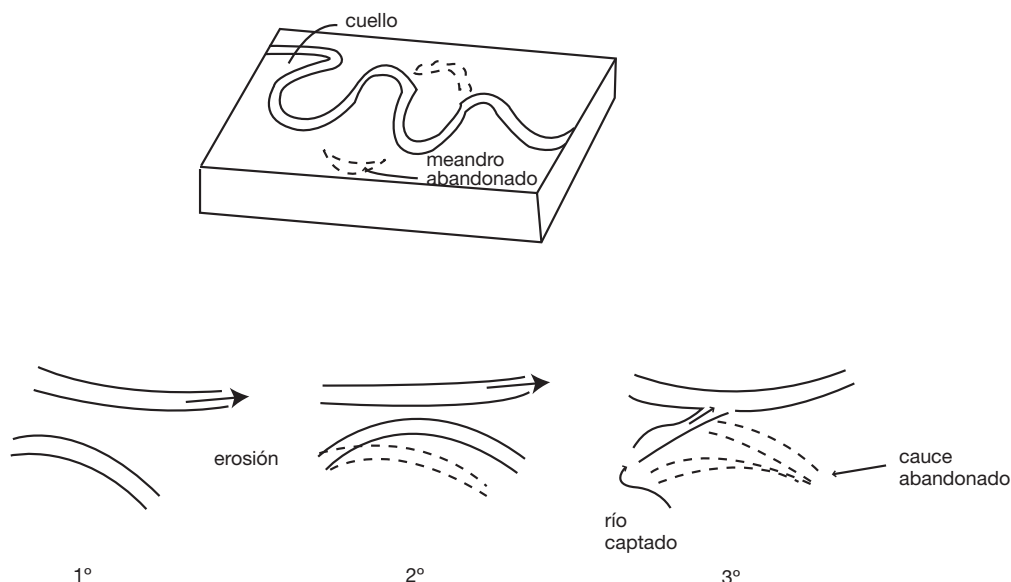


Figura 252. Ejemplos de meandros abandonados y de un caso de captación o piratería donde se ejemplifica el fenómeno en tres etapas.

ACCIÓN GEOMÓRFICA GLACIAL

En la actualidad la glaciación es de importancia menor en el modelado de las formas terrestres, excepto en las zonas polares o en las grandes altitudes. En épocas geológicas pasadas hubo períodos de glaciación intensa, tal el caso de las últimas glaciaciones ocurridas durante el Pleistoceno, dejando sus características propias aún hoy reconocibles en diversas partes del globo.

Al referirnos a la glaciación debemos tener en cuenta fundamentalmente el clima o sea el ambiente bajo el cual se dan las condiciones

físicas necesarias para la formación del hielo. Entre las condiciones climáticas principales que favorecen la formación del hielo en una determinada región, podemos citar: humedad ambiental, precipitaciones en forma de nieve y temperaturas relativamente bajas durante todo el año que aseguren una economía positiva de la acumulación de nieve anual. Para que ello suceda un número grande de variables pueden intervenir, como ejemplos algunas pueden ser: 1) disminución de la energía solar, 2) cambios geométricos de la órbita terrestre alrededor del Sol. 3) orogenias que producen la elevación del terreno y hacen que las partes

altas de las montañas capten la humedad atmosférica y se produzca precipitación en forma de nieve para luego de su acumulación generar glaciares. Hoy en día por dichas razones tenemos glaciares en zonas tropicales (Andes del N de Chile, Bolivia, Perú, Colombia, Ecuador, Venezuela; el Kilimanjaro en África, etcétera), 4) la actividad volcánica cuyas cenizas pueden aumentar el albedo y bajar la temperatura sobre la superficie terrestre, 5) la deriva continental que posiciona un continente en bajas latitudes, como hoy en día es el Continente Antártico, etcétera.

Por la alternativa 5), gracias a las deducciones de Wegener y los posteriores datos paleomagnéticos, se sabe que las grandes glaciaciones de la historia geológica del planeta ocurrieron en masas continentales que por los efectos de la deriva se ubicaron en altas latitudes de tipo polar. El aumento de la nubosidad y de la capa de nieve, hace crecer el albedo del planeta en la región por lo tanto la radiación solar calienta menos en esos lugares, sumado a la oblicuidad de los rayos, por efecto de la inclinación del eje de la Tierra respecto de la eclíptica, que tienen que atravesar más atmósfera perdiendo su efectividad calórica, producen un efecto de realimentación de las condiciones de englazamiento. No obstante todas estas razones hubo varias veces en el pasado geológico y hoy en día también lo vemos, un retiro glacial, que hacen suponer que además intervienen otras variables que aún el hombre no puede valorar satisfactoriamente y que provocan el calentamiento global.

Entre 1645 y 1745 se registró una disminución de las manchas solares generando lo que se denominó el “Mínimo de Maunder”. En ese período hubo un aumento de la actividad volcánica explosiva en el mundo. Todo ello llevó a un enfriamiento del Planeta que se denominó “Pequeña era Glaciar”. Se pensó que comenzaba una nueva era glacial planetaria, sin embargo ello no ocurrió y sí gradualmente comenzó un calentamiento que en estos últimos años se fue haciendo más notable (en los meses de septiembre y octubre del 2005 se produjeron manchas solares de dimensiones nunca vistas). Sin embargo estos procesos (de enfriamiento o calentamiento) se miden a lo largo de decenas o miles de años, así que aún se puede esperar que ocurra un reversión del

calentamiento que, salvo la “Pequeña era Glaciar”, comenzó hace unos 20.000 años cuando la población humana mundial era muy pequeña comparada con la actual y además en esa época el hombre no era afecto a consumir mucho combustible contaminante.

Las mediciones astronómicas de Milankovich en la década de 1920 demostraron cambios en la forma de la órbita de la Tierra alrededor del Sol y además variaciones de inclinación en el eje de la Tierra respecto de la eclíptica (movimientos de precesión y nutación) que hacen variar la insolación estacional en los hemisferios. Algunos autores estiman que estos movimientos de por sí no pueden desatar una gran glaciación, pero sí pueden provocar pequeños enfriamientos en el planeta.

Estas y otras razones serían las responsables de un englazamiento y es posible, además, que no sean siempre las mismas razones sino una combinación de algunas de ellas en forma aleatoria.

Dadas estas condiciones se puede desarrollar un glaciar y además los suelos pueden llegar a congelarse (*permafrost* = se forman por razones climáticas). Se conocen en el mundo espesores de *permafrost* de hasta 600 metros. Ocurren en zonas glaciares y periglaciares. El flujo de calor interno de la Tierra es el 0.1% de la radiación procedente del Sol. Se forman cuando la temperatura media anual es menor de -1°C .

El hielo glacial se forma por acumulación nival, cuando esta acumulación alcanza los 10 m de espesor genera suficiente presión que comienza a hacer recristalizar al hielo pasando, con el aumento de la presión, a distintos estados. Una síntesis de este metamorfismo es: nieve \rightarrow nevó \rightarrow hielo. El hielo sometido a presiones superiores a los 2 km de espesor posee una densidad mayor que la del agua por lo cual si llega al mar no flota. Estas diferencias de densidad del hielo, debidas a las presiones sufridas, crea hielos con densidades distintas: los que la poseen parecida a la del agua de mar flotan a media agua generando un peligro para los navegantes ya que ni los radares ni a simple vista se los puede detectar.

El hielo cristaliza en el sistema hexagonal, pero el hielo de agua que se encuentra en los cometas es un polimorfo que cristaliza en el sistema cúbico.

¿Qué es un glaciar?

Un glaciar es una masa de hielo formada principalmente por compactación y recristalización de la nieve y que fluye en la actualidad o ha fluido en el pasado.

El trabajo erosivo de un glaciar (exaración) es puramente mecánico, trabaja en forma de zapa a modo de una lima gigantesca sobre la superficie rocosa, triturándola, limándola y estriándola.

En el mundo los lugares englazados son: Continente Antártico, el Polo Norte (mar congelado), la Península de Baffin en Canadá, el Hielo Patagónico N y S en la Patagonia Argentina-Chilena, y en las altas cumbres cordilleranas.

En los Alpes centrales se reconocen para la última glaciación seis pulsos glaciares de acuerdo al siguiente esquema:

Würm	20.000 años		
interglacial	80.000 años		
Riss	100.000 años		
interglacial	300.000 años		
Mindel	400.000 años		
interglacial	540.000 años		
Günz	800.000 años		
interglacial	900.000 años		
Danubio	1,4	M.a.	PLEISTOCENO
interglacial	1,7	Ma.	
Biber	2,4	M.a.	PLIOCENO
	3,3	M.a.	

Además en la historia previa a los 3,3 Ma del Planeta se reconocen otras glaciaciones: dos en el Precámbrico una hace 1.000 Ma y la otra hace 700 Ma, en el Paleozoico inferior (Ordovícico, aprox. 450 Ma) y en el Paleozoico superior (Carbónico-Pérmico, aprox. 280 Ma). Quizás la

de mayor desarrollo fue la del Paleozoico superior, que afectó al Continente Gondwana.

En la Figura 253 se representa el balance glaciar en lo que se denomina zona de acumulación y zona de ablación (fusión del hielo).

Balance de masa del hielo glaciar

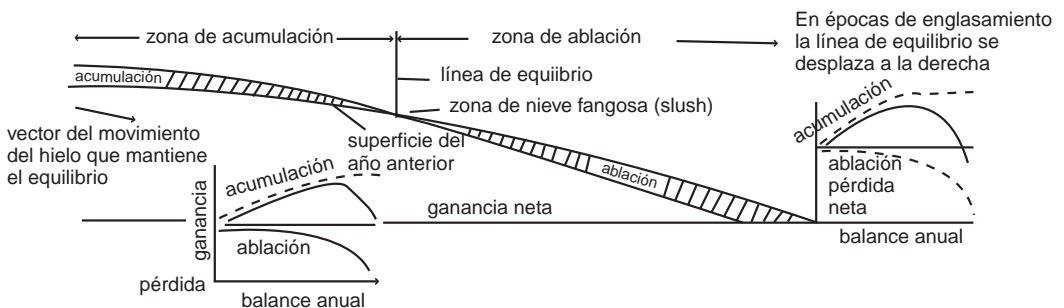


Figura 253. Representación del balance glaciar.

TIPOS DE GLACIARES

Los glaciares se pueden clasificar fundamentalmente en dos tipos:

a) **Glaciares alpinos o de valle:** confinados a cursos más o menos definidos, con flujo en un sentido determinado.

b) **Calotas o glaciares de manto:** constituidos por mantos continuos de mayor espesor que los anteriores (3.000 a 4.000 m en la Antártida), en ellos el hielo tiene un desplazamiento en todas direcciones y preferentemente radial respecto al centro o centros de alimentación (Campo de Hielo Patagónico Argentino-Chileno, Groenlandia e isla de Baffin en Canadá).

GLACIARES ALPINOS, FORMAS EROSIONALES:

Circo, Figuras 254 y 256: son cuencas con formas de anfiteatros de paredes verticales o muy empinadas, con un piso ahuecado que termina en un escalón o umbral y se lo encuentra generalmente en las cabeceras de los valles glaciares.

Artesa glaciaria, Figura 255 y 256: la mayoría de las artesas fueron en un principio valles fluviales. Una artesa comienza normalmente a partir del umbral del circo glaciario. El perfil longitudinal muestra un diseño accidentado con escalones y el perfil transversal tiene normalmente forma de U o de catenaria.

Valles colgantes, Figura 254: en contraste con los valles fluviales, cuyos afluentes normalmente se unen en forma concordante a un mismo nivel, las artesas glaciares principales normalmente tienen valles afluentes que se unen a la misma sin concordancia (los pisos respectivos se encuentran a distinto nivel) y por ello se los denomina valles colgantes.



Figura 254. Artesa principal y valle colgante coalescente.

Crestas dentadas, Figura 255: la erosión retrógrada producida en las cabeceras de los circos glaciares, dará como resultado crestas dentadas en una alternancia de cols ("portezuelos") y agujas y horns.

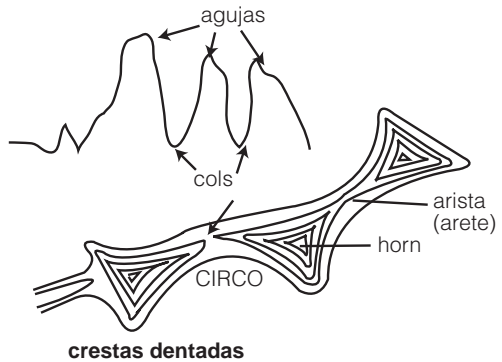


Figura 255. Perfil y dibujo en planta por curvas de formas de una cresta dentada. En el perfil se aprecian agujas alternadas por col.

FORMAS DEPOSICIONALES

Los depósitos glaciares están caracterizados por ser un agregado clástico no seleccionado de elementos de dimensiones muy dispares, desde arcillas hasta bloques y carentes de estratificación. Este material sedimentario se denomina till que cuando está litificado se denomina tillita.

Las formas deposicionales se denominan **morenas** y se las puede clasificar en:

Morenas de fondo, Figura 257 son aquellas que corresponden a la acumulación dejada por el hielo al derretirse (ablación) a lo largo y ancho del valle que ocupó.

Morenas laterales, Figura 257: son las que quedaron a lo largo del valle, en los flancos del mismo, resultante de los escombros desplazados y acumulados por el hielo.

Morenas frontales o terminales, Figura 256 y 257: marcan el límite del frente de avance del hielo.

Morenas de retroceso, Figura 256 y 257: son las que marcan las sucesivas posiciones del frente del glaciar en su retiro hacia las cabecezas, se disponen de igual forma que las morenas terminales. Son antiguas morenas terminales.

Morenas centrales, Figura 257: formadas por la coalescencia de morenas laterales de un tributario con el colector principal.

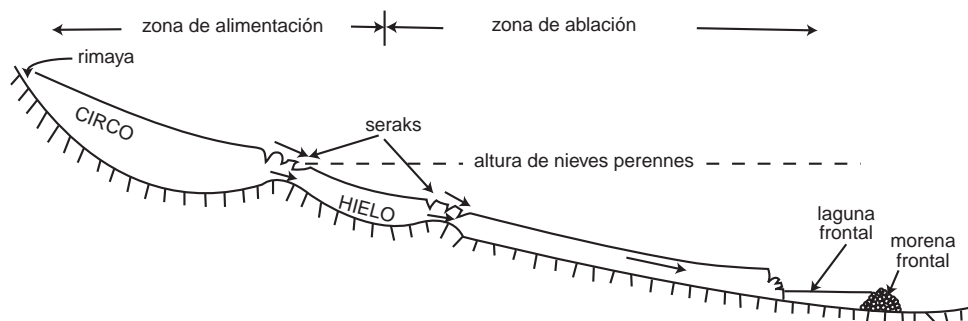


Figura 256. Perfil longitudinal de un glaciar de tipo alpino.

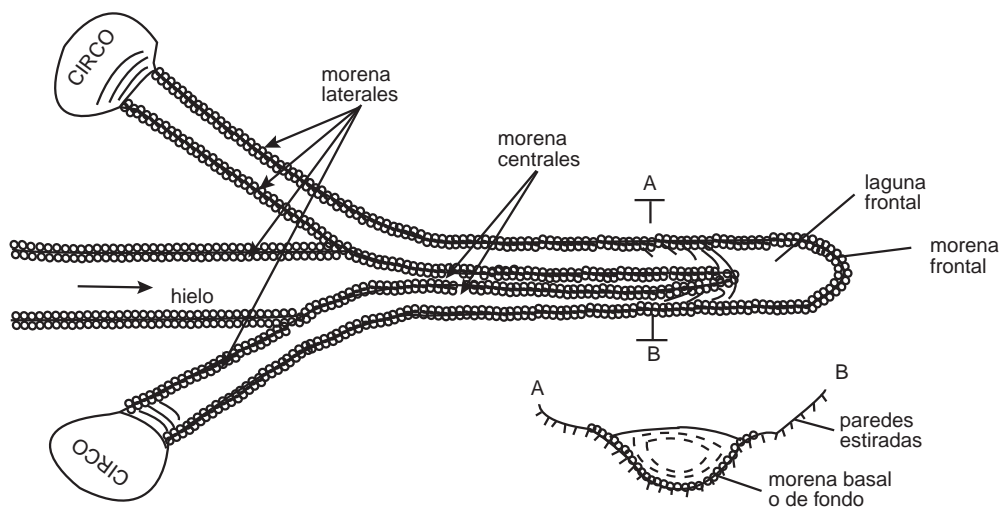


Figura 257. Vista aérea y perfil transversal (AB) de un glaciar de tipo alpino. Se aprecian la posición de los distintos tipos de morenas.

Es común que un paisaje glaciar se desarrolle encima de un paisaje fluvial y viceversa por razones de cambios climáticos, en la Figura 258 se ejemplifica un caso. En ciertos sectores de planeta, como la costa escandinava o la

costa patagónica chilena se desarrollan fiordos (término escandinavo) que son los valles glaciares cuando desembocan en el mar o cuerpos de agua.

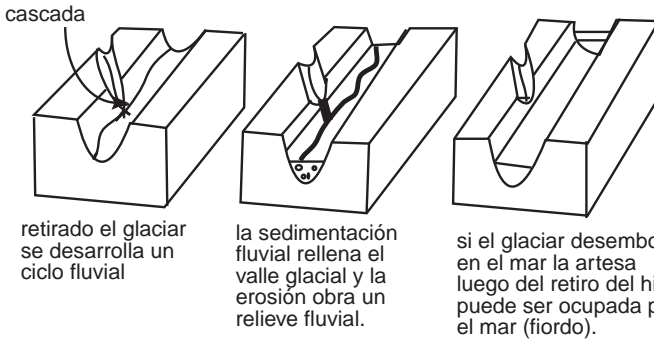


Figura 258. Evolución de paisaje glaciar a uno fluvial. Caso en que el glaciar desemboca en el mar (fiordo). Los fiordos son valles glaciares inundados por el mar.

CALOTAS DE HIELO, FORMAS EROSIONALES

Planicies glaciares limadas o exaradas: es el rasgo geomórfico más típico de la glaciación continental. Son superficies estriadas, acanalaadas y pulidas, normalmente de gran distribución areal.

FORMAS DEPOSICIONALES

Morenas de fondo: tienen el mismo origen que las de glaciación alpina, pero con una distribución areal mayor, no están encauzadas como aquellas. Son acumulaciones mantiformes de material detrítico glaciar y pueden llegar a configurar una gran llanura denominada **llanura de till**.

Morenas terminales o frontales o morenas de retroceso: al igual que las de origen alpino, marcan el frente de avance del hielo. Son muy importantes para el glaciólogo o el geomorfolo pues marcan el alcance que tuvo el hielo y la historia de los avances y retrocesos glaciares. La materia orgánica que puede contener el till al ser analizada para el método ¹⁴C puede datar el evento o los eventos glaciares. Así se determina que una glaciación avanza o retrocede a pulsos y no de forma continua.

Drumlins: son lomas alargadas de base elíptica, formadas en el acarreo glaciar o till. Generalmente aparecen en grupos de lomadas paralelas, indicando el eje mayor la dirección

del flujo del hielo. Algunos autores opinan que son formas erosionales.

Cadilitos: clastos alóctonos transportados por el hielo (iceberg, témpanos) caídos en el fondo de un cuerpo de agua, Figura 259.

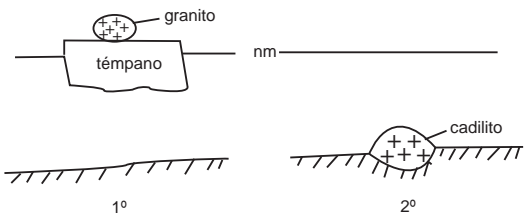


Figura 259. Bloque granítico flotando sobre un témpano y luego caído del témpano en medio del océano (cadilito). Su presencia, clasto alóctono, puede indicar una zona englazada próxima.

FORMAS GLACIFLUVIALES

Gran parte de los materiales adquiridos por el glaciar, son transportados y depositados por los ríos que fluyen sobre, dentro, en los bordes, más allá o debajo del glaciar; los depósitos de tal origen se denominan **fluvioglaciares**. Pueden mantener algunas de las características de los detritos glaciares, pero el grado de selección y de redondeamiento de los clastos es proporcional a la distancia que han sido transportados por el río.

Eskers: son crestas sinuosas de arena y grava, seleccionadas y algo estratificadas, se cree que representan rellenos de canales fluviales, ya sea sobre, dentro o en la parte inferior del glaciar. Se los puede encontrar también, raramente, en glaciación alpina.

Kame: lomas bajas y empinadas de hasta 50 m de altura, constituidas por arena y gravas mal seleccionadas y depositadas por el agua. Se forma en los bordes del glaciar. Normalmente corresponden al relleno de grietas. A veces forman conjuntos que se denominan topografías de "altos y bajos".

FORMA DEPOSICIONAL GLACILACUSTRE

Varves: estos depósitos sedimentarios lacustres ocurren tanto en la glaciación alpina como continental. Corresponden a un depósito sedimentario constituido por una alternancia de capas (láminas) de areniscas finas (verano) y pelitas (invierno). Cada dupla indica un año de sedimentación. De acuerdo al espesor de las láminas se pueden deducir condiciones climáticas y de actividad solar.

LOS PERIODOS GLACIARES (extraído de "Génesis", J. Gribbin. Biblioteca Científica Salvat, 48, 1986).

Milutin Milancovic alrededor de la década del 20 propuso ideas cosmológicas sobre el origen de las glaciaciones. Ya a principios de siglo Alfred Wegener, al postular las ideas de la deriva continental, se refería a los cambios climáticos que producían las glaciaciones por los efectos en cambios en la dinámica celeste del Planeta.

Milancovic atribuyó los cambios climáticos que producían las glaciaciones a tres cambios cíclicos en el movimiento de la Tierra que se combinaban y generaban alteraciones en los efectos de la intensidad de la radiación solar que llega a distintas latitudes del Planeta en distintas épocas del año.

El **primer** efecto, no es el más importante, ocurre en períodos que van de 90.000 a 100.000 años, se debe a que la órbita pasa de

ser elíptica a casi circular. Ello no modifica substancialmente la cantidad media de calor que recibe la Tierra. Cuando la órbita es circular el calor del Sol es más parejo lo largo de todo el año, mientras que cuando la órbita es elíptica hay veces que el Planeta está más cerca del Sol y recibe mayor radiación y hay veces que está más alejado siendo ésta menor produciéndose un contraste de insolación según la época del año, pero el promedio de calor es el mismo.

El **segundo** efecto se trata de un ciclo del orden de 40.000 años, al cabo de los cuales la inclinación del eje de la Tierra varía. En la actualidad la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto al plano de la órbita solar es de 23°40' de tal manera que en diciembre el polo sur está más próximo al Sol de modo que tenemos el verano en el hemisferio sur y el polo norte más alejado del Sol de tal manera que tenemos invierno en el hemisferio norte. A la inversa en julio donde es el polo norte el que está más próxima al Sol y por lo tanto es el verano del hemisferio norte y el invierno del hemisferio sur. Esta inclinación del eje de giro de la Tierra respecto a la eclíptica es la que define las estaciones climáticas del Planeta.

La inclinación del eje de la Tierra varía entre 21,80° y 24,40° en el lapso de 40.000 años y cuanto mayor es la inclinación más pronunciados son los cambios estacionales mencionados, de tal manera que los milenios con menor inclinación poseen una distribución más pareja de la radiación solar.

El **tercer** efecto se debe a que la Tierra se tambalea en su giro sobre sí misma como un trompo. El eje polar va dibujando una circunferencia en el cielo durante un período de 26.000 años (movimiento de precesión). Esta oscilación es el resultado del efecto de gravitación que tienen principalmente el Sol y la Luna sobre el planeta y puede modificar la cantidad de calor que llega a diferentes partes de la Tierra y en diversas épocas del año, aunque la insolación media anual del planeta no varía.

La combinación de estos tres efectos origina un complejo de variaciones sobre el calor de las estaciones de los hemisferios norte y sur, mientras que la cantidad de calor total

permanece invariable. Ello explicaría el avance y retroceso de los hielos de acuerdo con la actual distribución de los continentes.

Qué sería necesario que ocurra para entrar en una nueva época glaciaria? La respuesta más evidente es la de tener veranos fríos para que la nieve se mantenga a lo largo del año. Una vez que se creen los campos de hielos ellos mismos, por su alta reflectancia, aumentarían el albedo del Planeta, reflejando una mayor proporción de los rayos solares, produciéndose un consecuente enfriamiento que aumentaría la masa helada. De acuerdo con el modelo de Milankovic, las épocas glaciares solo pueden desarrollarse cuando los movimientos de la Tierra posibiliten veranos fríos, por ejemplo en el hemisferio norte. En el sur el modelo se invierte, el polo está cubierto por un continente que a su vez está cubierto por una capa de hielo y además rodeado por mar. La nieve que cae sobre el mar se funde y, por lo tanto, la única forma de que la capa de hielo se ensanche es que se den inviernos tan fríos que el mismo mar se congele. Una vez congelado, incluso el calor del verano ardiente puede ser reflejado por el aumento del albedo del Planeta sin que se funda totalmente. De tal manera que para que se englace el hemisferio sur necesitamos inviernos muy fríos. Que es lo que provocarían los ciclos de Milankovic, veranos frescos en el norte e inviernos muy fríos en el sur puesto que el verano del norte coincide con la misma órbita de la Tierra con el invierno en el sur.

Las evidencias geológicas indican que desde el Precámbrico superior (aprox. 700 Ma) hasta la actualidad ocurrieron a nivel planetario cuatro grandes glaciaciones. Esta fue en su momento la crítica más grande a Milankovic, pero estudios posteriores a la década del 50 fueron apoyando las ideas y cálculos de este autor especialmente con el estudio de los sedimentos del fondo oceánico y de los sedimentos contemporáneos de las áreas continentales tanto en su contenido fósil, como, especialmente, en el estudio de las paleotemperaturas sobre la base de la relación isotópica O18/O16 del agua, del hielo y de la atmósfera [la proporción del

isótopo pesado del oxígeno del agua, hielo y atmósfera de cualquier época nos facilita un termómetro natural. Dado que dichos isótopos (O18) son más pesados que los del O16 las moléculas de agua que lo contienen se evaporan con menos facilidad. La cantidad relativa de O18/O16 encontradas en distintas capas de sedimentos o de hielo de un glaciar nos dan una medida muy precisa de la temperatura de la Tierra. El oxígeno de los sedimentos se encuentra principalmente en los carbonatos de organismos fósiles. Estos mismos carbonatos nos dan la posibilidad de calcular la edad por el método del C14 hasta unos 100.000 años].

Investigadores del Lamont Geological Observatory de Nueva York publicaron en 1976 la evidencia principal que apoya las ideas de Milankovic. Estudiaron capas sedimentarias del fondo oceánico que representan unos 450.000 años, de las que se tomaron y analizaron muestras cada 10 cm que representan 3.000 años cada una. Con el análisis de los resultados construyeron una curva temperatura/años en la cual se ve una precisa correspondencia con los ciclos previstos por Milankovic. De acuerdo con esta curva y teniendo en cuenta la evolución de los ciclos se postula que debemos estar entrando en una etapa de enfriamiento planetario (ver diagrama) si ello todavía no se verifica habría que evaluar la posible acción antrópica respecto al calentamiento global actual.

El volumen de los hielos terrestres

¿Cual era el volumen de los casquetes de hielo en el último máximo glaciario, hace unos 20.000 años?

Según nota editorial de la Revista Mundo Científico (219:6, 2000) para estudiarlo, el método más directo es reconstruir el nivel marino, que evoluciona según el avance y retroceso de los glaciares. Pero los índices seguros y mantenidos al amparo de las perturbaciones tectónicas son raros. Basándose en nuevos datos paleontológicos descubiertos en sedimentos australianos estables y en las informaciones registradas en los corales de Barbados, un equipo

de investigadores de Canberra ha estimado que el nivel medio del mar de la época se situaba entre 130-135 metros por debajo del nivel actual. Esto representa 52 millones de km^3 de hielo más sobre tierra firme que hoy en día, cuyo volumen medio presente es de 32 millones de km^3 . Tras 3.000 años de relativa estabilidad, de -22.000 a -19.000 los océanos habrían conocido una subida repentina que marcaría el inicio de la fusión de los casquetes. En sólo 500 años, el nivel medio habría ganado 15 metros y los hielos habrían perdido el 10% de su volumen (según K.Lambeck *et al.*, Earth Planet. Sci. Lett., 180, 513, 2.000).

SUELOS ESTRUCTURALES O POLIGONALES

En regiones planas con derrubio glacial y por los efectos de repetidos congelamientos y descongelamientos del permafrost los clastos glaciarios se reordenan formando una malla poligonal característica. Cuando el terreno va tomando inclinación los polígonos se van alargando hasta convertirse en **listones de piedra** como indica la Figura 260. Los **ríos de piedra** formados por detritos glaciarios angulosos con clastos de 25 a 50 cm de diámetro son formas de acumulación no muy frecuentes en terrenos con pendientes no muy pronunciadas y con características climáticas similares a donde se forman los suelos poligonales, en el país se los puede encontrar en las Islas Malvinas y en las partes altas de la Sierra de Tepuel en la Provincia del Chubut.

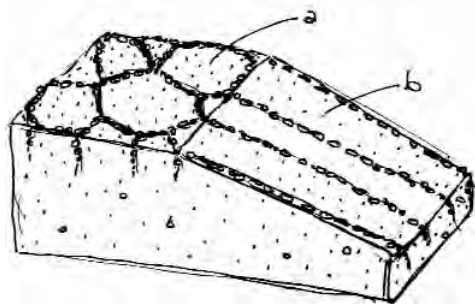


Figura 260. Suelos poligonales (a) y de listones de piedra (b).

ACCIÓN GEOMÓRFICA MARINA

En la acción geomórfica marina, los tres tipos de movimientos que efectúan el trabajo gradacional son: las olas, las corrientes marinas y las mareas, siendo estas últimas, en general, de menor importancia. Las olas pueden efectuar **atricción** y **abrasión** del material detrítico. Las olas de tormentas pueden realizar mucho más trabajo geomórfico en un corto tiempo que las olas comunes en muchos meses. Las corrientes son agentes erosivos de poca importancia, pero son agentes de transporte efectivos. Los **tsunamis** (término de origen Japonés) corresponden a una serie de olas que pueden desarrollar una velocidad de propagación de hasta 900 km/h y dar varias vueltas a la Tierra. Pueden tener una amplitud de hasta 70 metros. Son generadas principalmente por terremotos submarinos que provocan los maremotos, otras veces por grandes desprendimientos de materiales volcánicos que se deslizan de zonas insulares y continentales en los cuerpos de aguas.

PROCESOS DE EROSIÓN MARINA

Acción hidráulica: es el arrastre del material suelto por el agua en movimiento. El efecto compresivo realizado por el oleaje sobre las rocas, aprovechando diaclasas y fisuras, hace que los bloques se separen; el retroceso del agua, está acompañado por una expansión súbita del aire, que ayuda a disgregar aún más a la roca.

Corrasión: es el proceso más efectivo de la erosión marina, ocurre cuando las olas, armadas con fragmentos de rocas (arena, grava, etc.), los arroja contra la costa utilizándolos a modo de herramientas, produciendo el efecto abrasivo.

Corrosión: es el efecto químico disolvente del agua de mar cargada con sales en solución sobre las rocas.

FORMAS EROSIONALES

Acantilados marinos: el límite de una costa, generalmente está marcado por una escarpa

que resulta del trabajo de erosión de las olas. Se caracteriza por sus paredes casi verticales. Desde la base del acantilado hacia el mar, se desarrolla una terraza por la acción erosiva de las olas, que se denomina **terrazza de erosión de ola**. Esta terraza puede terminar abruptamente o pasar gradualmente a una superficie plana, resultado de la erosión de las olas o corrientes denominada **plataforma de abrasión**.

FORMAS DEPOSICIONALES

Playas: la terraza de erosión puede estar cubierta por depósitos transitorios de arena y grava denominados playas.

Barras: este término presenta un significado genérico y son depósitos de arenas y gravas, de forma estrecha y alargada, generalmente paralelos a la costa. Se forma en el fondo marino por acción de las olas y corrientes (se conocen corrientes profundas con una velocidad de 5 km/h). Según su forma y posición se les denomina **espiga, ganchos** o **barras en media luna**. Entre las barras y la tierra firme se puede formar una **albufera** o **laguna litoral formada por el cierre de una entrante (caleta y/o bahía) de la costa**. La Figura 261 muestra la formación de una albufera o laguna costanera por crecimiento de una barra.

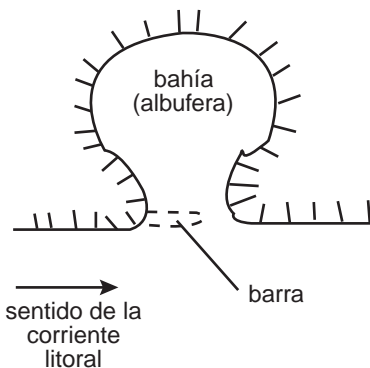


Figura 261. Formación de una albufera por crecimiento de una barra creada por la corriente litoral.

TIPOS DE COSTAS

Fundamentalmente nos referiremos a dos tipos de costas:

Costas de emersión: corresponden a aquellas cuyos caracteres son el resultado del descenso relativo del nivel del mar. Es común en este tipo de costas, la acumulación de sedimentos marinos no consolidados, las playas y las barras son típicas. Cuando las barras adquieren una elevación suficiente como para sobresalir del nivel del agua en forma permanente, constituyen una **restinga**. Entre ésta y la línea de costa se origina una **laguna litoral** o **albufera** que se comunica con el mar durante las altas mareas o en tormentas. Finalmente, con el retroceso del mar, la laguna litoral pierde su conexión con el mismo., constituyéndose en una zona pantanos que son rellenados luego por sedimentos terrígenos y bordeados por **cordones litorales**.

Costas de inmersión: son aquellas cuyos caracteres son el resultado del ascenso relativo del nivel del mar y por consiguiente un avance de la línea de costa hacia el continente emergido. Estos tipos de costas están caracterizados por valles inundados, que darán como resultado, rías y fiordos, según la inmersión se halle afectando una morfología fluvial o glaciár respectivamente; también son típicas las bahías profundas, acantilados elevados, etcétera.

El avance del mar, tierra adentro, elabora una plataforma de abrasión, acumulándose el material erodado en una plataforma de acumulación donde las olas y las corrientes son incapaces de remover todo el material depositado limitándose su trabajo a la redistribución de los tamaños. En la Figura 262 se aprecian las geoformas de una costa acantilada con desarrollo de la plataforma de erosión y la terraza de acumulación de olas.

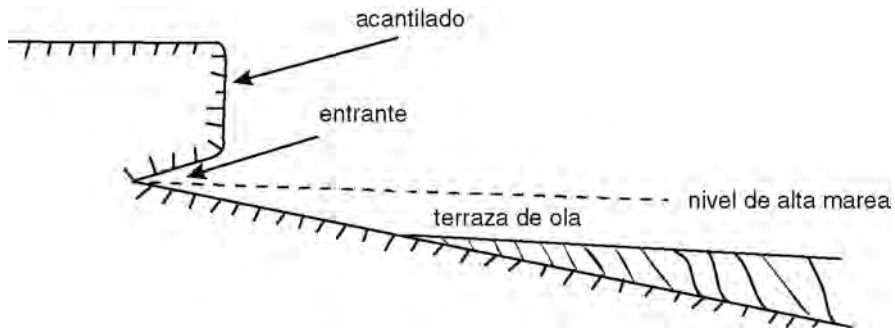


Figura 262. Elementos geomórficos de una costa acantilada.

La Figura 263 muestra una costa acantilada en ascenso. La erosión marina aprovechando el diaclasamiento de las rocas del acantilado genera primero un arco, luego continúa la erosión hasta que cede el techo del mismo y se forma un pedestal como se observa, de un estado anterior de esta evolución geomórfica,

en la parte izquierda de la figura. Al mismo tiempo hay desarrollo de dos niveles de terrazas marina, la superior de mayor desarrollo y la inferior próxima al nivel actual es posterior a la formación del arco, indicadores del antiguo nivel del mar.

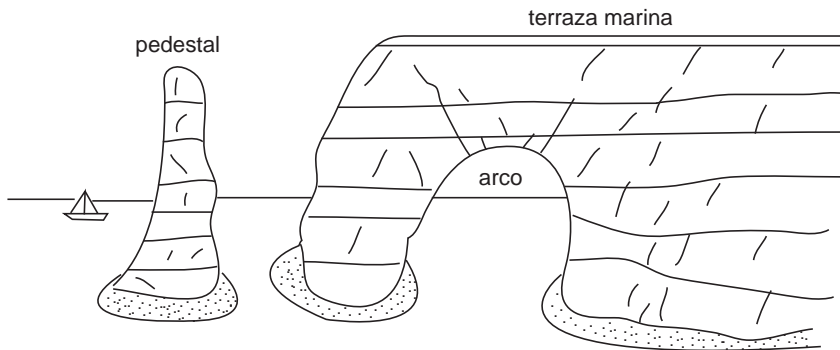


Figura 263. Costa acantilada con formación de arco y pedestal y niveles de terrazas marinas.

ATOLONES

Darwin entre 1831 y 1836 en su viaje con la embarcación Beagle, entre otras cosas explicó la formación de los atolones (arrecifes de forma anular con una laguna en el medio), como crecimientos arrecifales alrededor de aparatos volcánicos emergentes de las aguas del Pacífico ecuatorial, a medida que el volcán se hundía por su propio peso el arrecife iba creciendo buscando las condiciones óptimas de vida llegando a sobrepasar la parte cuspidal del aparato volcánico que ya se encontraba sumergido.

Posteriormente, otros autores explicaron otras alternativas como por ejemplo: que los corales formadores de atolones crecen desde una profundidad de 50 m hasta el nivel de la superficie sin necesidad del hundimiento del aparato volcánico; otra que dice que el mar descendió de nivel por englazamiento de los casquetes polares y las colonias coralinas acompañaron el descenso, hasta que el enfriamiento del agua frenó el crecimiento hasta el nuevo calentamiento que hizo volverlos a crecer; otra explica que los corales crecen tanto hacia arriba como hacia los laterales quedando deprimidos los centros por derrumbe.

ACCIÓN GEOMÓRFICA EÓLICA

La erosión eólica es muy importante en las regiones áridas donde hay escasa vegetación y donde el trabajo fluvial es mínimo; pero la acción del viento también puede ser significativa en otras regiones húmedas.

El viento transporta el material por suspensión, saltación y/o tracción. Debido a la menor viscosidad del aire respecto del agua, acarrea partículas de menor tamaño y las deposita más rápido con una mayor selección. También transporta en solución gaseosa que es el caso de la sal contenida en microgotas en el aire en las zonas marinas (éste último efecto se pone en evidencia claramente en la oxidación de los materiales de hierro en zonas marinas).

La erosión eólica se manifiesta de tres maneras:

Abrasión o corrosión: acción natural del golpeteo de la arena levantada por el viento o sea es el desgaste de las superficies de las rocas por el impacto de los fragmentos. El efecto del impacto produce el pulimento de los clastos y forma **ventifectos** o sea rodados facetados o tallados con una o más facetas (**einkanter** y

dreikanter), como se aprecia en la Figura 264.

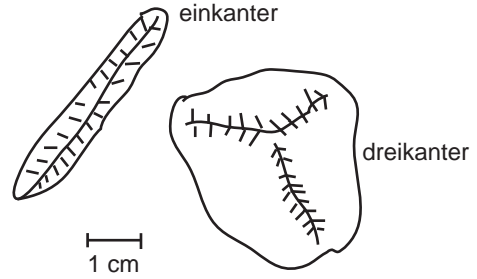


Figura 264. Ventifectos, einkanter y dreikanter.

Deflación: arrastre y levantamiento del material suelto por el viento. Este efecto produce **cuencas de deflación**, o sea depresiones debidas a la acción del viento, pudiendo llegar a tener dimensiones considerables, longitudes del orden de 300 m a 50 km y hasta 100 m de profundidad, son comunes en nuestra Patagonia, por lo general tienen un arrumbamiento WE según la dirección de los vientos fuertes que las generan. En la Figura 265 se ve la evolución de un bajo de deflación.

Niveles de terrazas de rodeados cubren sedimentitas finas y friables

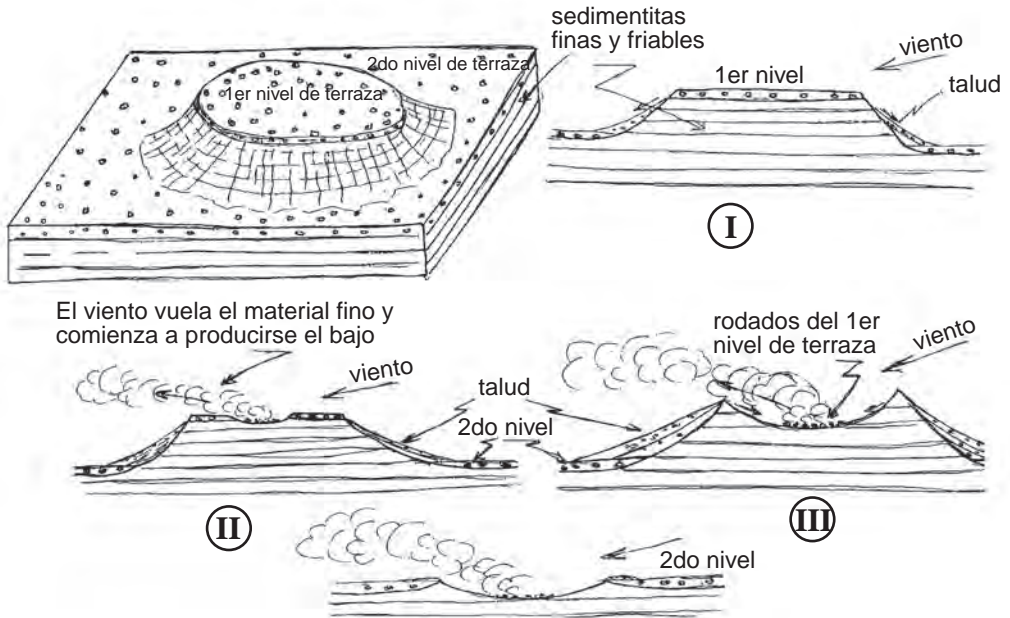


Figura 265. Evolución en la formación de un bajo de deflación.

El **barniz del desierto** en parte es el producto de la abrasión eólica, pero más comúnmente los revestimientos de óxidos de hierro y manganeso dan a las superficies de las rocas una pátina tipo barniz.

FORMAS DEPOSICIONALES

Los materiales al ser depositados por el viento dan lugar a dos tipos principales de depósitos: acumulaciones de arena y depósitos de loess.

Las primeras constituyen los **médanos**, o sea acumulaciones en forma de colinas bajas, con un perfil asimétrico, con la pendiente mayor (a menudo cóncava hacia arriba) a sotavento, la pendiente menor (convexa hacia arriba) se sitúa a barlovento. El continuo arrastre de la arena de una falda a otra, produce el desplazamiento gradual de la duna en la dirección del viento.

Los médanos o dunas se clasifican en:

a) **Barchans**: médanos en forma de media luna con sus "cuernos" tendidos a sotavento, siendo ésta falda cóncava hacia arriba, y el lado de barlovento convexo hacia arriba, la cara de deslizamiento es transversal al viento, Figura 267. Tienden a disponerse en cadenas que se extienden en la dirección de los vientos más efectivos. Los **barchanes** son dunas de rápido desplazamiento (decenas de metros anuales) lo que las hace peligrosas para los países de rápida desertización como Mauritania.

b) **Transversales**: Se forman cuando hay disponibles cantidades grandes de arena, en lugares de poca vegetación. Pueden tener alturas de 200 m y longitudes de varias decenas de kilómetros.

c) **longitudinales**: cuando hay dos vientos dominantes, en vez de uno solo, se forman bandas o dunas alargadas en forma paralela a la dirección media de los dos vientos. Forman crestas agudas con alineación paralela. Su longitud aproximadamente seis veces su altura, Figura 266.

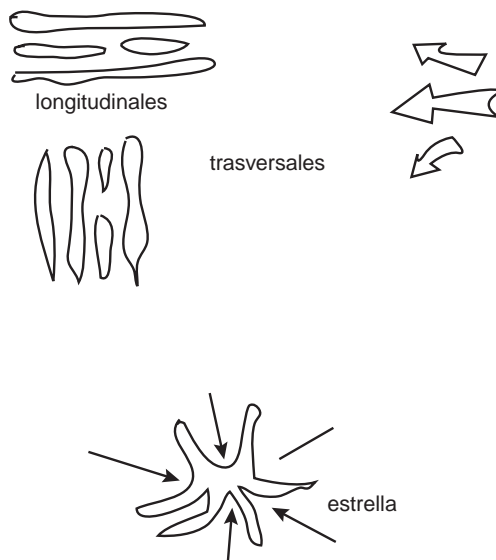


Figura 266. Distintos tipos de médanos. Las flechas indican el sentido de los vientos y el grosor de las mismas indica el viento más frecuente e intenso.

En la Figura 267 pertenece al esquema de un **barchan**, uno de los médanos más comunes en las zonas desérticas.

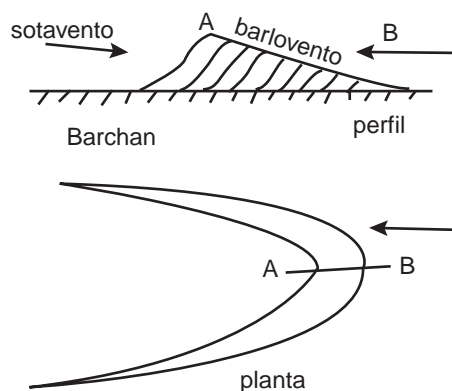


Figura 267. *Barchan* o duna en media luna. Indica el sentido del viento predominante.

El principal mecanismo de transporte de los granos por el viento es la **saltación**. En cada salto el grano es acelerado por el viento, cuando vuelve a caer rebota eyectando uno o varios granos nuevos, o queda atrapado en el lecho

de arena. Tras numerosos saltos, los granos llegan a la cima de la duna y se acumulan allí hasta que quedan en una situación inestable. Luego, por pérdida del ángulo de reposo caen en avalancha hasta la base de la duna. El proceso continúa y la duna a través de este mecanismo se va desplazando y/o cambiando de geometría. En el lado expuesto al viento la superficie de la acumulación de arena no es plana, sino que está ondulada de un modo

regular. Estas óndulas se mueven en el sentido del viento y también asciende a lo largo de la duna. También se las observa debajo del agua próxima a la línea de costa en las zonas de playa donde el que provoca el fenómeno es la corriente marina.

Los depósitos de loess constituyen mantos acumulados sobre la topografía existente y no muestran formas de relieve características.

18 NOCIONES DE PALEONTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

NOCIONES DE PALEONTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

El término **paleontología** es compuesto y de origen griego y significa: **palaio**: antiguo, **onto**: ser y **logos**: tratado, o sea que es el tratado de los seres antiguos. Corresponde a la rama de las ciencias naturales encargada de reconstruir, mediante el auxilio de restos o rastros fósiles, las características fisiológicas y morfológicas de los organismos del pasado, sus relaciones con el medio que habitaron y las leyes que rigieron su existencia y desarrollo.

La Paleontología comprende tanto el estudio de los fósiles vegetales (**Paleobotánica**), como el de los animales (**Paleozoología**). Se relaciona íntimamente con la Biología y la Geología. El término fue propuesto por Charles Lyell en 1838. Sin embargo esta ciencia se venía desarrollando desde antes, de tal manera que había conocimientos previos al respecto tal como el caso de fósil, (derivado de la palabra latina *fodere* = excavar, ya que había que excavar para extraerlos) que se refería, en ese entonces, a cualquier objeto que se extraía excavando en los afloramientos rocosos tales como minerales, rocas y fósiles propiamente dichos. Hubo de transcurrir mucho tiempo para que se aplicara el término tal cual lo entendemos ahora ya que en esa época no se interpretaban correctamente los hallazgos de restos vivientes en el pasado.

El motivo principal del estudio paleontológico es que los fósiles constituyen un registro de la historia de la vida. Como ésta transcurre a través del tiempo, los fósiles nos indican la posición temporal del estrato donde se hallan.

Para poder llegar a esta conclusión previamente el hombre debió de reconocer que las rocas que contenían fósiles se habían deposita-

do en un orden definido y que los fósiles en sí mismos eran una secuencia cambiante dada por las diversas clases de organismos hallados en esa sucesión de rocas.

En 1760 el italiano Giovanni Arduino determinó que las rocas podían situarse en una secuencia de edades que denominó Primaria a la más antigua, Secundaria a las intermedias y Terciaria a la más joven. En 1829 el francés Desnoyers propuso otra división más reciente, Cuartaria. Los términos Terciario y Cuartario aún son de uso. De esta manera se fue estableciendo el principio secuencial o de datación relativa (ya que el contenido fósil de un estrato indica que éste es más nuevo o más antiguo que otro estrato con otro contenido fósil, pero no indica cuanto tiempo).

Konrard von Gesner en 1558 ilustró una publicación donde comparaba un cangrejo actual con otro en estado fósil diciendo que era un cangrejo petrificado pero no llegando a interpretar que esa forma petrificada tuvo vida antes de quedar petrificado. Posteriormente se los interpretó como organismos que fueron sepultados por el diluvio universal, o sino se los interpretaba como "caprichos de la naturaleza".

Una de las personas que dio la interpretación correcta de los fósiles fue el dinamarqués Niels Stensen (Steno) en 1667. Posteriormente se hicieron otros avances básicos conceptuales sobre los fósiles, cupo ello al francés Alexander Brongniart (1811), al italiano Giovanni Battista Brochi (1814) y al británico William Smith (1815) quienes fueron pioneros de la paleontología. Estos avances consistieron en establecer el principio de sucesión que dice que en una secuencia sedimentaria aparecen distintos fósiles y que vivieron en distintas épocas. El Conde de Buffon (Georges Louis

Leclerc) en 1778 ya había anticipado esta idea. El mismo Cuvier (creador de la anatomía comparada) junto con Brongniart en 1811 escribió sobre este principio. Posteriormente, en 1825, Cuvier, para explicar que muchos fósiles eran más o menos similares a los animales actuales mientras que otros eran bastante distintos postuló tres hipótesis:

- 1) que los fósiles extraños a los organismos conocidos quizás sigan viviendo en lugares inexplorados.
- 2) esos fósiles podrían haber sufrido metamorfosis.
- 3) se habrían extinguido.

Cuvier optó por la tercera hipótesis, otros naturalistas de la época optaron por otras. Sin embargo, a la luz del conocimiento actual las tres hipótesis de Cuvier eran correctas. Fue Darwin en 1859 quien resolvió el problema en su libro "El origen de las especies" ya que:

—Para el caso de la primera hipótesis, se conocían fósiles tanto animales como vegetales que más tarde se descubrieron vivos en algún lugar remoto del planeta.

—Para el caso de la segunda hipótesis, con el aumento de las colecciones y del conocimiento se vio que es la hipótesis de la evolución que explica mejor la historia de la vida.

—Para el caso de la tercera hipótesis, se piensa hoy en día que la mayor parte de las especies que existieron en el planeta se extinguieron.

Los Sumerios, pueblo ubicado en la mesopotamia del Tigris y el Eufrates (Irak actual) registraron una gran inundación hacia el 2800 a de J.C., ello marcó su historia en antes del Diluvio y después del Diluvio. Este Diluvio quedó en la historia del pueblo Hebreo y quizás también en los Griegos y figura en el Génesis del antiguo Testamento con la historia de Noé y su barca. Relatos bíblicos de este tipo hicieron pensar a científicos de una época en el catastrofismo. Así el naturalista Suizo Charles Bonnet (1720-1793) pensaba que los fósiles eran restos vivientes que murieron en una catástrofe planetaria que sucedía periódicamente y consideraba que el

Diluvio de Noé había sido la última de ellas. Este concepto lo siguió el francés barón George Cuvier (1769-1832) creador de la anatomía comparada, que explicó que cuatro grandes catástrofes, de las cuales el Diluvio fue la última, explicarían la existencia de los fósiles en las capas sedimentarias. A medida que avanzaban los estudios el número de estas catástrofes iba en aumento, de tal manera que D'Orbigny (1802-1857), discípulo de Cuvier, concluyó que para explicar la cantidad de niveles fosilíferos ya encontrados eran necesarias unas 27 catástrofes. Poco a poco se fue viendo que para explicar la gran cantidad de yacimientos fósiles encontrados no era necesario tener una visión catastrofista. Según Simpson no se conoce en el Planeta una catástrofe en el sentido de Bonnet-Cuvier que haya hecho desaparecer totalmente la vida. Si bien hoy en día predominan las ideas evolucionistas no se puede descartar la existencia de catástrofes acompañantes del fenómeno gradual. Es el caso propuesto en la década del 70 del siglo XX sobre la desaparición de los dinosaurios (en realidad casi la mitad de las especies vivientes) en tiempos que hoy se conocen como límite K-T (Cretácico-Terciario).

Hoy en día el tiempo geológico se subdivide en categorías jerárquicas que de mayor a menor subordinación son:

Eón	Era	Período	Epoca	Edad
-----	-----	---------	-------	------

Los Eones, Eras, Períodos y Epocas tienen nombre de aplicación universal, las edades tienen nombres según las regiones y los propósitos. La siguiente Tabla 45 sintetiza la historia geológica:

Extinción en el Pérmico

Según nota editorial de la Revista Mundo Científico (219: 9, 2000) hace 250 Ma, a finales del Pérmico y principios del Triásico, la Tierra conoció la mayor extinción en masa: desaparecieron cerca del 90% de las especies marinas y terrestres existentes en ese tiempo. Al examinar las fascias de los estratos sedimentarios en 7 puntos de la cuenca del Karoo, en Sudáfrica, científicos norteamericanos mostraron que la geometría de la red fluvial cambió bruscamente a finales del Pérmico, a causa de la desaparición de las plantas y pasó de un sistema de meandros a un sistema de ríos entrelazados. Las finas lentes de limo dejaron paso a espesas capas horizontales de areniscas, una transición que denota modificación en las condiciones de sedimentación. Mientras las primeras son típicas de un lento proceso de derrubio y de sedimentación de los ríos con meandros, las segundas indican una potente corriente y velocidad de sedimentación elevada propia de los ríos menos sinuosos. Se sabe que estos últimos fueron muy comunes hasta el Silúrico, hace 400 Ma, y que fueron reemplazados progresivamente por los ríos con meandros, a medida que la flora se desarrollaba y estabilizaba los suelos gracias a sus sistemas de raíces. Su reaparición repentina con características regionales a finales del Pérmico, luego de su desaparición y varios millones de años más tarde, apoya la tesis de una catástrofe generalizada y rápida a escala geológica (de P.D.Ward *et al.*, Science, 289, 1740,2.000).

TERMINOLOGÍA DEL CUADRO ESTRATIGRÁFICO

Eón (del Griego: eion = eternidad), unidad geocronológica mayor, involucra a las eras transcurridas durante los últimos 570 Ma de la historia terrestre. Se lo denomina Fanerozoico. El tiempo que media entre los 570 y 4600 Ma (origen de la Tierra) generalmente ha sido denominado Precámbrico, pero actualmente se prefiere reemplazarlo por el de los eones

Arqueozoico (4600-2500 Ma) y Proterozoico (2500-570 Ma) guardando Precámbrico como un término informal aunque útil en muchas ocasiones.

Arqueozoico: Vida antigua

Proterozoico: término compuesto que significa "vida primitiva".

Fanerozoico: término compuesto que significa "vida visible", se refiere al lapso que se desarrolla a partir del Cámbrico, hace unos 570 Ma, y en cuyas rocas comienzan a proliferar los fósiles, hasta nuestros días.

Precámbrico: se refiere a todo lo anterior al período inicial del Paleozoico.

Era (del Latín: aera = duración), una de las grandes unidades geocronológicas.

Paleozoico: término compuestos que significa "vida animal antigua". Denominado así en 1838 por el clérigo geólogo británico Adam Sedgwick.

Mesozoico: término compuestos que significa "vida animal intermedia". Este término fue creado en 1840 por el paleontólogo británico John Phillips quien era sobrino de Williams Smith, fundador de la paleontología como ciencia.

Cenozoico: término compuesto que significa "vida animal reciente" creado por John Phillips en 1840. Subdividida en Terciario (de 65 Ma a 1,8 Ma) y Cuaternario o Cuaternario (de 1,8 Ma al presente).

Estos tres últimos términos indican que las eras se han definido principalmente en función de su paleobiología.

Períodos (corresponden a subdivisiones de las Eras):

PERÍODOS DEL PALEOZOICO

Cámbrico: Cambria = nombre romano del país de Gales, término creado por Sedgwick en 1835.

Ordovícico: por Ordovices, tribu celta preromana, creado en 1879 por el paleontólogo británico Lapworth. Este término fue creado para reemplazar a lo que anteriormente se

denominaba Silúrico inferior y Cámbrico superior.

Silúrico: por Silures, otra tribu galesa pre-romana, creado en 1835 por el paleontólogo británico Roderick Murchison.

Devónico: de Devonshire, condado inglés, lo propusieron en 1839 Adam Sedgwick y Roderick Murchison.

Carbonífero: Por la abundancia de carbón en las rocas de dicho período en Europa. El término fue propuesto por William Daniel Conybeare y William Phillips. En Estados Unidos de Norte América las rocas de esa edad también poseen carbón y a los estratos equivalentes al Carbonífero inferior europeo lo denominan Mississippense de acuerdo con Alexander Winchell (1869); posteriormente Henry Shaler Williams (1891) denominó Pennsylvaniense a las rocas del Carbonífero superior.

Pérmico: de Perm, localidad ubicada en Rusia al oeste de los Urales. Término propuesto por Murchison en 1841.

PERÍODOS DEL MESOZOICO

Triásico: Período caracterizado en Alemania por tres unidades. Término fundado en 1831 por el naturalista alemán Friedrich von Alberti.

Jurásico: De los montes Jura, Alpes Franco-Suizo. Término propuesto por el naturalista alemán Alexander von Humboldt en 1858. Previamente, en 1829, el naturalista francés Alexander Brongniart usó los términos “terrain jurasique”.

Cretácico: creta = calizas arcillosas ubicadas tanto en la costa francesa como inglesa. El término fue propuesto por el naturalista francés J.J. d’Omalius d’Halloy porque las rocas de esas edad incluían gran cantidad de creta.

PERÍODOS DEL CENOZOICO

Charles Lyell en 1833 inició las denominaciones de las épocas de la era Cenozoica usando prefijos de origen griego y como sufijo el término ceno que significa reciente. Esta terminología sufrió muchas modificaciones, incluso provocadas por el mismo Lyell creando todo ello una nomenclatura confusa.

TERCIARIO

Paleoceno: del Gr.: palaos = antiguo; kainos = reciente, o sea antiguo reciente.

Eoceno: del Gr.: eos = aurora; kainos = reciente, o sea principio del reciente.

Oligoceno: el Gr.: oligo = poco; kaino = reciente, o sea poco reciente.

Mioceno: del Gr.: meion = menos; kainos = reciente, o sea menos reciente.

Plioceno: del Gr.: pleion = más; kainos = reciente, o sea más reciente.

CUARTARIO O CUATERNARIO

Pleistoceno: del Gr. Plei = más, el más reciente.

Holoceno: del Gr. holo = todo, kainos = reciente, o sea eteamente reciente o simplemente la actualidad.

Estos términos son meramente cronológicos, cuando se aplica a un grupo de rocas se usa los equivalentes cronoestratigráficos:

Eonotema (constituido por dos o más sistemas)

Sistema (constituido por dos o más series)

Serie (constituido por dos o más pisos)

Piso

Por ejemplo el Sistema Cámbrico comprende todas las rocas formadas durante el período Cámbrico; Serie Eocena comprende las rocas formadas en el Eoceno, etcétera. No obstante estas equivalencias se usan indistintamente creando a veces confusión.

El ordenamiento de las unidades litológicas en función del contenido fósil es la **bioestratigrafía**, disciplina donde la unidad básica es la **zona** que es el estrato o conjunto de estratos caracterizados por ciertos taxones (o conjunto de organismos con nombre propio) o por asociación de taxones.

Ciertas subdivisiones de las épocas de la Era Cenozoica y de los períodos de las eras Paleozoica y Mesozoica, a veces llamadas épocas y otras veces llamadas edades, son hoy de uso regional más que universal ya que en Europa pueden recibir un nombre distinto al de Norte América dado que los contenidos

paleontológicos de las rocas de esas edades de dichas regiones son distintos. Estos nombres regionales se les suele agregar como terminación el sufijo **ense** o **iense**.

Los principios y métodos fundamentales asociados a esta jerarquización son los de **superposición** y los de **correlación**.

Principio de superposición: en una secuencia sedimentaria que no ha sufrido perturbaciones tectónicas de importancia (estratos verticales, replgados invertidos o sobrecorrimientos) los estratos superiores se depositaron más tarde, por lo tanto son más jóvenes.

Principio de correlación: consiste en determinar si los estratos de una región son de la misma edad a los estratos de otra región. Por ejemplo la Figura 268 muestra un caso:

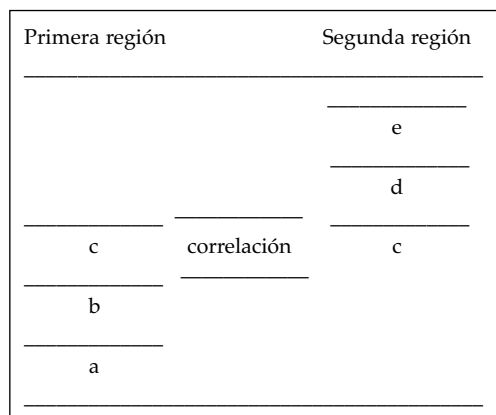


Figura 268. Esquema de un caso de correlación estratigráfica entre dos regiones. En esta correlación la secuencia de más antigua a más jóvenes es **a, b, c, d, e**.

Uno de los problemas que puede aparecer en estas correlaciones entre dos regiones distantes es la presencia en una de ellas de **hiatus** o sea un espacio de tiempo no representado litológicamente como se esquematiza en la Figura 269:

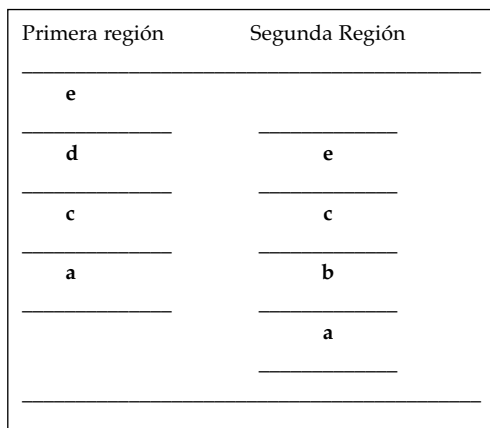


Figura 269. En este caso la secuencia **a, b, c, d, e** no está completa en ninguna de las dos secuencias ya que el tiempo b falta en la primera y el tiempo d no está representado en la segunda. La causa de ello pudo haber sido la erosión o la no depositación de estos estratos en sus respectivos tiempos. ¿Cómo se resuelve por correlación este problema? El método es comparar el contenido fósil de los estratos de ambas regiones de tal manera que si la mayoría de los fósiles de un estrato de un área son comparables con los de un nivel de otra región es muy probable que ambos estratos tengan la misma edad, ello es así porque las comunidades orgánicas han estado constantemente cambiando (evolución) desde que apareció la vida en la Tierra.

Un problema que tiene este método es que la biota marina no se puede comparar con la continental contemporánea, esta dificultad se presenta para aquellas rocas cuyas edades son menores de 400 Ma ya que antes todos los organismos eran marinos y prácticamente no había vida en las áreas continentales. Este es el motivo porque se usan términos estratigráficos distintos para secuencias sedimentarias marinas y continentales.

Otro problema que se presenta en el método de correlación es de tipo **biogeográfico** o sea que las biotas tanto marinas como continentales difieren de un mar o continente a otro. Por ejemplo, aplicando el **actualismo** la biota continental actual sudafricana es distinta a la biota continental actual sudamericana producida por fenómenos de aislamientos geográficos debido a la deriva continental. América del

Sur fue un continente isla desde el Cretácico hasta el Plioceno. Durante ese lapso la fauna evolucionó en forma distinta a otras regiones del planeta. A ello se agregan las barreras climáticas. En estos casos se puede hacer uso de otros métodos de datación como los radimétricos (datación “ absoluta” ya que estos métodos nos dicen cuantos años más jóvenes o más viejo son ciertos acontecimientos geológicos respecto de otros) o el paleomagnetismo.

FOSILIZACIÓN

Para que un organismo se llegue a fosilizar, alguna parte de él o el resultado de alguna de sus actividades deben subsistir a los efectos destructivos tales como el ataque químico y/o la erosión y además, deben de ser reconocibles ya que los cambios geológicos que sufre los sedimentos los pueden modificar mucho. Por eso, lo que suele conservarse son las partes duras del organismo (endo y exoesqueletos, dientes, etc.). Solo hay pocas excepciones como el caso de los mamuts, en Siberia y Alaska, donde se conservan por congelamiento hasta las partes blandas de estos mamíferos hoy desaparecidos (solían ser estos restos un plato favorito de las cortes de los zares). Otro caso de conservación perfecta es el de las resinas de ciertos árboles que han preservado insectos.

Las huellas fósiles son indicadoras de las características del medio y de los organismos que las produjeron, entre ellas se pueden reconocer tubos, perforaciones e impresiones de gusanos. Los **coprolitos**, heces fósiles, son comunes en ciertos lugares.

Las pisadas de dinosaurios son famosas en ciertos lugares como en el valle de Connecticut en USA, a través de ellas se puede reconstruir el tamaño del organismo, si caminaba o corría y a que velocidad lo hacía. La importancia de estas trazas, también llamadas **icnitas** (del Gr. = *ichnos* = huella o pista), es que son testimonios de la actividad de los organismos, mientras que el fósil común representa al organismo ya muerto.

Los fósiles vegetales son bastante comunes como por ejemplo troncos, tallos y hojas pero a partir de la década del 40 del siglo XX se comenzó a estudiar el polen desarrollándose

la **palinología** (Gr.= *palyno* = rociar, con polen).

Todos estos estudios avanzaron con el tiempo acumulando información de diversos tipos (biológica, evolución, ecológica, etc.) que permitieron conocer mejor los procesos de fosilización desarrollando una disciplina denominada **tafonomía** (Gr.= *taphos* = enterrar; *nomos* = ley) que estudia todos los fenómenos que le ocurren a un organismo desde que muere hasta que es enterrado y fosilizado. Intuitivamente se puede aceptar que de una comunidad biológica determinada que vivió en el pasado muchos de sus caracteres se pierden en el proceso de enterramiento y fosilización, fases de la tafonomía. Existieron gran cantidad de especies que no pasaron al registro fósil. A veces la información que no nos brindan esas ausencias se pueden conseguir en otras zonas donde si quedaron fosilizadas en capas de esa edad o en estratos más recientes; por ejemplo los nematodos son hoy en día muy abundantes pero casi están ausentes en el registro estratigráfico y seguramente fueron abundantes en el pasado pero no se conservaron con facilidad debido a que no poseen partes duras. No solamente suelen desaparecer las partes blandas de los organismos sino que a veces se destruyen, por los efectos de la erosión, también las partes duras, todo ello borrando gran parte de la información biológica del pasado.

Existen restos de madera de 10 Ma prácticamente sin fosilizar (se la puede quemar o tallar); ciertas moléculas orgánicas complejas como los aminoácidos, supuestamente inestables, se pueden llegar a conservar por unos 360 Ma. En la fosilización puede haber reemplazos polimorfos como en el caso de ciertas conchillas de aragonita (rómbrica) que con el tiempo pasa a la forma estable de calcita (trigonal), ambas de CO_3Ca . También el material original puede llegar a disolverse dejando un molde vacío en la roca, si no lo ocupa otra sustancia.

La “petrificación” de madera supone el relleno por parte de sílice amorfa de los espacios dejados por la celulosa, luego el material orgánico se descompone y desaparece quedando conservada la morfología del leño; este reemplazo puede ser también de CO_3Ca , en ambos casos se conserva la estructura celular

en forma perfecta. Otro mecanismo natural de fosilización es la retención, especialmente de insectos, por resinas de árboles. Estas resinas con el tiempo se convierten en ámbar, son famosas las del Báltico, en nuestro país se las conoce en la zona del Valle Encantado en Neuquén y Río Negro.

De tal manera que los organismos y sus rasgos pueden sufrir el proceso de **fosilización** que es el conjunto de fenómenos físico-químicos que posibilitan su conservación. Este proceso no siempre se da, especialmente los organismos constituidos por partes blandas, además depende del lugar y modo de vida, condiciones de sepultamiento, características de los sedimentos, etcétera.

Entre los distintos mecanismos de **fosilización** que reconoce el hombre podemos citar:

1.- **Momificación:** el organismo es conservado, aún, a veces, con sus partes blandas, por congelamiento, caso de los mamut de Siberia; por aislamiento del ataque físico-químico del medio, caso de insectos conservados en ámbar (resina de ciertos vegetales); por deshidratación en medios fríos y secos como el caso de las momias indígenas americanas halladas en altitudes elevadas; etc...

2.- **Petrificación:** es el más frecuente. Se produce un reemplazo físico y/o químico, por lo general de las partes duras del organismo, por los efectos del relleno de cavidades, por disolución seguida de recristalización de la sustancia original o por el reemplazo molécula a molécula de la sustancia original por otra diferente. De acuerdo al último mecanismo se reconocen, entre otros, los siguientes tipos de petrificaciones:

Carbonatación: con presencia de calcita, aragonita o dolomita.

Sulfatación: el material reemplazante es el sulfato, por lo general yeso.

Silicificación: el material reemplazante es sílice hidratada, o puede ser un silicato como el caso de la glauconita.

Sulfuración: ocurre en ambientes reducto-

res donde el material de origen orgánico es reemplazado por pirita.

Uranitización: reemplazo del material orgánico por óxidos de uranio.

3.- **Carbonización:** frecuente entre los vegetales. El material celulósico de la madera se convierte en antracita (variedad del carbón natural) con pérdida de metano, agua y anhídrido carbónico.

4.- **Impresiones-improntas:** cualquier estructura orgánica apoyada o presionada sobre material blando, deja una impresión que luego es conservada en el sedimento. Por ejemplo las pisadas de dinosaurios en sedimentos fluviales y lacustres no consolidados. En el caso de los vegetales se denominan impronta a la impresión y es el mecanismo más frecuente de fosilización de dicho reino.

5.- **Moldes:** Los moldes externos son las impresiones de los caracteres exteriores de los organismos. Los moldes internos son el producto del relleno de los espacios interiores por material sedimentario más o menos fino.

6.- **Rastros o huellas (icnitas):** impresiones generadas por organismos en los sedimentos, por ejemplo son muy típicas las de los tetrápodos.

7.- **Perforaciones:** Orificios producidos por ciertos invertebrados marinos en valvas de moluscos y en maderas.

8.- **Coprolitos:** Restos fosilizados de materia excrementicia.

9.- **Seudo fósiles:** estructuras de origen inorgánico, fácilmente confundibles con orgánicas, por ejemplo las dendritas de manganeso o los conos en conos (ver el capítulo de estructuras sedimentarias en la Parte II).

10.- **Problemáticos:** son rastros conservados en sedimentos de los cuales no es posible decidir el origen.

Un fósil que tiene una gran distribución geográfica y ha vivido, bajo el punto de vista geológico, un corto tiempo, posee importancia muy grande para el geólogo ya que su reconocimiento en distintas capas sedimentarias en el mundo permite correlacionarlas. Un organismo con estas características se denomina **fósil guía**.

Alguno de los fenómenos que se reconocen en la formación de un yacimiento fosilífero son:

Biocenosis: es la asociación de vegetales y animales en un biotopo.

Tanatocenosis: es la acumulación y reunión de cadáveres animales y vegetales. Representa un término medio de la biocenosis.

Tafocenosis: transporte y enterramiento de los restos orgánicos. A los elementos autóctonos se les suman aquellos procedentes del transporte hidrodinámico.

TAXONES O CATEGORÍA

En el Planeta, en la actualidad, las formas de vida existentes posiblemente lleguen a un número de 7 cifras. Hace unos 3.850 Ma su diversificación era muy baja, pero a partir de los últimos 570 Ma, con el inicio del Período Cámbrico y en el ambiente marino, se produjo una “explosión” en la diversificación. El registro paleontológico así lo indica pero además este registro muestra que la mayoría de las especies que existieron no poseen descendientes actuales, mientras que otras que llegaron hasta la actualidad cambiaron tanto que se las ubica como especies distintas. Es imposible saber cuantas especies existieron durante este lapso de 3850 Ma, de tal manera que los fósiles son una pequeña muestra de lo ocurrido aunque se siguen descubriendo nuevas especies.

Esta complejidad de la biota para ser mejor comprendida hizo necesario intentar clasificarla.

El sistema más usado por los naturalistas (especialmente biólogos y paleontólogos) es el jerárquico propuesto por el sueco Karl von

Linné (1707-1778) (*Linnaeus*, nombre latinizado o en forma más vulgar Linneo). Este naturalista clasificó así a todos los organismos conocidos en su época; la estructura linneana es desde la categoría más alta o más extensa a la más baja o restringida:

Reino
Phylum
Clase
Orden
Familia
Género
Especie

Esta secuencia puede ser intercalada por otros términos cuyos prefijos son **super**, **sub** e **infra**. Linneo además propuso la denominación binominal que es la utilizada actualmente, donde la primer palabra es el **genero** que se escribe la primer letra con mayúscula y la segunda palabra es la **especie** que se escribe con minúsculas y ambas palabras se escriben con cursiva. Por ejemplo la especie humana pertenece, según esta clasificación, al *Homo sapiens*.

Los grados superiores al Genero se escriben con una sola palabra y en plural, con inicial mayúscula y no en cursiva. Las Familias, Subfamilias y Superfamilias si son animales terminan en *idae* y si son plantas en *aceae*, por ejemplo la Familia del hombre es **Hominidae**. Los grupos superiores al de superfamilia llevan nombres que no derivan del género ni poseen terminaciones convencionales, son formas plurales latinizadas, por ejemplo en el caso nuestro pertenecemos al orden Primates, clase Mammalia, filum Chordata y reino Animalia. Estos últimos términos pueden también ser usados en castellano, por ejemplo Primates, Mamíferos, Cordados, Animal, respectivamente. Todos los nombres se tratan como si estuviesen en latín a pesar de que provengan del griego o de otro idioma. Puede ser agregado el nombre del subgénero (entre paréntesis y con mayúsculas) y el de subespecie, así también como el nombre del autor y el año en que se creó la especie.

La abreviatura *aff.* indica una cierta inseguridad en la determinación específica, pero con alguna afinidad con alguna especie conocida.

Una mayor determinación se indica *cf. (confers, comparar con)*.

El sistema linneano de clasificación es un sistema formal que organiza y denomina a los grupos de organismos. Los taxones han sufrido a lo largo del tiempo una evolución que produjo importantes cambios morfológicos que genera problemas de clasificación solo resueltos por especialistas.

La **paleoecología** estudia la interacción de los miembros de una comunidad con el medio. Esta orientación científica se subdivide en **autoecología** que se ocupa de la relación entre una especie dada y su medio y la **sinecología** que estudia la interacción y asociación de todas las faunas y floras que componen una comunidad. Todos estos estudios se realizan a través de la observación de los fósiles y su medio ambiente.

Los paleoecólogos tienen el problema de no disponer para sus estudios del conjunto completo de organismos que vivieron en un mismo ambiente, o sea su **biocenosis** (Gr. Bio = vida, koinos = común). Los fósiles que encontramos juntos en un yacimiento paleontológico constituyen una **tanatosenosis** (Gr. Thanato = muerte, koinos = común). Con frecuencia los fósiles que se encuentran juntos (tanatosenosis) corresponden a una muestra incompleta de lo que fue una biocenosis, a ello hay que agregar que a veces los procesos geológicos reúnen organismos de distintos ambientes o sea plantas y animales que nunca vivieron juntos. El paleontólogo debe conocer bien estos problemas cuando saca sus deducciones. Por ejemplo en un depósito sedimentario se pueden encontrar fósiles mezclados pertenecientes a distintos ambientes tales como de alta marea, baja marea y submareal.

La energía de un medio no se destruye. De acuerdo con el segundo principio de la termodinámica, la energía libre disponible decrece continuamente a medida que una población hace uso de ella, por lo tanto debe haber una fuente continua de energía desde fuera del sistema. Esa fuente, en biología, en términos genéricos, es el Sol. Ello se inicia a través de los organismos fotosintetizadores (principalmente las plantas verdes).

¿Qué intervalo de temperatura conviene a la vida?

El metabolismo de la vida sólo es posible dentro de un intervalo restringido de temperatura. Los 37°C del cuerpo humano optimizan las velocidades de reacciones químicas y ello se debe en gran parte al agua líquida. Es ella la que se encarga, por medio de los líquidos biológicos, de transportar y distribuir las sustancias necesarias a los distintos órganos. ¿Es posible la vida sin agua líquida? Los exobiólogos no conocen caso alguno. En las altas temperaturas el récord de lo viviente supera el centenar de grados, en el lado opuesto se conocen microorganismos que sobreviven los -12°C conservando a esas temperaturas el agua en estado líquido por medio de anticongelantes a base de azúcar y alcohol.

Se reconocen, dentro de la variedad de organismos, aquellos que son **heterótrofos** (aquellos que no pueden sintetizar todos los nutrientes necesarios y deben obtener alguno de ellos a través de los organismos fotosintetizadores) y **autótrofos** (que fabrican toda su materia prima alimenticia de la fotosíntesis) (como raramente existen organismos **autótrofos** que no realizan fotosíntesis).

De acuerdo con G.G. Simpson (1985) desde hace 600-700 Ma, el flujo de alimentos y energía para cualquier comunidad siguió esta secuencia:

- 1) **productores primarios** (organismos fotosintetizadores)→
- 2) **herbívoros**, que obtienen la mayor parte de su alimento y energía de los productores primarios.→
- 3) **carnívoros**, que la obtienen principalmente de los herbívoros.→
- 4) **descomponedores** que obtienen su alimento y energía de cualquiera de los otros grupos y no suelen transmitirlo directamente a otros organismos.

Los phyla más importantes y representados (con distinta jerarquías) en la columna geológica, exceptuando el Reino Vegetal son:

- **Ph. Protozoa.** Or. Foramineferida.
Superfam. Globigerinacea
Subcl. Radiolaria.
- **Ph. Porifera** (o espongiarios)
- **Ph. Archaeocyatha** (fósiles guías del Cámbrico).
- **Ph. Cnidaria**, (pólipos y medusas)
- **Ph. Bryozoa.**
- **Ph. Brachiopoda.**
- **Ph. Mollusca.** Clase Pelecypoda
Clase Gastropoda
Clase Cephalopoda Or. Nautilida
Subcl. Ammonoidea (fósil guía del Mesozoico)
- **Ph. Echinodermata**
- **Ph. Arthropoda:** Subph. Trilobitomorfa
(fósil guía del Paleozoico).
Subph. Chelicerata
Clase Crustacea
Clase Myriapoda
Clase Insecta
- **Ph. Annelidea**
- **Ph. Chordata :** Clase Graptolita (fósil guía del Ordovícico y Silúrico).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA CADENA DE LA VIDA

Arqueozoico (4.600 Ma-2.500 Ma)

Registra los más antiguos episodios glaciales identificados (de más de 2.000Ma). Se originan la atmósfera y la hidrosfera, como también la vida. Al final del Arqueozoico aparecen microbiotas fotosintetizadoras (cianobacterias o alga azul-verdosas) que liberan el oxígeno que se acumulará en la atmósfera, convirtiéndola de reductora a la oxidante actual. Los océanos incrementan su salinidad.

Los organismos más antiguos se hallan en estromatolitos sudafricanos y australianos de 3.500-3.800 millones de años.

Proterozoico (2.500 Ma-570 Ma)

A partir de los 2500 Ma se incrementa la actividad biológica y se conocen microbiotas en numerosas localidades del mundo. A las formas procariotas primitivas se sumaron, hace aproximadamente 1.300 Ma, por lo menos, las eucariotas mostrando una creciente complejidad estructural que culmina al final del

Proterozoico con la aparición de eucariotas multicelulares, entre los que se hallan asociaciones como la de Ediacara, cosmopolita, surgida a la finalización de una época glacial acaecida hace unos 590 Ma. Son formas fósiles de afinidades muy discutidas.

Al término del proterozoico ya se conocen estructuras quitinoides y excepcionalmente calcáreas, coincidentemente con una gran extinción en masa que redujo la diversidad biótica y produjo la extinción de la mayoría de los estromatolitos.

La transición al Fanerozoico significó un cambio mayor en la composición biótica, debido a factores ambientales, como pudo ser el crecimiento de oxígeno en la atmósfera o una nueva configuración geográfica.

Cámbrico

La vida se desarrolló aún totalmente en el mar, caracterizándose por su gran diversidad y abundancia, proliferando y diversificándose la estructuras esqueléticas inorgánicas junto a la presencia de un elevado número de invertebrados de relaciones filogenéticas poco conocidas. Las formas bentónicas predominan sobre las planctónicas y el 70% de las formas se componen de trilobites. Una gran radiación epibentónica se produjo al comienzo del Cámbrico posiblemente debido a la explotación brusca de fuentes alimenticias poco usadas hasta entonces. Muchas formas desarrollan esqueletos rígidos (conchillas), pero la mayoría se extinguió al final del período, como los arqueociátidos (espongiarios). Ya está presente la casi totalidad de los filos actuales, incluyendo a los cordados, entre los cuales algunos podrían ser verdaderos vertebrados.

La flora estuvo representada por escasos grupos de algas.

En el Cámbrico Medio de la Columbia Británica (Canadá), la biota del Paso Burgess revela la gran diversidad biótica de esos tiempos.

Ordovícico

Aumenta la diversidad biológica pero la vida sigue en el mar, aunque al final del período ocurrió una importante crisis. En el norte de África tiene lugar una intensa glaciación y en gran parte de la región sudamericana se

observa un enfriamiento climático al cierre del período.

El plancton se caracterizó por la proliferación de graptolites. Las ricas comunidades de trilobites comenzaron a ser reemplazadas por los braquiópodos, ya muy diversificados. Aparecen los primeros arrecifes importantes fanerozoicos, integrados por esponjas, briozoos, corales. Al final del Ordovícico aparecen los cefalópodos nautiloideos. Los vertebrados adquieren importancia, conociéndose conodontes y restos de peces agnatos.

El fitoplancton habría estado dominado por quitinosos y a los principales grupos de algas cámbricas que continuaron en el Ordovícico, se agregan otras pocas.

Es posible que haya existido vida en el ambiente continental, a juzgar por la presencia de esporas conservadas en paleosuelos de América del Norte.

Al final del Ordovícico una gran crisis redujo la variedad en 20% lo que pudo estar asociado a la glaciación.

Silúrico

Fue un momento de grandes transformaciones paleogeográficas, con el cierre de importantes océanos, elevaciones montañosas y presencia de ambientes continentales con abundantes estratos rojos y evaporitas.

Gondwana continúa internándose en la región polar sur, formándose glaciares en varias regiones y las aguas adyacentes se enfriaban, mientras en otras partes del mundo las aguas eran más cálidas o templadas.

La diversidad biótica fue moderada; los peces experimentaron una rápida evolución, apareciendo las formas mandibuladas; los ambientes continentales comenzaron a ser invadidos por grupos de invertebrados y peces, probablemente favorecidos por el desarrollo de las primeras plantas vasculares.

Importantes innovaciones evolutivas tienen lugar entre los invertebrados (graptolites, braquiópodos, moluscos, artrópodos). Entre los artrópodos se hallan los primeros invasores continentales (miriápodos y escorpiones).

En el Silúrico Temprano se conocen esporas de plantas terrestres en Brasil y Sud África, que corresponden a plantas vasculares.

Devónico

Las áreas continentales se ampliaron y muchas cuencas marinas desaparecen siendo reemplazadas por elevaciones montañosas. Por primera vez se reconocen depósitos continentales cubriendo grandes extensiones de la superficie terrestre, los que contienen muchas faunas y floras fósiles.

Aparecen los goniatítidos (cefalópodos) y hay gran diversificación de los peces, un grupo de los cuales, al final del período, originó a los anfibios. En los ambientes continentales se difundieron las plantas vasculares y aparecieron los primeros bivalvos de aguas dulces. Al final del Devónico una crisis originó una gran extinción.

La región gondwánica continuó internándose en la región polar sur y sus aguas frías se diferenciaron de las templadas a cálidas de otras regiones del mundo.

En el ambiente marino se destacó la declinación de los trilobites, mientras que en el continental, las "Viejas Areniscas rojas" del hemisferio norte incluyeron a muchos fósiles animales y vegetales que muestran la riqueza biológica de esos tiempos. Un yacimiento famoso es el de Rhynie (Devónico Inferior) en Escocia, con miriápodos, arácnidos y crustáceos.

Los equinodermos experimentan gran diversificación y los graptolites no superan el final del Devónico Inferior.

Los peces agnados (ostracodermos) sufrieron diferentes adaptaciones pero finalmente, se extinguieron debido a la competencia de los peces mandibulados (placodermos) que dominaron ampliamente. También existieron peces cartilaginosos (elasmobranquios) y óseos, ambos originados de los placodermos.

En el Devónico Medio aparecen los peces sereopterigios (coanados) y actenopterigios (espinosos). Los primeros fueron más importantes que los segundos y comprendieron formas de agua dulce (crospterigios) con aletas pares, y peces con respiración pulmonar que favorecerían la aparición, al final del Devónico, de los primeros tetrápodos (anfibios), aunque los típicos anfibios terrestres recién habrían aparecido en el Carbónico Temprano.

En el Devónico existió una exuberante vegetación que, al final del período, incluyó a árboles de gran porte. Muchas de estas plantas

fueron los antecesores de las plantas con semillas, que aparecen al final del Devónico. Las primeras fueron gimnospermas con aspecto de helechos, por lo que se las conocieron como pteridospermas, dominantes en el carbonífero.

Al final del Devónico una gran crisis afectó tanto a invertebrados como vertebrados, no así a las floras.

Carbonífero

Se constituye el gran supercontinente Pangea debido al cierre de océanos y la elevación de importantes cadenas montañosas. En muchas regiones se formaron ricos yacimientos carboníferos favorecidos por una exuberante vegetación. En la región austral culminó una intensa glaciación.

Muchos organismos experimentaron radiaciones evolutivas, apareciendo los fusulínidos y los anfibios laberintodontes originaron a los reptiles.

Gran parte de Gondwana fue cubierto por los hielos, principalmente durante el Carbonífero Temprano (Inferior); luego siguió un clima más templado que favoreció el desarrollo de la flora y la existencia de los insectos y arácnidos.

En los mares cálidos dominan los fusulínidos, esponjas, briozoos, corales, braquiópodos, moluscos y equinodermos. En las aguas frías dominan los braquiópodos y bivalvos.

Los trilobites declinan, desaparecen los últimos graptolites dendroideos y grandes progresos experimentaron los insectos.

Los anfibios primitivos se adaptaron rápidamente a las condiciones terrestres. Los antracosaurios llegan a tener gran tamaño (hasta 4 m de largo) y de ellos derivaron los reptiles al final del Carbonífero.

Un paso importante en la evolución de los tetrapodos fue la aparición del huevo amniota.

La flora carbonífera se caracterizó por la proliferación de árboles de gran talla y frondoso follaje, el clima cálido de Laurasia favoreció la formación de importantes yacimientos carboníferos. Existen líquenes, briofitas, helechos, progimnospermas y pteridospermas, además de **Lepidodendron** y **Sigillaria**, con troncos de hasta 30 m de alto., solo igualados por los de la articulada **Calamites**.

Pérmico

Termina la integración de la Pangea y durante el Pérmico Temprano aún continúa la diferenciación entre un área cálida, en gran parte árida, distribuida a lo largo del paleoecuador, con depositación de estratos rojos y evaporitas, en la que viven anfibios y reptiles y otra área húmeda prolongada hasta el paleopolo sur, en la que siguen ocurriendo episodios glaciales durante el Pérmico Temprano; pero luego, el clima general se hizo más cálido y uniforme.

A pesar de la riqueza biótica, al final del período hubo una profunda crisis.

Las asociaciones de invertebrados marinos dominantes fueron muy semejantes a las del Carbonífero Superior.

Entre los peces hubo algunos primitivos, además de cartilaginosos y óseos. Los anfibios característicos continuaron siendo los laberintodontes antracosaurios, mientras que los reptiles incluyeron a una gran variedad y un grupo de pelicosaurios habría dado origen a los Therapsida o "reptiles mamíferoides" de los que posteriormente habrían surgido los mamíferos.

Las características florísticas del Carbonífero Tardío se prolongaron durante el Pérmico Temprano, si bien se observa un mayor desarrollo de las gimnospermas y las pteridospermas.

Al final del Pérmico Temprano ocurrió un gran cambio florístico y la antigua flora paleoártica fue reemplazada por otra mesoártica, en la que dominan las coniferales y cicadales. La flora mesoártica continuó hasta el surgimiento de las angiospermas cretácicas.

La finalización del Pérmico se caracterizó por la crisis más importante del Fanerozoico, que afectó más a los animales que a los vegetales.

Extinción del Pérmico (Mundo Científico, 219, 9, 2000).

Hace 250 Ma, a finales del Pérmico y principios del Triásico, la Tierra conoció la mayor extinción en masa: desaparecieron cerca del 90% de las especies marinas y terrestres. Al examinar las fascies de los estratos sedimentarios en 7 puntos de la

cuenca del Karoo, en Sudáfrica, los científicos norteamericanos P.Ward et al. Mostraron que la geometría de la red fluvial cambió bruscamente a finales del Pérmico, a causa de la desaparición de las plantas y pasó de un sistema de meandros a un sistema de ríos entrelazados. Las finas lentes de limo dejaron paso a espesas capas horizontales de areniscas, una transición que denota modificación en las condiciones de sedimentación. Mientras las primeras son típicas de un lento proceso de derrubio y de sedimentación de los ríos con meandros, las segundas traducen una potente corriente y una velocidad de sedimentación elevada propia de los ríos de este segundo tipo menos sinuosos. Se sabe que estos últimos fueron muy comunes hasta el Silúrico, hace 400 Ma, y que fueron reemplazados progresivamente por los ríos con meandros, a medida que la flora se desarrollaba y estabilizaba los suelos gracias a sus sistemas de raíces. Su reaparición repentina con características regionales a finales del Pérmico, luego su desaparición, varios millones de años más tarde, apoya la tesis de una catástrofe generalizada y rápida a escala geológica (de P.D.Ward et al., Science, 289, 1740,2000).

Triásico

Los reptiles mamiferoides tales como el **Cynognathus**, antepasado de los mamíferos, son reemplazados por animales pequeños, antepasados de los dinosaurios, como el **Ornithosuchus**. Los musgos de tallo o licopodios, las equisetáceas o “colas de caballo” y los helechos polipodios se vuelven raros siendo sustituidos las cicadales, las ginkcoinas y las coníferas. En el mar aparecen nuevos grupos de invertebrados. Son numerosos los crioideos o lirios del mar y los corales en formaciones arrecifales.

Jurásico

Abundan en el mar los braquiópodos, cefalópodos **ammonites**, **belemnites** y ostras fósiles tales como **Gryphaea**. Hay peces óseos, tiburones y dos grupos de reptiles marinos: los **ictiosauros** y los **plesiosauros**. Grandes dinosaurios como el **Brontosaurus** comparten la tierra con mamíferos pequeños. El **Archaeopteryx**, o pájaro ancestral, se desarrolla en estos tiempos.

Cretácico

En tierra aparecen plantas fanerógamas como la magnolia. En el mar se forman los actuales peces óseos junto con los erizos de mar y los moluscos bivalvos. A fines del período desaparecen súbitamente los dinosaurios gigantes, tales como el **Stegosaurus**, y los grandes pterodáctilos voladores. Comienzan a aparecer nuevos tipos de mamíferos pequeños como el **Phascolotherium**, parecido a la musaraña.

Terciario

Los mamíferos evolucionan rápidamente y aparecen especies típicas tales como el lemúrido, antepasado de los primates, el **Phenacodus pentadáctilo** y el **Titanotherium encornado**. Evolucionan los pájaros, incluso las especies gigantes no voladoras como el **Diatryma**. Los peces, reptiles e invertebrados del Terciario se asemejan a los de hoy.

Cuaternario

Al comienzo de este período predominan los grandes mamíferos como el mastodonte, los félidos con dientes de sable y la ballena azul. En el último millón de años el hielo cubre intermitentemente la mayor parte del hemisferio norte. Algunos animales emigran; otros como el rinoceronte lanudo se adapta al frío. El hombre moderno reemplaza al Primitivo, caracterizado por la utilización de herramientas de piedra y el descubrimiento del fuego.

La Figura 270, muestra algunos fósiles representativos de la evolución y de utilidad para los paleontólogos y geólogos para la datación y descripción del medioambiente donde vivían:

1



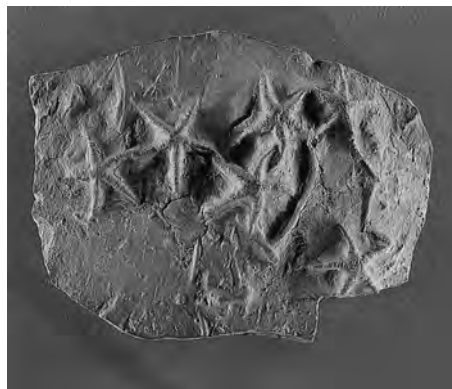
2



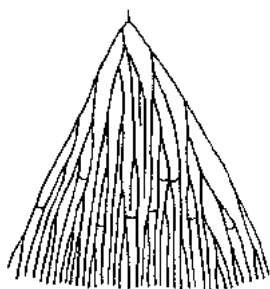
3



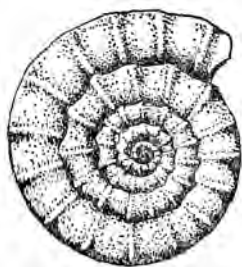
4



5



6



7



8

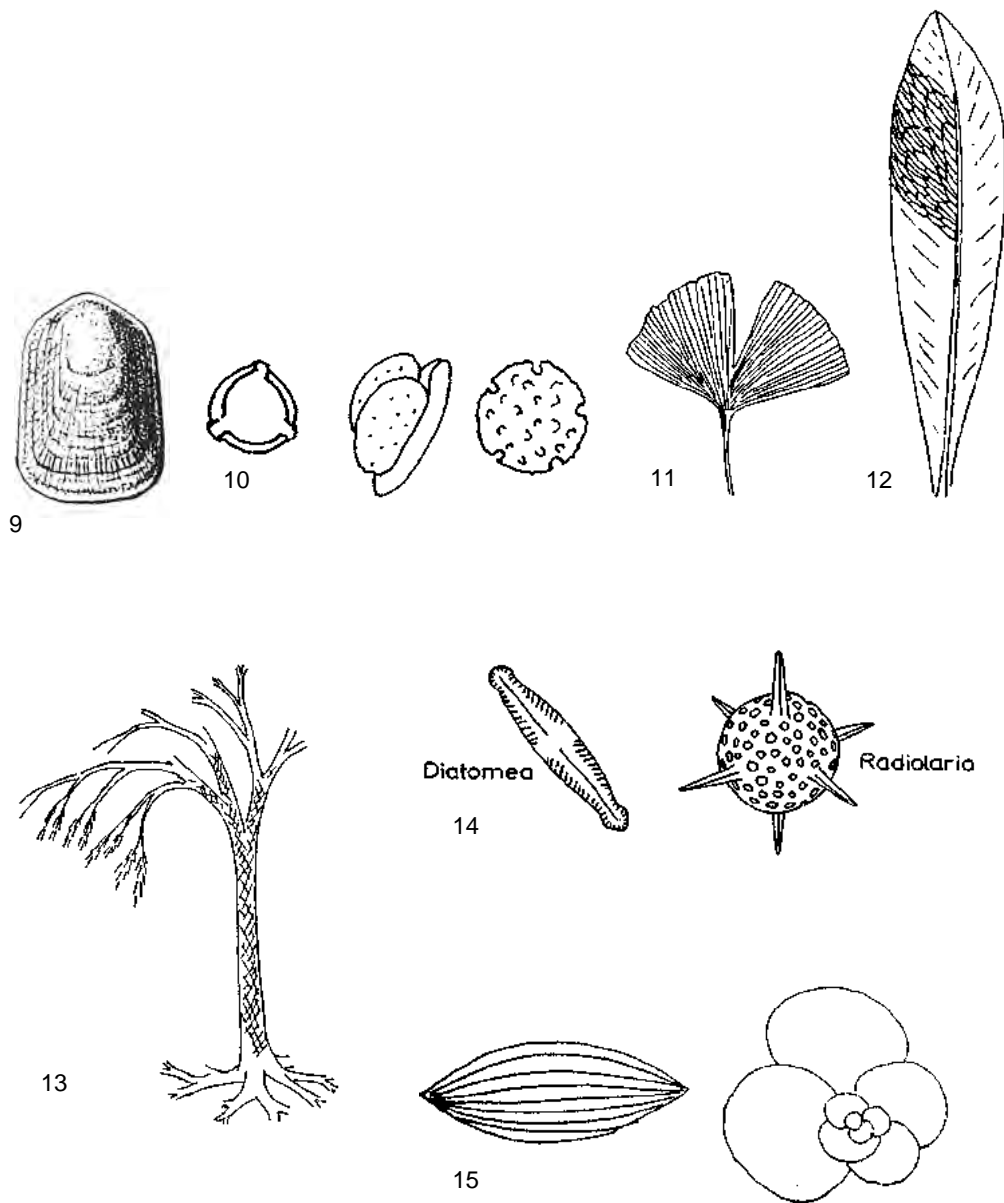


Figura 270. Ejemplos de fósiles animales y vegetales representativos de la columna geológica. 1.- estromatolitos actuales de Australia; 2.- esponjas de edad Triásica; 3.- corales de edad Triásica; 4.- estrellas de mar de edad Triásica; 5.- trilobite (*Olenellus*) del Cámbrico inferior, Paleozoico; 6.- graptolite, colonia de *Dictyonema*, Paleozoico; 7.- amonite (Arnioceras) del Mesozoico; 8.- Bivalvo,

pelecípodo; 9.- braquiópodo, *Lingula*; 10.- microfósiles, formas de polen; 11.- hoja de *Ginkgo biloba* del Paleozoico superior hasta la actualidad; 12.- hoja de *Glossopteris* del Paleozoico Superior; 13.- *Lepidodendron*.- 14.- microfósiles diatomeas y radiolarios; 15.- microfósiles foraminíferos (*Fusulina* y *Globigerina*). Las escalas no están representadas.

LA EVOLUCIÓN DE LA VIDA EN LA TIERRA

Los ingleses Darwin y Wallace se ilustraron en los pensamientos de Thomas Malthus sobre los efectos de la presión demográfica en los seres humanos, además tenían la evidencia del registro geológico a través del tiempo donde se apreciaban los cambios morfológicos en la biota fósil de acuerdo con la estratigrafía. Ambos llegaron así a la conclusión de que debido a la presión demográfica se producía la selección natural. La teoría de la evolución fue propuesta a fines de la década del cincuenta del siglo XIX. En forma sucinta dice que el mecanismo del cambio evolutivo es una "lucha" entre los organismos por el éxito reproductivo, lo que lleva a una mejor adaptación de las poblaciones a un entorno que sufre cambios (entre las tácticas para el éxito reproductor se incluye el apareamiento temprano y más frecuente o una mejor cooperación de los progenitores en la crianza). Por lo tanto, según Gould, la selección natural es un principio de adaptación local, no de progreso general.

Los siguientes pensamientos de Gould se indican solo con la idea de mostrar al lector parte de la complejidad de conceptos que involucra la teoría de la evolución. Con ello no se quiere hacer un acabado estudio del problema, sino mas bien inducir al lector a incursionar en algunos aspectos de dichos pensamientos que aún en la actualidad despiertan interés aunque fueran iniciados en la mitad del siglo XIX.

Gould sostiene que la selección natural no es la única causa del cambio evolutivo. Darwin mismo insistió en la naturaleza multifactorial del cambio evolutivo y alertó sobre la confianza exclusiva en la selección natural.

Según Gould la **selección natural** no alcanza a explicar el cambio evolutivo por dos razones:

Una es que existen otras causas, sobre todo en el dominio de la organización biológica donde en organismos simples, el cambio de bases del ADN suele ser aleatorio, mientras que en los niveles superiores, de especies o faunas enteras, produce tendencias evolutivas mediante la selección de especies de acuerdo con su tasa de natalidad y mortandad; además las extinciones en masa barren partes substan-

ciales de las biotas por motivos que no tienen relación con las luchas adaptativas en las épocas "normales" interpuestas entre dos de estos episodios de extinción.

La otra es la idea central de Gould, que advierte que aún no está en absoluto determinada, de que las cadenas de acontecimientos históricos sean complejas ya que en ellas hay fenómenos aleatorios y caóticos y son irrepetibles (abarcan multitud de objetos únicos que interactúan en forma exclusiva) y en las cuales los modelos clásicos de predicción y replicación no pueden aplicarse. Gould cita al Abate Pierre-Simón Laplace, quien reflejando el determinismo del siglo XVIII, afirmaba que podría especificar todos los estados futuros si conociera la posición y el movimiento de todas las partículas del cosmos en un momento dado. Pero esto no sería así ya que la historia incluye demasiado caos, o una dependencia extremadamente sensible de diferencias minúsculas y no medibles en las condiciones iniciales, lo que conduce a resultados divergentes sobre la base de disparidades mínimas en el origen. Y la historia posee contingencias donde los resultados actuales se deben a largas cadenas de estados precedentes impredecibles y no a la determinación inmediata por leyes eternas de la naturaleza.

El hombre no apareció en la Tierra, según Gould (op.cit.) como predice la teoría de la evolución, fundándose en axiomas de progresos y de complejidad neural creciente; sino que surgió en virtud de un resultado fortuito y contingente de miles de acontecimientos, donde cada uno pudo haber sido diferente y haber llegado a otro ser sin conciencia.

Para que el hombre haya llegado tuvieron que suceder, entre otras cosas:

—Que aparecieran los cordados en el Cámbrico medio (hace unos 530 Ma., lo atestigua el fósil *Pikaia* de la fauna de Burgess Shale).

—Que un grupo de peces de aletas lobuladas hubiera desarrollado por evolución huesos de las aletas con un fuerte eje central capaz de aguantar su peso en tierra e ir adaptándose a caminar para colonizar la tierra firme.

—Que un meteorito grande hiciera impacto hace 65 Ma. (límite entre el Cretácico y el Terciario, o límite K-T) y sus efectos extinguieran, entre otras especies, a los dinosaurios, lo

cual permitió el desarrollo de los pequeños mamíferos.

—Que una pequeña estirpe de primates hubiera alcanzado por evolución la postura erecta en las sabanas africanas, hace unos 2 ó 4 millones de años.

Estos simples ejemplos, según Gould, demostrarían que para entender la evolución de la vida, más allá de los principios de la teoría evolutiva, debemos acudir al estudio paleontológico del modelo contingente de la historia real: la única versión que cristalizó entre los millones de alternativas plausibles. Esta visión de la vida no tiene nada que ver con la visión determinista habitual en ciencia y se aleja también de las ideas arraigadas en el mundo occidental donde el hombre constituye la expresión más sublime de la vida.

El camino de la vida incluye, sin duda, muchas características predecibles a partir de las leyes de la naturaleza, pero estos aspectos son demasiado generales para proporcionar la “exactitud” que buscamos a la hora de validar los resultados de la evolución: rosas, personas, hongos, etcétera. Los organismos se adaptan a las leyes físicas y se hallan regulados por ellas (p.e. por ley de la gravedad los mayores vertebrados en el mar son las ballenas superan a los más pesados animales de tierra como los elefantes, en la actualidad y los dinosaurios en el pasado, que a su vez son mucho más corpulentos que las aves incluidos los pterosaurios del Mesozoico.

Existen, de acuerdo con Gould, reglas ecológicas predecibles que rigen la estructuración de una comunidad mediante los principios de flujo de energía y de termodinámica (más biomasa en las presas que en los depredadores). Una vez iniciada, una tendencia evolutiva local puede tener predecibilidad, p.e. “carrera de armamentos” en la que los depredadores y las presas pulen sus defensas y armas, tal como la robustez creciente con el tiempo en los cangrejos y del tamaño de las conchas de los gastrópodos que eran sus presas. Pero las leyes de la naturaleza no nos dicen porqué hay gastrópodos y cangrejos y porque las formas de vida más compleja sobre la Tierra son los vertebrados.

Gould utiliza tres características importantes del registro paleontológico para llegar a sus conclusiones:

1) La complejidad a lo largo de la historia biológica.

2) Prolongados intervalos de relativa tranquilidad separados por períodos cortos de grandes cambios.

3) El efecto de las condiciones externas en provocar cambios en la biota en épocas “normales” (no teniendo en cuenta las extinciones en masa de épocas críticas).

A ello se suman temas generales de caos y **contingencia**.

La Tierra tiene una edad de 4.600 Ma y las rocas más antiguas datan de 3.900 Ma. En una fase muy temprana la superficie del planeta era fundida por los efectos de impacto de los meteoritos que iban formando al planeta por acreción (transformación parcial de la energía cinética de los planetesimales en calor) a ello sumada la actividad radioactiva de ciertos elementos. Las rocas más antiguas no conservan fósiles, aunque algunos autores ven, en las proporciones de isótopos de carbono que contienen, señales de producción orgánica. Las rocas más antiguas que se conocen con contenido orgánico seguro (células procariotas de bacterias y algas cianofitas) datan de 3.500 Ma de antigüedad y corresponde a estromatolitos (tapices de sedimentos atrapados y compactados por estas células en aguas marinas de poca profundidad) ubicados en África y Australia. El nacimiento de esta vida ocurrió a partir de los constituyentes químicos de la atmósfera y del océano.

Con posterioridad a este inicio **procariota** (no poseen núcleo) surgieron organismos más complejos, primero las células **eucariotas** (células con núcleo, mitocondrias y otras estructuras intracelulares), hace unos 2.000 Ma, luego animales pluricelulares hace unos 600 Ma, con el pasaje de la mayor complejidad desde los invertebrados hasta los vertebrados marinos y, por último, (teniendo en cuenta el criterio de la arquitectura neural), reptiles, mamíferos y humanos. Esta es la secuencia clásica que suele también usar la denominación “edad de los invertebrados”, “edad de los peces”, “edad de los reptiles”, “edad de los mamíferos” y “edad del hombre”.

El pensamiento de Gould se refiere a que esta visión ascendente de la vida con el hombre en su culminación ha distorsionado la

interpretación del desarrollo de la vida en el planeta. En realidad la característica más importante de la vida ha sido la estabilidad bacteriana desde el inicio hasta nuestros días. En realidad estamos en la “edad de las bacterias”.

El concepto sería que los primeros seres surgieron, por razones relacionadas con la química del origen de la vida y con la física de la autoorganización, como formas simples que luego evolucionaron, pues no tenían otra oportunidad, a formas más complejas, donde de vez en cuando, surge por evolución, un organismo más complejo dado que la diversidad es la única dirección disponible. En este desarrollo las adiciones son raras y episódicas. Ni siquiera constituyen una serie evolutiva. Forman una secuencia de taxones lejanamente emparentados tal como: una célula eucariota, una medusa, un trilobite, un nautiloideo, un euriptérico (molusco), un pez, un anfibio, un dinosaurio, un mamífero y un ser humano. Esta secuencia no nos muestra el hilo conductor de la historia de la vida. Debe pensarse, más que en una tendencia, en que un organismo ocasional se ubica en un vacío del espacio de complejidad y en donde durante todo ese tiempo el modo bacteriano se ha mantenido en una posición constante. Las bacterias son las verdaderas triunfadoras en la historia de la vida ya que ocupan una gama de ambientes más amplia, son adaptables, indestructibles y muy variadas.

Todavía se carece del apoyo paleontológico suficiente como para formular generalizaciones.

Resumiendo, de acuerdo con Gould, la vida fue casi exclusivamente celular desde los 3.500 Ma hasta hace 600 Ma donde aparecen los primeros pluricelulares (algunas algas pluricelulares se desarrollaron hace más de 1.000 Ma pero son del reino vegetal). En este dilatado período de vida unicelular solo se produce el cambio de las células **procariontas** a las **eucariotas**. O sea que durante casi 3.000 Ma no aparece otro tipo de organización animal pluricelular lo cual induce a pensar que la complejidad no es la motivación principal de la vida. Algunos explican este retraso por la falta de oxígeno en la atmósfera o al fracaso de la vida unicelular en pasar algún umbral estructural que actuara de condición sin la cual no podía haber vida pluricelular. Pero lo más curioso es que los estadios principales de la organización

de la arquitectura animal ocurría en un corto período ubicado entre los 600 y 530 Ma o sea en unos 70 Ma por medio de una secuencia de etapas discontinuas y episódicas, no de acumulación gradual. En este lapso se desarrolla la fauna de **Ediacara** (localidad australiana, fauna hoy conocida en todos los continentes) donde aparecen frondes, láminas y rodetes, estructuras muy planas y de numerosos segmentos finos que se agrupan en forma de acolchados (hoy en día es tema de discusión de que si esta fauna es precursora de las que siguieron, a lo mejor fueron un experimento de vida animal distinto que fracasó, pues se extinguieron antes de las faunas cámbricas).

El Cámbrico empezó después, con una pequeña fauna de conchillas y un conjunto de piezas de difícil interpretación. Luego, hace unos 530 Ma, se inició otra eclosión de vida (o “pulso”), la famosa explosión del Cámbrico medio; durante la misma aparecieron todos los **phyla** modernos de vida animal, menos uno, los Briozoos. Este intervalo de florecimiento filético abarcó 5 millones de años. Los Briozoos aparecieron recién en el Ordovícico pero este retraso bien pudiera deberse a nuestro fracaso en el hallazgo de los mismos en el Cámbrico.

Luego siguieron, de acuerdo con Gould, acontecimientos muy importantes como la aparición de los dinosaurios y la conciencia humana. Pero, en el fondo, fueron variaciones sobre temas establecidos durante la explosión del Cámbrico. No podemos, pues, hablar de tendencias predecibles e inexorables en la dirección del progreso y la complejidad al interpretar este cuadro: 3.000 Ma de unicelularidad, seguidos de 5 Ma de intensa creatividad y luego 500 Ma de variaciones sobre pautas anatómicas ya afincadas.

No se sabe el porqué de la explosión del Cámbrico. Sin embargo los ecólogos tratan de explicarla diciendo que tal explosión se debe a una ocupación inicial del “baúl” ecológico de nichos para organismos pluricelulares donde cualquier experimento natural encontró su espacio. Dicho baúl no se ha vaciado nunca; hasta las grandes extinciones en masa dejaron especies en cada función principal, y la ocupación del espacio ecológico por parte de éstas cerró el paso a innovaciones fundamentales. Esta explicación debe complementarse con otra basada en la

genética y el desarrollo donde los primeros animales pluricelulares gozarían de una flexibilidad para el cambio genético y la transformación embriológica que irían perdiendo a medida que los organismos “se bloquearan” en un conjunto de patrones estables y prósperos.

Tampoco, describe Gould, se sabe por qué se extinguieron la mayoría de los experimentos iniciales, mientras que algunos sobrevivieron para convertirse en nuestros tipos modernos. Uno se siente tentado de afirmar que los vencedores ganaron gracias a su mayor complejidad anatómica, mejor ajuste ecológico u otra característica predecible de lucha darwinista. Pero no se aprecian rasgos distintivos que aúnen a los vencedores; pareciera que los sobrevivientes lo fueron por el azar.

Los cambios ambientales catastróficos que provocan extinción en masa de un elevado porcentaje de especies pueden producir modificaciones en las condiciones de vida y hacer aparecer que el camino de la vida es errático. Estas extinciones en masa son comunes en el registro geológico, precisamente marcan los cambios de períodos (Cámbrico-Ordovícico-Silúrico-Devónico-Carbónico-etc). Hasta fines de la década del 70 del siglo XX se pensaba que estas extinciones tardaban varios millones de años y podían así ser explicadas en forma gradualista, siendo el fenómeno mera intensificación de los cambios ordinarios. La nueva interpretación de las extinciones en masa es que son hitos decisivos en el camino de la vida que ejercían efectos radicalmente diferentes. Luis y Walter Alvarez presentaron en 1979 datos que indicaban que el impacto de un meteorito (7 a 10 km de diámetro) desencadenó la última gran extinción en el límite Cretácico-Terciario (65 Ma). Los paleontólogos han detectado cinco principales extinciones en masa (final del Ordovícico, en el Devónico tardío, al final del Pérmico, al final del Triásico y al final del Cretácico) y un número mayor de episodios menores a lo largo de 530 Ma. Salvo el último, no tenemos pruebas evidentes de que cada uno de esos eventos fuera determinado por un impacto meteorítico, pero sí queda establecido que las extinciones en masa fueron más frecuentes, rápidas, aniquiladoras y diferentes en su efecto que lo imaginado hasta entonces por los paleontólogos. Esto impulsa a pensar que el camino de la vida es más, algo contingente y aleatorio, que predecible y direccional.

La extinción de los dinosaurios en el Cretácico superior, concluye Gould, dejó a los mamíferos el dominio del mundo de los vertebrados. Los mamíferos aguantaron la extinción en masa gracias a su pequeño tamaño (que posibilita poblaciones mayores resistentes por ende a la extinción) y con menos especialización ecológica o lo que es lo mismo más lugares a donde refugiarse.

¿CÓMO SE MIDE EL TIEMPO EN GEOLOGÍA? (GEOCRONOLOGÍA)

La medición del tiempo entre dos sucesos naturales es de primordial importancia en las ciencias de la naturaleza (Física, Química, Biología, Geología, etcétera). En el caso de la Geología el orden de sucesos y el tiempo en que se produjeron (edad) le otorga a esta ciencia el carácter histórico, como se vio en la primera parte.

Sin entrar en disquisiciones físico-filosóficas sobre lo que es el tiempo, se puede decir en forma simplificada que existen dos tipos de edades para la estimación del tiempo en geología o en Ciencias Naturales.

- A) Edades relativas
- B) Edades “absolutas”

A) Edades relativas

Estas edades nos dicen que un evento es anterior a otro, pero no nos dicen cuantos años. Uno de los métodos de este tipo de edades se deduce por medio de las leyes de la estratigrafía como veremos a continuación:

LEYES FUNDAMENTALES DE LA ESTRATIGRAFÍA

Desde antes de Cristo ya se conocían algunos intentos para determinar las edades de las rocas. Pero recién Niels Stensen (Steno, 1638-1687) haciendo estudios en rocas sedimentarias de los valles de Italia postula las siguientes leyes:

1) **Ley de superposición:** en una sucesión de estratos o capas sedimentarias, la de más arriba es la más joven (edad relativa puesto que no dice cuanto más joven es).

2) **Ley de la horizontalidad original:** en el momento de su formación los estratos tienen su superficie horizontal. Si ahora no lo son es porque han sido perturbados.

3) **Ley de continuidad original:** en el tiempo de su formación un estrato es una hoja continua y se adelgaza o sigue hasta la barrera impuesta por la cuenca.

William Smith (1761-1839) fue el primer **bioestratógrafo**. Hizo estudios con fósiles y observó que en distintos lugares el orden de los fósiles era el mismo y llegó a la siguiente conclusión: capas con el mismo contenido fosilífero son de igual edad. De esta manera se puede correlacionar de un continente a otro. Smith creó la **bioestratigrafía** o **Paleontología histórica**. A partir de este criterio se crean los conceptos de zona fosilífera y el de **fósil guía** (es aquel que tiene una gran distribución areal y corta distribución en el tiempo). Todos estos conceptos concurren a establecer la edad relativa de las rocas sedimentarias.

CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS

Se pueden utilizar criterios geomorfológicos para la datación relativa de algún evento natural, por ejemplo el estudio de las terrazas, Figura 271, tanto fluviales como marinas.

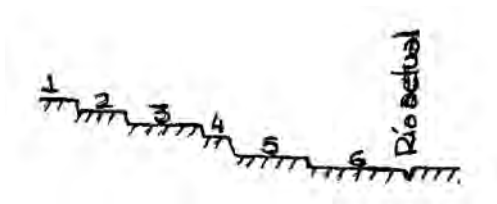


Figura 271. Terrazas fluviales la terraza 1 es la más antigua y es en ella donde esperamos encontrar restos o rastros de la civilización más antigua que habitó el valle. Las civilizaciones más jóvenes habitaron terrazas inferiores. La civilización más reciente ocupa los niveles 5 o 6 dado que todos los asentamientos se supone que se hacen lo más próximo a la fuente de agua. La edad absoluta de las terrazas se puede calcular por el método de ^{14}C , cuando son menores de 50.000 años, en restos de materia orgánica de los fogones.

Si bien la terraza 1 es más vieja que la 2 y esta a su vez más que la 3 y que la 4, hay que tener en cuenta, en este método, que pueden haber descensos de tipo epirogénicos que permitan que se labre una terraza más joven entre la N° 2 y la N° 3. Los encargados de dilucidar estos problemas son los geólogos que a través del estudio geomorfológico de la cuenca del río debe asegurar el orden de la secuencia de las terrazas.

CRITERIOS DE INTRUSIVIDAD

La roca ígnea que intruye a otra roca ígnea, metamórfica y/o sedimentaria representa un evento (ígneo) posterior al de las rocas que fueron intruidas. Los ejemplos de intrusividad vistos en la segunda parte ilustran este caso y es un método clásico de la geología.

B) Edades absolutas

Este tipo de edades indican cuantos años un evento es anterior a otro. Se debe tener en cuenta el error del método.

MÉTODO TERMODINÁMICO

Poco después de su formación, el planeta, según el pensamiento de los físicos, fue una masa fundida o parcialmente fundida, en la cual la superficie se enfrió más rápidamente. Lord Kelvin en 1862, por estudios termodinámicos, calculó el tiempo de enfriamiento desde sus orígenes y llegó a un valor entre 20 y 400 millones de años, que en 1897 modificó a valores de 20 a 40 millones de años. En esa época no se conocía la radioactividad y sus efectos energéticos.

MÉTODO DE LA SALINIDAD OCEÁNICA

Jolly (1899) calcula también la edad de la Tierra entre 80 y 90 millones de años sobre la base de la concentración del ClNa de los océanos. Supuso que en sus orígenes los océanos eran de aguas dulces y además que el aporte salino de los ríos en el lavado continental era constante.

MÉTODO DE LA VELOCIDAD DE SEDIMENTACIÓN

Goodchid (1898) mide los espesores de los sedimentos desde el Precámbrico hasta la actualidad y por velocidad de sedimentación llega a estimar una duración de $700 \cdot 10^6$ años desde el Paleozoico hasta la actualidad.

Schucher, también por velocidad de sedimentación calcula $500 \cdot 10^6$ años desde el Paleozoico hasta la actualidad, y dice que la era Paleozoica fue más larga que la Mesozoica y esta a su vez más larga que la Cenozoica.

Los criterios del cálculo de edad según la velocidad de sedimentación son relativos pues en un lugar puede haber mayor sedimentación que en otro.

RECUESTO DE VARVES

Los varves, como se vio en la segunda parte, son depósitos sedimentarios de origen glacial-lacustres que se depositan estacionalmente, una lámina en período máxima insolación (estival) y otra en período de mínima insolación (invernal), de tal manera que ambas representan un año. Estos estudios, que fueron iniciados en Suecia, no solo brindan información sobre la cantidad de años que duró la sedimentación lacustre en un área englazada sino que también por el espesor de las láminas, y con las consecuentes correlaciones con otras cuencas lacustres de la región, se puede obtener información sobre la actividad solar ya que un mayor espesor de éstas podría estar indicando una mayor actividad solar (mayor insolación, estacional o anual). Un mayor detalle de la génesis de los varves se puede ver en el capítulo de rocas sedimentarias.

DENDROCRONOLOGÍA

Este método se refiere al recuento de los anillos de crecimiento en los troncos de los árboles, donde cada anillo significa un año. Con este método se puede calcular la edad de un bosque y en forma parecida al estudio de los varves se puede sacar consideraciones de tipo climáticas de acuerdo al espesor de los anillos. Como regla general se tendría que ani-

llos más finos indicarían años más fríos. Los árboles en zonas tropicales no desarrollan anillos de crecimiento, dado que por razones climáticas el mismo es continuo durante todo el año, por lo tanto en estas zonas el método no tiene aplicabilidad.

MÉTODOS RADIOACTIVOS

Corresponden a los métodos más usados en geología. La existencia de isótopos radioactivos fue descubierta en 1896 por Becquerel cuando estaba experimentando con los Rx descubiertos por Röntgen. Colocó varios cristales de uranio junto a placas fotográficas separadas parcialmente por láminas de cobre, todo envuelto en papel oscuro. El conjunto lo exponía a la luz solar y esperaba que los Rx del sol imprimieran la película. Se sabía que las láminas de cobre detenían a los Rx. Como esos días estuvieron nublados, guardó las muestras en un cajón, y al revelarlas después aparecieron las manchas radioactivas. Cerca de allí trabajaban los esposos Curie, y en 1898 experimentando con el uranio descubrieron el radio (Ra). Vieron como estos cristales de Ra desaparecían con el tiempo y al mismo tiempo descubrieron que era mucho más activo que el uranio (U).

Rankama (físicoquímico sueco) fue uno de los primeros que trabajó en el estudio de los isótopos aplicados a la geología y dijo que "La investigación de los fenómenos geológicos realizados por medio de los isótopos es la **Geología isotópica**"...

Se acepta por medio de la teoría atómica que el átomo está formado por un núcleo y electrones que giran en su alrededor. El núcleo está constituido por protones y neutrones que a su vez están constituidos por diversas partículas subatómicas. Las **propiedades físicas** del átomo están regidas por la masa que está concentrada en el núcleo (un electrón pesa $1/1840$ veces 1 protón).

Un elemento atómico se caracteriza por tener el mismo número de protones pudiendo variar el número de neutrones. Los núcleos con el mismo número de protones y diferente número de neutrones son los **isótopos** de ese elemento (reciben ese nombre porque se ubican en el mismo lugar en la tabla periódica).

Por ejemplo el H posee dos isótopos, el D=deuterio que contiene $1p + 1n$ y el Tr = tritio que contiene $1p + 2n$ y es inestable (radioactivo). Todos los isótopos de un mismo elemento tienen las mismas propiedades químicas ya que poseen la misma configuración electrónica pues esta está vinculada a la cantidad de protones en el núcleo; pero las propiedades físicas son distintas ya que estas dependen de la constitución del núcleo ($p+n$). En la naturaleza existen 92 elementos con una cantidad de 2 o 3 isótopos de cantidad media. Hay elementos con 8 isótopos.

El **núcleo** de un átomo está caracterizado por tres números:

Z = número atómico (1 a 92) = número de protones en el núcleo.

A = número másico (1 a 232) = peso atómico, $n + p$.

N = número neutrónico (0 a 140) = número de neutrones en el núcleo.

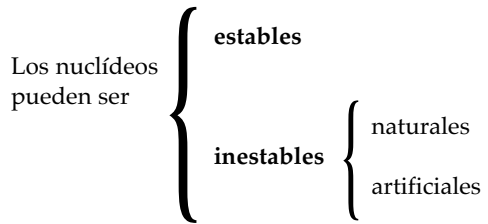
de tal manera que: $A = Z + N$

Isótopos, como se mencionó, son aquellos átomos que ocupan el mismo lugar en la tabla periódica o sea que tienen igual número Z y distinto N , de donde cambia A , mientras que **nuclídeos** son los distintos tipos de núcleos que puede tener un mismo elemento.

Los **isótopos** pueden ser **estables** o **inestables**. Se considera **estables** a aquellos que tienen una vida media muy prolongada, por ejemplo a escala geológica, ya que con el tiempo todos los átomos son inestables y se los utiliza para el estudio de la petrología. Los núcleos **inestables** denominados radionuclídeos se desintegran con el tiempo, con una vida media

que puede variar entre fracciones de segundos y miles de millones de años por ello se los utiliza para el cálculo de edad de los minerales y/o rocas, y se transmutan en otros elementos denominados **hijos**. Este elemento hijo puede a su vez ser estable o inestable.

La transmutación o desintegración de un elemento en otro se produce por la emisión de partículas α , β y γ , también puede haber emisión de neutrones y protones. La fisión espontánea genera dos núcleos cuya suma de masas es inferior a la del elemento original; la diferencia de masa se transforma en energía que se disipa en el medio.



SEPARACIÓN Y ESTUDIO DE LOS ISÓTOPOS

En la separación y estudio de los isótopos existen fundamentalmente dos métodos:

- | | |
|-----------------|--|
| Químicos | <ul style="list-style-type: none"> 1.-electrólisis 2.-intercambio químico 3.-fotoquímico |
| Físicos | <ul style="list-style-type: none"> 1.-densidad 2.-centrifugación 3.-evaporación 4.-destilación 5.-difusión térmica 6.-electromagnético |

El instrumento más eficaz en la determinación de los isótopos es el **espectrómetro de masa**, Figura 272.

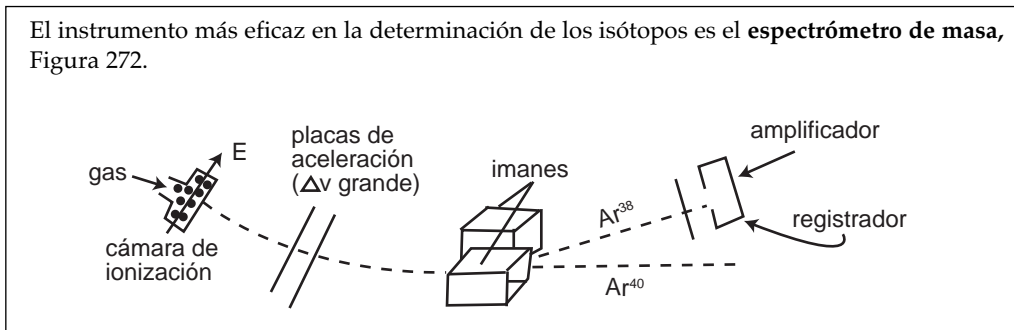


Figura 272. Esquema de un espectrómetro de masa donde se aprovecha la distinta inercia por efecto de masa para la separación de isótopos de un mismo elemento acelerados primero dentro de un campo eléctrico y luego separados dentro de un campo magnético.

1.-Los iones que se generan en la cámara de ionización (p.e. Ar) son acelerados por una diferencia de potencial producida entre las dos placas de aceleración. El gas se ioniza por medio de un chorro de electrones que se hace pasar a través de él. El ión queda cargado (+) y es acelerado por las placas de aceleración.

2.-Este chorro de iones pasa luego por un campo magnético que separa los iones de distinta masa atómica.

3.-Los iones de distinta masa dentro del campo magnético sufren desviaciones en función directa del campo y las masas respectivas. De esta manera se pueden separar por ejemplo los iones de ^{38}Ar y ^{40}Ar . Estos iones se recogen en un amplificador y las señales se mandan a un registrador gráfico. Todo este sistema está en vacío. El ^{40}K se determina por vía química.

En el caso del hidrógeno se reconocen dos isótopos cuya abundancia es:

^1H = núcleo constituido por 1 protón.....99,98%

^2D = Deuterio (con 1 neutrón y 1 protón).... 0,01%

^3T = Tritio (con 2 neutrones y 1 protón)..... 0,01% inestable

Hoy en día se reconocen 18 tipos de moléculas distintas de agua teniendo en cuenta los isótopos del H y del O: H_2O , D_2O (agua pesada), Tr_2O (agua superpesada), HDO , HTO , etc. que físicamente poseen propiedades diferentes.

El agua de los pozos de petróleo tiene igual composición en deuterio que el agua de mar, se registra además que a mayor profundidad en los océanos hay menor concentración de deuterio. El D se encuentra con mayor abundancia en la nieve y por lo tanto en los glaciares, de ahí que las plantas de agua pesada concentran el D de las aguas de deshielo (por ejemplo en la Argentina la Planta de Agua pesada de Arroyito, en Neuquén, se extrae D del agua del río Limay que en su mayor parte posee origen glacial).

En un principio se supuso que las propiedades químicas de un elemento estaban en la configuración electrónica y las físicas en el

núcleo. Desde 1930 se comprobó que no es tan así. Se supo que ciertos isótopos tienen mayor afinidad con ciertas moléculas, de esta manera se produce un **fraccionamiento isotópico** natural. Esto permite hacer deducciones geológicas (la mayor abundancia de un isótopo determinado indica un origen dado).

por ejemplo:

—En las calizas el ^{13}C disminuye con la profundidad de formación.

—El ^{13}C se fija en los compuestos oxidados, el ^{12}C en los reducidos.

—En rocas ígneas a medida que aumenta el contenido de SiO_2 hay más ^{18}O , esto vale también para los meteoritos.

—En rocas sedimentarias de origen marino hay menor concentración de ^{18}O que en las de origen continental.

—La **Termometría geológica** se puede rea-

lizar sobre la base del contenido del isótopo 18 del oxígeno. Se estudia en el CO_3Ca de las conchillas y la correlación es del tipo como muestra el diagrama, Figura 273.

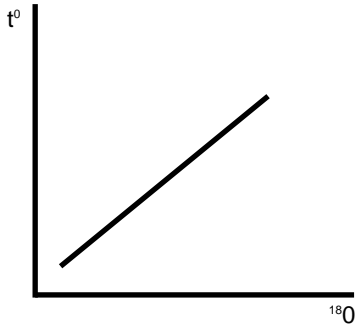


Figura 273. Diagrama que muestra la curva de equilibrio del ^{18}O con la temperatura.

MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS RADIMÉTRICOS

Son métodos mucho más precisos y fidedignos. La velocidad de desintegración varía de núcleo a núcleo y se la suele denominar **vida media** y es el tiempo que transcurre para que se desintegre la mitad de la cantidad original de ese radionúcleo. Este fenómeno se lo utiliza para conocer la antigüedad de un mineral y/o roca. Por ejemplo, en el momento de formación de un mineral dentro de él hay un tipo de átomo A (padre) que se desintegra en otro tipo B (hijo) con un período de semidesintegración de 1.000 años. Inicialmente en el mineral hay 100 átomos de tipo A y ninguno de tipo B, y además el sistema es cerrado, o sea que no entra ni sale A y/o B del mineral. Transcurridos 1.000 años, el mineral tendrá 50 átomos de tipo A y 50 átomos de tipo B. Pasados otros 1000 años el mineral contendrá 75 átomos de B y 25 átomos de A y así sucesivamente, de tal manera que es posible conocer la edad del mineral midiendo la cantidad de elemento hijo y conociendo la velocidad de desintegración del elemento padre.

Los métodos que se basan sobre el estudio de isótopos inestables o sea en la desintegración atómica son:

Radiocarbono, ^{14}C
Pb/ α

Pb/U
Pb/Pb
K/Ar
Rb/Sr
Tritio
etc.

Los métodos radioactivos de medición del tiempo geológico requieren la presencia de un elemento radioactivo primario dentro de un mineral que fue inalterado durante todo el tiempo que se desea medir. Como el elemento radioactivo primario está sometido a desintegración espontánea, origina un producto secundario que nos proporciona una indicación del tiempo transcurrido desde que el cristal se formó.

Por ejemplo, en un anfíbol hay K, el K tiene un isótopo radioactivo que es el ^{40}K , este se desintegra emitiendo una partícula gamma en ^{40}Ar , se sabe que esta transformación se hace a una velocidad constante que conocemos (constante de desintegración). Si se conoce por análisis físicos y químicos la cantidad de ^{40}K y ^{40}Ar que tiene ese anfíbol podemos calcular su edad. Por supuesto ese cristal de anfíbol no tiene que estar alterado y no se tiene que haber escapado de su estructura (por calentamiento posterior) el gas ^{40}Ar .

Los métodos de datación radimétricos son de dos tipos:

- a) **métodos basados en la acumulación.**
- b) **métodos de decaimiento o desintegración** (caso de ^{14}C y ^3Tr).

Los **métodos basados en el decaimiento** residen en que los núcleos son producidos por radiaciones nucleares hasta llegar a un equilibrio. Por ejemplo el ^{14}C se forma en la alta atmósfera por radiación cósmica. Este método se aplica para sustancias de origen orgánico.

El carbono existente en la atmósfera terrestre está compuesto por tres isótopos ($^{14}\text{C} = 99,9\%$, $^{13}\text{C} = 1,1\%$ y $^{12}\text{C} = 1,18 \cdot 10^{-14} \%$). Este último se forma a partir de ^{14}N . El nitrógeno-14 está sometido continuamente al bombardeo de neutrones cósmicos y lo transforman en carbono-14. Su período de desintegración es de 5.730 años. Si se supone constante la radiación cósmica en los últimos 50.000 años, la tasa

de producción de carbono-14 será constante. Los seres vivos al respirar incorporan C a su organismo que deja de incorporarlo cuando mueren. Cuando ello sucede el ^{14}C que es radiactivo comienza a desintegrarse disminuyendo su proporción en el carbono total. Este método tiene problemas pues la radiación solar varía con el tiempo, parece ser que en forma cíclica, generando épocas de mayor cantidad de ^{14}C que otras. Las explosiones nucleares también fabrican éste elemento, por ello el método no vale para épocas posteriores a 1945. Este método puede ser controlado midiendo la concentración de ^{14}C en los anillos de crecimiento de los árboles, cada uno de un año de duración (dendrología). Con éste método también se pudo datar el sudario de Cristo de Torino con una edad de 1.260 a 1.390 aC.

ALGUNAS CONDICIONES QUE DEBEN TENERSE EN CUENTA SON:

- 1) no debe de haber habido ganancias o pérdidas de padre y/o hijo.
- 2) la constante de desintegración (λ) debe ser bien conocida.
- 3) la muestra tiene que ser bien representativa de lo que se quiere datar.
- 4) conocer los errores del método.

Los resultados se expresan en años (a) o en millones de años ($10^6 \text{ a} = \text{Ma}$); y un Geocrón equivale a = 1000. $10^6 \text{ a} = \text{eón}$

El método del ^{14}C se aplica en antropología y arqueología, o sea para la parte superior del Pleistoceno y también puede ser usado en glaciología.

MÉTODO Pb/ α :

Se calcula sobre circones y monacita minerales que poseen U y Th, conocido el isótopo del Pb proveniente del U y el Th se puede calcular la edad. El Pb se mide por espectrografía, el U por su actividad (emisión α) de ahí el nombre del método. Es actualmente poco usado.

$$\text{Pb}/\alpha \cdot K = t$$

MÉTODO DEL Pb/U

Hay tres series de reacciones por desintegración:

$$^{238}\text{U} \rightarrow 8 \text{ } ^4\text{He} (\alpha) + ^{206}\text{Pb} \dots\dots\dots \text{vida media} = 4.500 \text{ millones de años}$$

$$^{235}\text{U} \rightarrow 7 \text{ } ^4\text{He} (\alpha) + ^{207}\text{Pb} \dots\dots\dots \text{vida media} = 713 \text{ millones de años}$$

$$^{232}\text{Th} \rightarrow 6 \text{ } ^4\text{He} (\alpha) + ^{208}\text{Pb} \dots\dots\dots \text{vida media} = 13.900 \text{ millones de años}$$

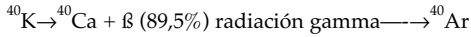
Los isótopos 206, 207 y 208 del Pb son estables.

MÉTODO K/Ar

El método K-Ar se basa en el hecho de que el potasio-40, cuyo periodo de semidesintegración es de 1300 Ma, se desintegra en argón-40 que es un gas estable (el Ar al ser un gas se escapa del mineral si está dentro del magma o sufre fuertes calentamientos por metamorfismo) por lo tanto si se miden las cantidades de elemento padre y de elemento hijo se puede determinar la edad del mineral después del último gran calentamiento o sea se determina cuanto tiempo hace que se solidificó el mineral si su origen es magmático o cuanto tiempo hace que sufrió el últimos gran calentamiento (sin fusión) si el mineral se halla en una roca metamórfica (en un caso se data el magmatismo y en el otro el metamorfismo).

Un perfeccionamiento del método consiste en irradiar con neutrones a la roca que se quiere datar en un reactor nuclear. Los neutrones al chocar con el potasio-40 lo transmutan a argón-39 (el argón-40 no se ve afectado). La muestra es fundida posteriormente en una cámara de vacío desprendiéndose tanto el argón-40 como el argón-39 (se toma al argón-39 como equivalente a la cantidad de potasio-40) y pueden ser medidos directamente. La relación entre ambos proporciona la edad de la roca.

Los isótopos de K son el 39, 40 y 41.



El ^{40}Ca no se utiliza porque no se puede distinguir por ahora del ^{40}K radioquímico. El que se utiliza es:



El K se mide químicamente y el Ar en el espectrómetro de masa. El método K/Ar es uno de los más importantes, abarca edades entre $3.000 \cdot 10^6$ a 50.000 a. Se lo puede utilizar en cualquier roca (sedimentarias, ígneas, metamórficas, arcillas, evaporitas, rocas con cemento que contengan K y con glauconita) Los minerales que se estudian en orden de mayor a menor calidad son: anfíboles, muscovita, biotita, feldespatos.

MÉTODO Rb/Sr

El método del Rb-Sr se basa en que el ^{87}Rb es un radioisótopo natural que se desintegra en ^{87}Sr con un semiperíodo de desintegración de 48.800 Ma. Si una roca en el momento de su formación no contuviese ^{87}Sr , para conocer su edad bastaría con medir los elementos padre e hijo; ello no es conducente porque no se puede asegurar que no existía en el momento original ^{87}Sr . Pero dado que existe un isótopo estable del Sr (^{86}Sr) se puede superar el problema. El procedimiento consiste por ejemplo en tomar varias muestras de rocas de un plutón y analizar el contenido de ^{87}Sr , ^{86}Sr y ^{87}Rb . Como cada muestra contiene diferentes minerales, o al menos diferentes cantidades del mismo mine-

ral, al representar en un gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se tiene una curva que cuando todas las muestras tienen la misma antigüedad es una recta que se llama **isocrona**. Las isocronas obtenidas de meteoritos condritos dan una edad de 4.498 Ma con un error de 15 Ma. El hecho de que las muestras procedan de varios meteoritos nos indica de que estos se formaron simultáneamente y corrobora la hipótesis de que la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es constante en toda la nebulosa protosolar y que los isótopos primigenios estaban homogéneamente repartidos.

La pequeña diferencia del valor de la edad calculada por el método Pb-Pb y el Rb-Sr se debe a que las constantes de desintegración no son conocidas con suficiente precisión.

De Rb existen los isótopos 85 y 87, este último es radiogénico. Del Sr existen los isótopos 84, 86, 88 y 87 (proviene del ^{87}Rb y es el que se usa para el cálculo de edad).

$$t = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}} \cdot K$$

Hay dos maneras de calcular la edad:

a) medir cuanto ^{87}Rb y ^{87}Sr hay, pero este método no nos permite saber si la edad es buena.

b) Por medio de **isocronas**. En distintas muestras de un mismo cuerpo se hacen los cálculos isotópicos. Si las tres o más muestras tienen la misma edad están sobre una misma recta (isocrona). La pendiente a de la recta por una constante nos da la edad. Si la curva corta ordenada el valor $0,700$ nos dice que la roca estudiada es ígnea pura. Las rocas sedimentarias o metamórficas cortan en otros valores, Figura 274.

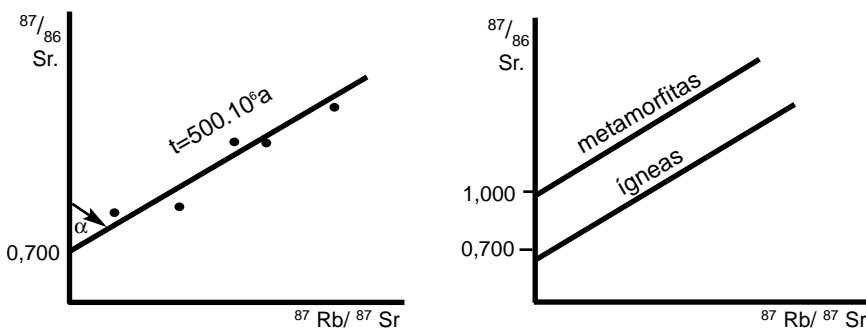


Figura 274. Curvas isocronas del método Rb/Sr.

En el segundo diagrama las dos rocas tienen la misma edad pero orígenes distintos. Este método es bueno para edades más antiguas que el Jurásico debido a la vida media tan grande que tiene el ^{87}Sr . Se lo utiliza para rocas ígneas, sedimentarias con cemento glauconítico e illita.

Recientemente se pudo hacer otra calibración del método comparando con la relación ^{234}U - ^{230}Th en corales. En el momento de formación del coral su contenido en ^{234}U es conocido, a partir de ese momento empieza a formarse el ^{230}Th . Comparando el contenido de ^{14}C y el de ^{230}Th se puede determinar la edad del coral. Ello permite comparar ambos métodos. Así se llegó a la conclusión de que es necesario aumentar la antigüedad de las muestras tasadas con ^{14}C a medida que aumenta su antigüedad, existiendo una discrepancia de 3.000 años en muestras de 20.000 años. Ello hace que se deban revisar los datos sobre la edad de la última glaciación que en vez de haber ocurrido hace 17.000 años, ocurrió hace 20.000 años.

TRITIO

Es el isótopo radioactivo del H y se produce en la alta atmósfera y entra en las lluvias pasando a la hidrosfera. Su vida media es de 12,5 años y mide edades menores de 100 años.

Se lo utiliza en hidrología como **trazador**, por ejemplo las aguas de un glaciar que se insumen en el terreno y desaguan en formas subterráneas en el colector principal, agregando agua enriquecida en moléculas con Tr en el lugar del deshielo se puede hacer un seguimiento de dicha agua **marcada** por medio de simples detectores de radioactividad. Otra utilidad, por ejemplo, es calcular la edad de un vino para ver si hay adulteración respecto al año de la cosecha.

TRAZAS DE FISIÓN

Método de datación desarrollado en la década de 1980. Con aumentos $\times 1.000$ o 1.100 se buscan estructuras provocadas por la radioactividad en minerales portadores de Th, U o K. Los isótopos radioactivos de estos elementos cuando se fisuran naturalmente emiten radiación que genera finos tubos (trazas) en la estructura del mineral. El mineral se lo lava

previamente con ácido fluorhídrico para magnificar dichas estructuras y se las cuenta por unidad de superficie al microscopio. Posteriormente la muestra se la expone en un reactor y se la bombardea con neutrones en una cantidad conocida, se la vuelve a tratar con ácido y se cuenta el número de huellas nuevas en la misma área. Las trazas nuevas son el resultado de la fisión inducida por los neutrones e indican la cantidad de uranio que hay en la muestra. De la proporción de trazas originales a trazas nuevas se puede calcular la edad del mineral debido a que se conoce la cantidad de uranio de la muestra y la velocidad de desintegración del uranio que es conocida. Uno de los problemas que puede tener el método es si el mineral datado tuvo un recalentamiento que "borró" parte de las trazas, en ese caso la edad que se mide es intermedia entre el origen del mineral y el momento del recalentamiento, por lo tanto esa edad no sirve. El método funciona bien para minerales como: mica, apatita, hornblenda, tectitas (vidrio de impacto meteorítico), obsidiana, vidrio hecho por el hombre, etcétera.

EDAD DE LA TIERRA

Debido a que la vida media de muchos de los radioisótopos es tan larga (desde que se formaron no han terminado de desintegrarse totalmente), ello permite medir la edad de la Tierra. Para corroborar esta idea se usó la hipótesis de que debió de haber isótopos radioactivos de vida media menor, los cuales ya desaparecieron. Parece que un isótopo de este tipo fue el ^{236}U que hoy en día no se encuentra en nuestro planeta. El ^{236}U se generó artificialmente en laboratorio y se le midió una vida media de 24.10^6 años. Su desaparición sería una prueba de que la Tierra tiene más de 1000.10^6 años (edad mínima) tiempo necesario como para no poderlo detectar suponiendo que en un principio hubo cantidades iguales de ^{238}U y ^{236}U . La presencia en el planeta de ^{235}U , ^{238}U y ^{232}Th indica que posee una edad menor de $10.000.10^6$ años (edad máxima) ya que de haber tenido esa edad estos isótopos hubieran desaparecido por desintegración espontánea.

Para estimar la edad de la Tierra es preciso conocer su origen. La hipótesis más aceptada

sobre la génesis del Sistema Solar es: en determinadas zonas de una galaxia se producen acumulaciones o nubes de polvo y gas. Las nubes se condensan, por efecto de la gravedad, cuando estas alcanzan una masa y densidad suficientemente elevada. Estas continúan contrayéndose rápidamente hasta que en su centro se alcanza temperaturas y densidades muy elevadas que inician la fusión entre los núcleos atómicos más livianos. La fusión produce energía en cantidad suficiente como para detener la condensación provocada por la actividad gravitatoria. En ese momento nació una estrella. En torno a estas quedan gran cantidad de fragmentos; algunos de ellos se van agrupando por atracción gravitacional hasta adquirir el tamaño de planeta. Este es el origen de los planetas próximos al Sol, como la Tierra. Los fragmentos que no se agruparon quedaron vagando en el espacio del Sistema Solar constituyendo los meteoritos cuando son atraídos por el campo gravitacional del planeta.

Los procesos exógenos que actuaron por largo tiempo destruyeron los restos de las rocas primigenias que originalmente formaron la Tierra, por lo cual no podemos medir directamente su edad. Para evitar este problema calculamos la edad de los meteoritos, que de acuerdo a lo expuesto anteriormente sí corresponden a fragmentos de la época del origen del Sistema Solar. En la nebulosa inicial la distribución de los isótopos era homogénea (hay varias pruebas que lo confirman). Por lo tanto en el momento que se formó el Sistema Solar las proporciones que se encontraban los diferentes isótopos, con algunas excepciones, era la misma en todo él (planetas, asteroides, meteoritos).

De entre los meteoritos resultan interesantes las **condritas carbonáceas** que están formadas por cóndrulos (gotas fundidas que se forman en las primeras colisiones que dieron origen a los planetas) y por consiguiente poseían la composición isotópica de aquella época. Además no sufrieron un calentamiento posterior muy fuerte como para fundirlos. El método usado para su cálculo de edad es con isótopos de vida media muy larga tal el caso Pb-Pb y del Rb/Sr que dan una antigüedad al Sistema Solar de 4.500 millones de años.

Las rocas más antiguas encontradas en el Planeta tienen una edad de 3.600 Ma. Desde la década de 1980 el método Pb-Pb fue perfeccio-

nado y se pudieron medir edades en minerales, para ello se usaron circones. Los australianos, en circones de las rocas del monte Narryer, Australia occidental, calcularon una edad de 4000 Ma, lo que demostraría que ya existía una corteza continental en aquella época.

OTRAS UTILIDADES DE LOS ISÓTOPOS

Otra utilidad de los isótopos fue la de permitir dar una hipótesis satisfactoria a la desaparición de los dinosaurios en el límite Cretácico-Terciario (límite K-T) hace 65 millones de años. Ello se debió al impacto de un meteorito de varios kilómetros de diámetro (asteroide o cometa) a más de 10 km/s. El impacto liberó una gran cantidad de energía que generó grandes desastres naturales haciendo desaparecer la mitad de las especies vivientes. El cuerpo celeste se desintegró y en parte se pulverizó generando una delgada capa sedimentaria enriquecida en iridio en una proporción muy superior a la que habitualmente se encuentra en las rocas terrestres. Esa proporción es similar a la que se encuentra en algunos condritos carbonáceos. La hipótesis mejorará cuando se pueda determinar el tiempo en que se produjo tal depósito, si duró una decena de años o varios miles. En el último caso cabría otra hipótesis como es la que sostiene que la extinción se debió a un intenso vulcanismo.

Los isótopos como relojes también fueron usados en el cálculo de la edad del hombre primitivo. En 1969 Leakey, en Kenya, en las laderas de un volcán junto al lago Turcana, encontró los restos de dos cráneos dentro de cenizas volcánicas que al ser datadas por el método K/Ar arrojaron una edad de 2,6 Ma. Al ser revisada esta datación arrojó un nuevo valor de 1,9 Ma. Estudios y hallazgos posteriores dieron una edad de 2,6 Ma y nuevas correcciones arrojaron nuevas cifras de 1,9 Ma. Estas discrepancias con el método K/Ar hicieron que se realizaran cálculos con el método de **traza fisión** en los circones de las cenizas. Los valores así obtenidos varían entre 2,4 y 2,6 millones de años.

Los restos humanoides de Piltdown, en Sussex, Gran Bretaña, en 1912, fueron estudiados por el método del ^{14}C que permitió confirmar el fraude. Este método es aplicable para edades menores de 50.000 años.

Antes de que los metales puedan concentrarse para formar un yacimiento de interés económico, deben atravesar varios procesos. El agua, el magma y otros fluidos, así como los fenómenos atmosféricos, intervienen en la formación de los yacimientos.

Los viejos mineros sabían de donde sacar el oro. Lavaban los sedimentos de los ríos y, además, sabían que aguas arriba estaba la roca madre de donde provenía el oro. Estas eran vetas de cuarzo con oro diseminado las cuales eran o no explotables y ahí se terminaba la sabiduría.

Hoy se sabe que los metales de interés son parte integrante de los materiales que constituyeron la formación del planeta y que su evolución dinámica interna y externa (endógena y exógena) a través de distintos procesos provocó la acumulación de los metales con interés para el hombre (yacimientos). Estos elementos fueron transportados por fluidos, y cambios físicos y químicos provocaron su precipitación. Estudiando los fluidos y los sistemas tectónicos que han cambiado la Tierra a lo largo del tiempo, los investigadores van comprendiendo la génesis de los yacimientos.

En el caso mencionado del oro y de otros elementos los procesos exógenos, luego, pueden redistribuir y concentrar aún más a estos metales o agregados de distintos metales. En este último caso son de fundamental importancia los conocimientos sobre la sedimentación, comportamientos hidrodinámicos de los minerales y caracteres geomórficos y litológicos del terreno para una mejor comprensión del fenómeno de formación de un **yacimiento exógeno**.

Toda esta síntesis del conocimiento parte de la base de que la totalidad de los metales en la Tierra ha permanecido constante a lo largo del

tiempo geológico (sin tener en cuenta los isótopos del plomo y otros elementos que se forman de la desintegración radiactiva de elementos padres, principalmente U, K y Th).

Esta cantidad invariable de metales, de acuerdo con Brimhall, 1991, se distribuye en dos geosferas o sistemas fisicoquímicos. La geosfera externa es una capa delgada de aproximadamente 100 km de espesor que incluye a la astenosfera, la litosfera, la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera, en la que se mueven las placas continentales y oceánicas. La geosfera interna se halla constituida por el manto y el núcleo.

Los elementos químicos metálicos y no metálicos se han trasladado de un lugar a otro por medio de complejos mecanismos fisicoquímicos entre las dos geosferas a lo largo de la historia geológica.

Una reconstrucción resumida de cómo se formaron los yacimientos indica que la proto-tierra tenía una composición semejante a la de un meteorito primitivo, estos meteoritos se fueron acrecionando, primero lentamente y luego más rápidamente a medida que aumentaba el campo gravitatorio de lo que iba a ser el planeta. Pasada cierta masa crítica la tierra comenzó a diferenciarse en capas concéntricas, cada una compuesta por metales distintos. El hierro se hundía y se fundía para formar el núcleo metálico junto a otros elementos siderófilos (Ni, Co, Au, Pt). Mientras que el manto primitivo se empobrecía en esos elementos, relativamente se iba enriqueciendo en elementos litófilos (Si, Al, Mg, Ca, Na, K) cada uno de ellos se combinó con oxígeno (elemento más abundante) para formar los silicatos del manto y de la corteza.

Los elementos que más abundan en la corteza, después de los litófilos, son los metales cal-

cófilos (como el Cu o el Zn, junto con elementos volátiles como el Cl y el S)- Estos elementos, en procesos que duran millones de años, ascienden hacia la superficie por medio del magma, que es un fluido menos denso que las rocas que constituyen el manto. Así los metales van llegando a través del vulcanismo y plutonismo, integrando las primitivas rocas sedimentarias (se supone que había una atmósfera e hidrosfera primitiva) y metamórficas (al acumularse los primitivos sedimentos) para formar la primitiva corteza.

Este proceso dura miles de millones de años. Repetidas veces se reciclan estos materiales por medio del funcionamiento de la tectónica de placas provocando ello, a través de submecanismos (magmatismo, hidrotermalismo, metamorfismo, ciclo exógeno, etc.), las concentraciones metálicas.

En presencia de azufre los metales precipitan en forma de sulfuros. Estos sulfuros son densos respecto de los otros minerales que lo rodean y ello facilita su recuperación industrial. Sin una cantidad suficiente de azufre los metales pasan a las estructuras de otros minerales dispersándose en partes por millón o aún menos, y ello no hace rentable su explotación.

El conocimiento que se tiene sobre la génesis de los yacimientos parte de los estudios que se realizan en las minas que son los laboratorios naturales de concentración de minerales de mena. El geólogo debe de conocer las características petrográficas y estructurales de los lugares donde ocurren los depósitos minerales de interés. Estos depósitos suelen formarse en rocas sedimentarias o ígneas originadas bajo el agua o en áreas continentales cerca de la superficie. A veces en la proximidad de la superficie ocurren ciertos fenómenos con fuerte gradiente fisicoquímico dado que la superficie terrestre es la interfase entre la atmósfera, litosfera e hidrosfera- Dado el fuerte gradiente térmico que ahí ocurre precipitan los minerales de interés tanto al enfriarse el magma como las soluciones hidrotermales.

En grandes profundidades, donde reinan las altas presiones y las rocas poseen condiciones plásticas, no suelen ocurrir fracturas, mientras que en la corteza las fracturas suelen ser frecuentes, principalmente por causas tectónicas, ya que las rocas se comportan como materiales frágiles. La comunicación a través de las frac-

turas entre las altas presiones que reinan en la profundidad y la baja presión de la superficie hace que los fluidos (magma, agua o anhídrido carbónico) asciendan cargados con elementos químicos de interés en solución y/o suspensión. La importancia del agua es muy grande pues ésta en estado supercrítico (a altas presiones y temperatura de 275°C) posee características solventes muy fuertes. Estos fluidos reaccionan con los minerales de las rocas de caja modificándose mutuamente. Al cambiar la composición del fluido transportador de metales va cambiando su carácter solvente y disminuye su capacidad de transportar metales. Al mismo tiempo, en el ascenso, ha ido disminuyendo la temperatura. En sucesivas reacciones oxi-reducción e hidrólisis, mecanismos químicos comunes, se produce la precipitación de sulfuros metálicos. Posteriormente la biosfera se puede servir de estos minerales y en su acción bioquímica metabólica puede producir también la precipitación de minerales de interés. Estos mecanismos descritos en forma simplificada forman los denominados **yacimientos endógenos**.

Posteriormente, en condiciones normales, el interaccionar de la hidrosfera y la atmósfera sobre la litosfera (ambiente sedimentario donde actúan los procesos geomórficos) generan nuevos mecanismos tanto físicos como químicos sobre las rocas que llevan a la concentración de minerales de interés produciendo los denominados **yacimientos exógenos**.

Todos estos procesos gastan parte de la energía interna del planeta, proceso irreversible que juega en contra del principio del actualismo que dice que el presente es la llave del pasado dado que a medida que se va gastando la energía se va terminando la mineralogénesis y con ella, la formación de nuevos yacimientos de interés económico.

Para comprender las pautas geoquímicas globales, muy complejas, de los múltiples tipos de yacimientos minerales, se deben clasificar los yacimientos según:

- a) el metal predominante,
- b) la clase de ambiente donde se depositaron
- c) la edad del yacimiento.

En todo ello se debe de tratar de tener en cuenta el **análisis tectónico** de la región que

nos ayudará a comprender el mecanismo de las vías de ascenso de los fluidos mineralizantes. En este sentido Brimhall (1991) propone 5 eras tectónicas cada una caracterizada por su mecanismo de transporte y su grupo de yacimientos de minerales:

- a) Arqueozoico primitivo, 3.800 a 3.000 Ma
- b) Arqueozoico tardío 3.000 a 2.500 Ma
- c) Proterozoico primitivo 2.500 a 1.700 Ma
- d) Proterozoico medio y tardío, 1.700 a 700 Ma
- e) Fanerozoico, 700 Ma al presente.

Desde su formación hasta su modificación en la superficie terrestre, los yacimientos minerales son inestables. Esta inestabilidad está dada desde el punto de vista geológico, por la inestabilidad tectónica del planeta, y todo lo que ello implica desde el punto de vista químico y físico. Ya que repetidas veces una masa litológica mineralizada puede ser desmembrada y/o transportada por causas tectónicas a distintas posiciones en el espacio y en el tiempo y con características litológicas distintas. Estas características naturales son un factor de complicación en la comprensión acabada de la formación y clasificación de los yacimientos de elementos metálicos.

No obstante el conocimiento cada vez es mayor sobre el complejo transporte de los metales hasta sus lugares de precipitación, haciéndose cada vez más evidente el delicado equilibrio que se necesita para la conservación de las menas.

La Geología Económica trata sobre las concentraciones de minerales de interés económico para el Hombre. Dentro de ella se intenta determinar dónde se encuentran estos minerales, como llegaron ahí (génesis) para intentar obtener un modelo de yacimiento y cual será su costo de extracción.

Yacimiento: es una acumulación o depósito natural de rocas y/o minerales útiles al hombre que puede ser explotado con beneficio.

Universalmente se los suele clasificar en:

- a) Yacimientos metalíferos
- b) Yacimientos no metalíferos

Otra clasificación, de tipo genética, se refiere al ambiente de formación:

- a) Yacimientos endógenos
- b) Yacimientos exógenos

Los yacimientos endógenos se generan en el interior de la corteza terrestre (en rocas ígneas y metamórficas).

Los yacimientos exógenos se generan sobre la superficie terrestre en la interacción entre la atmósfera y la hidrosfera sobre la litosfera. En general están asociados a rocas sedimentarias.

Mena: es el material rocoso del cual se extrae el mineral de valor económico.

La mena se compone de **mineral de mena** o mineral económico y **mineral de ganga** o mineral no económico.

Ley: es el contenido de metal en la mena o de mineral de mena en la mena. Algunas formas de expresar su contenido es gr/Tm (gramos por tonelada), ppm (parte por millón, equivale a 1g por tonelada), % en peso (peso de mineral expresado en forma porcentual respecto a toda la roca que hay que remover para su explotación), etc.

El concepto de mena es relativo porque depende del mercado, su ubicación y de la logística disponible (un yacimiento de diamantes en la Luna no es lo mismo que el mismo yacimiento ubicado en la Provincia de Buenos Aires).

ESTUDIOS DE YACIMIENTOS

En el estudio de la valoración de un eventual yacimiento se realiza un cúmulo de trabajos, algunos de ellos son:

— recopilación de la información geológica previa al inicio de los estudios.

— confección de mapas geológicos en distintas escalas (permiten ubicar en el espacio y en el tiempo a un yacimiento). Un mapa a escala 1:5.000 da información semiregional de dónde se encuentra el yacimiento, mientras que un mapa a escala 1:100 ubica con mayor precisión la veta a explotar.

— estudios geofísicos: sísmica, gravimetría, geoelectrónica, etc. (estos estudios pueden mostrar anomalías que indiquen la eventual presencia de un yacimiento o ayuden a delimitarlo).

—fotointerpretación de la zona con mineralización (permite realizar mapas a escala regional)

—estudio de las estructuras geológicas (el conocimiento de estructuras como pliegues, fallas, diaclasas, diapiros, etc, permite ver o deducir la distribución del yacimiento)

—estudios petrográficos (es importante conocer la petrografía en la que se halla ubicado el yacimiento)

—estudios mineralógicos, etcétera (indican el o los minerales de interés económico y los minerales acompañantes que pueden señalar la presencia de minerales de interés económico)

Algunos de los elementos de interés económico abundan en la corteza terrestre de la siguiente manera:

Cu.....	0,007% en peso
Sn	0,004
Pb	0,0016
U	0,0004
Ag.....	0,00001
Au.....	0,0000005

De estos valores, por su baja concentración, se deduce que la naturaleza se encarga, por distintos mecanismos, de concentrarlos haciéndolos económicamente explotables.

YACIMIENTOS EXÓGENOS

Se los llama también yacimientos sedimentarios. Se clasifican en:

—yacimientos residuales: Sn, Au, bauxita, lateritas, Mn, Fe, etcétera.

—yacimientos detríticos: arcillas, arenas, gravas, depósitos de placer de Au, Pt, SnO₂ (casiterita), diamantes, circón, granate, etcétera.

—yacimientos químico-orgánicos: carbonatos: calizas, dolomías; sílice: diatomitas; hierro: siderita, óxidos e hidróxidos de hierro; alúmina: bauxita, lateritas; fosfatos: fosforita, apatita; evaporitas: sal, sulfatos, carbonatos, boratos; carbones, hidrocarburos: petróleo y gas.

YACIMIENTOS ENDÓGENOS

Los minerales, en estas condiciones, son depositados por soluciones líquidas o gaseosas por descenso de la T° y/o P. Se considera a la temperatura como la variable más importante. Para conocer la temperatura de formación se utilizan los termómetros geológicos:

a) Polimorfismo del cuarzo y de otros minerales.

b) Mediciones directas en lavas fluyentes.

c) Exsoluciones (2 minerales se exsuelven a una temperatura definida, se separan, como hemos visto en la segunda parte en el caso de las pertitas)

d) Crepitación de las inclusiones líquidas. Cuando una muestra rocosa o mineral es calentada pasa por una temperatura en la cual las inclusiones fluidas comienzan a reventar y a hacer ruido (crepitar), en ese momento se asume que esa es la temperatura de formación de la inclusión y por lo tanto del mineral.

Sobre la base de estas consideraciones los yacimientos endógenos se los puede clasificar en:

—epitermales o de baja temperatura cada uno de estos grupos posee una mineralogía que le es característica (feldespatos, calcedonia, siderita).

—mesotermales o de mediana temperatura (calcopirita, galena, blenda).

—hipotermales o de alta temperatura que se denomina **paragénesis** (magnetita, pirrotina, turmalina, topacio, casiterita, granate, piroxeno y anfíboles).

La mayoría de los yacimientos metalíferos se producen de la interacción entre rocas ígneas jóvenes con volúmenes grandes de agua. Georgius Agrícola en 1556 escribió en su libro "De re metallica" que las industrias metalúrgicas requieren habilidad y trabajo para la explotación de metales.

Los yacimientos se asocian fundamentalmente con las zonas de subducción, por ejemplo el "Arco de Fuego del Pacífico". Los yacimientos de cobre de América occidental son todos de la misma clase "cobres porfíricos". Se formaron al emerger masas intrusivas graníti-

cas producidas en la zona de Wadati-Benioff y vinculadas a efusiones andesíticas. El escape de volátiles de los granitos mineralizan las rocas de caja con cobre, oro y molibdeno. Son yacimientos de baja ley, menos de 1% de Cu pero que ocupan grandes volúmenes y en donde se encuentran las reservas mundiales de Cu. En las islas del Japón se han encontrado dos tipos de estos yacimientos, el tipo Kuroko con sulfuros de Pb, Zn, Cu y Ag, generados por efusiones submarinas ácidas; los de tipo Besshi son de sulfuros de Fe y Cu, originados por vulcanismo submarino de rocas basálticas y temporalmente anteriores al tipo Kuroko. En ambos casos se ubican en la parte anterior del arco. Un tercer tipo de yacimientos es el Troodos relacionados con dorsales menores donde se emiten basaltos en mares continentales tipo Mar del Japón.

En el mar Rojo hay depósitos de sal muera de origen hidrotermal exhalados por fisura submarinas a lo largo de la dorsal. Estas salmueras tienen asociados sulfuros de zinc, plomo y cobre de interés económico.

Desde hace tiempo los geólogos saben que las aguas hidrotermales circulatorias, o jugos, como los llamaba Agrícola, son capaces de extraer por lixiviación metales en grandes extensiones de rocas y depositarlos en forma de yacimientos.

OTRA MANERA DE CLASIFICAR A LOS YACIMIENTOS ENDÓGENOS ES POR EL PROCESO GEOLÓGICO:

- 1) Igneos, magmáticos o primarios
 - A.-Ortomagmáticos.....700 a 1.500°C
 - B.-Pegmatíticos-pneumatolíticos.aprox. 575°C
 - C.-Pirometasomáticos.....500-800°
 - D.-Hidrotermales:
 - a) hipotermales
 - b) mesotermales
 - c) epitermales

- 2) Metamórficos.....aprox. 400 a 200°C

1) YACIMIENTOS ÍGNEOS, MAGMÁTICOS O PRIMARIOS

A.-**Ortomagmáticos**: son aquellos que precipitan directamente de la cristalización de un magma.p.e. los yacimientos de cromita en Bushveld en Africa del Sur, donde el mineral se halla ubicado en forma de cumulatos en anortositas y gabros. Otro ejemplo es el hierro (magnetita) en gabros de Kiruna en Suecia. Los diamantes se suponen que provienen de magmas básicos ricos en carbono. Aparecen en las kimberlitas de Sud Africa (rocas UB brechosas). Son chimeneas de 600 m de diámetro por 1000 m de profundidad. Los diamantes se pueden formar por intrusión explosiva del magma UB al cortar capas de pizarras carbonosas. Hoy en día se cree que son transportados por "hot point" o sea que tienen un origen profundo (mantélico). En la Figura 275 se aprecia un esquema en el cual la intrusión de una plutonita genera hornéeles en la roca de caja, pero además produce la emisión de cuerpos pegmatíticos que pueden tener interés económico (cuarzo, feldespatos, micas, berilo, etcétera). En la misma figura, pero no señalado, por razones gravimétricas los fluidos líquidos y gaseosos se acumulan en el techo del plutón, dentro y fuera del plutón, donde se puede producir la concentración de minerales de interés al hombre como: molibdenita, estaño, sulfuros, oro, etcétera.

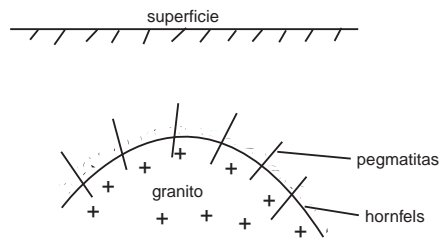


Figura 275. Esquema de la intrusión de una plutonita (granito) en su roca de caja.

B.-**Pegmatíticos o pneumatolíticos**: a medida que evoluciona la cristalización, los volátiles pueden arrastrar y concentrar cationes de interés económico. Los fluidos finales de la cristalización magmática intruyen tanto al plutón como a su roca de caja dando lugar a las pegmatitas. Los fluidos (agua, F, B, S) trans-

portan cationes que luego precipitan. Los minerales formadores de pegmatitas son: feldspato, cuarzo, micas, espodumeno, amblygonita, lepidolita, berilo, circón, monacita, tantalita-columbita $(\text{Fe,Mn})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$, apatita, fluorita, turmalina, topacio, pechblenda.

C.-Pirometasomáticos: estos mismos fluidos pueden interactuar sobre la caja generando yacimientos de este tipo también llamados de contacto. Se producen reemplazos de la roca de caja. Se desarrollan en los contactos de los plutones con calizas (estas son muy reactivas a los fluidos magmáticos) generándose fenómenos metasomáticos, Figura 276. Se forman asociaciones de: magnetita, hematita, pirita, calcopirita, bornita, blenda, galena, casiterita, wolframita, scheelita, molibdenita, oro, granates, wollastonita, epidoto, etc. La roca se denomina skarn.

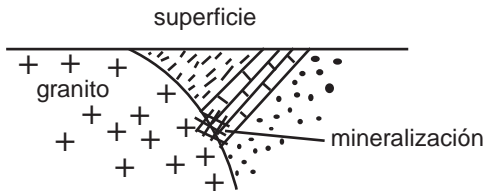


Figura 276. Esquema de una zona mineralizada en el contacto de un granito y una caliza.

D.-Hidrotermales: finalmente los volátiles, especialmente el agua, se escapan por fisuras generando los depósitos hidrotermales. Corresponden a la etapa final de los depósitos de tipo magmático. La clasificación que se hace sobre la base de temperatura de formación define las paragénesis propias de cada una de ellas.

hipotermales: Sn, W, Au (Ontario, Canadá) Pb, Zn (Broken Hill, Australia).

mesotermales: cuarzo aurífero de Bendigo (Australia) en crestas anticlinales. Filones de Sn en Bolivia y Malasia. Pirita de Río Tinto en España.

epitermales: venas de telururos de Au y Ag en Cripple Creek, Colorado, USA.

2) YACIMIENTOS METAMÓRFICOS

Los procesos metamórficos y migmáticos pueden dar lugar a yacimientos de:

Silicatos de Al (SiAl_2O_5)

}	sillimanita
}	cianita
}	andalucita

asbestos

}	tremolita-actinolita
}	serpentina
}	crisolita

—talco, corindón, rubí (Al_2O_3), zafiros (Al_2O_3), granates, grafito, serpentina, vermiculita (variedad de clorita, se usa como aislante), pizarras, mármoles.

ENRIQUECIMIENTO SUPERGÉNICO

Enriquecimiento supergénicos, Figura 277, son los cambios que se producen en un depósito metalífero vetiforme por meteorización, principalmente los efectos del agua de la napa:

Este fenómeno posee como referencia la napa freática que actúa sobre el depósito y lo puede enriquecer. Los cambios que se producen en una veta por la acción de las aguas descendentes se denomina enriquecimiento supergénico.

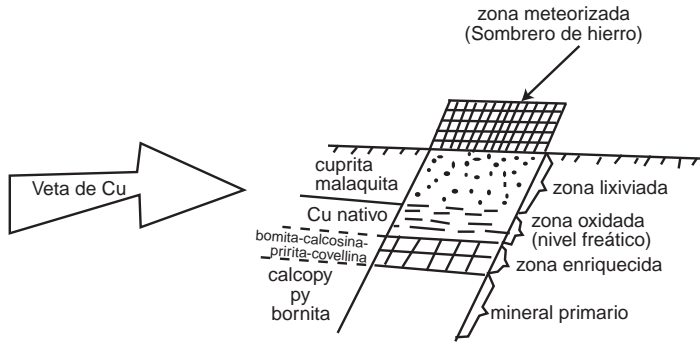


Figura 277. Veta con mineralización de cobre, con las modificaciones supergénicas producidas por el nivel freático.

El hidrato de metano

El hielo inflamable es hielo con hidrato de metano que se forma en el fondo marino.

Suess *et al.* (2000) trabajando en el buque oceanográfico Sonne de la Universidad de Albrechts de Kiel, Alemania descubrieron en el Pacífico norte, mezclado con barro a 785 m de profundidad, una sustancia blanca efervescente que se volatilizaba. Era el hidrato de metano, compuesto por gas metano atrapado por hielo de agua llamado también **hidrometano**.

Estos hidratos son estables a temperaturas próximas al congelamiento del agua y a altas presiones producidas por el peso de una columna de 500 m de agua. A profundidades menores el metano burbujea y se escapa.

Hasta 1970 no se conocía la existencia de este compuesto. En la década de 1990 se estableció su presencia en todo el planeta especialmente en las áreas pericentinales. Su existencia duplica todas las reservas de petróleo y carbón juntas conocidas en todo el Planeta. Debido al precio bajo del petróleo aún no se han desarrollado las técnicas para su explotación en forma eficiente, de llegar a subir el precio del barril por encima de un valor crítico probablemente comencemos a consumir esta fuente de energía.

Estos hidratos tienen sus problemas ya que la fuga de metano es peligrosa para el medio ambiente pues acentuaría en efecto invernadero. En presencia de oxígeno libre el C de la molécula de metano desprende los 4 H y se forma CO_2 , el gas más eficiente para el efecto

invernadero ¿Contribuye hoy en día este gas al calentamiento global? ¿Lo hará en el futuro? Son preguntas que aún no tienen una respuesta segura pero se debe seguir investigando por los motivos expuestos.

Según Suess *et al.*, (2000) los primeros yacimientos de hidrato de metano se encontraron en el permafrost de Siberia y Norteamérica y se lo llamó gas de los pantanos. En la década de 1970 investigadores del Lamont-Doherty encontraron en los barros del fondo los primeros depósitos marinos a la altura de la costa de Carolina del Norte. El metano deriva de la descomposición de la materia orgánica microbiana depositada junto a los sedimentos y se comprobó que el gas contiene abundancia de C^{12} que lo distingue del metano de las fumarolas de origen volcánico que posee C^{13} . La descomposición de la materia orgánica microbiana genera metano que va ascendiendo por el barro del fondo del mar, la descompresión que ello involucra produce el enfriamiento del agua del fondo marino y la congela quedando el metano atrapado en la estructura del hielo. La fusión de esta capa congelada no solo libera metano sino también SH_2 , NH_3 y la oxidación de estos compuestos genera CO_2 , sulfatos y nitratos que actúan como nutrientes bacterianos. Estas bacterias luego alimentan a bivalvos y gusanos. La oxidación del metano genera bicarbonato que a su vez forma CO_3Ca (rocas calizas). Aún no se sabe cuanto de este CO_2 se integra a la atmósfera pero un terremoto u otro fenómeno natural puede liberar grandes cantidades de metano a la atmósfera con el

correspondiente aumento de efecto invernadero.

El último avance glaciario terminó hace unos 16000 años, en adelante comenzó el calentamiento que generó el retiro de los hielos que produjo liberación de metano ya que parte del hielo se apoyaba en el fondo oceánico y fue dejándolo de presionar generándose condiciones de escape de este gas. La fusión de 1 m³ de hidrometano libera 164 m³ de metano una parte del cual llega a la atmósfera. Algunos investigadores opinan que una liberación rápida del metano provocaría grandes cambios en el clima, esto podría haber ocurrido hace unos 15000 años produciendo un calentamiento con el consecuente retiro de los hielos. En el fondo del Mar de Barents se observan cráteres de 700 m de diámetro con

profundidades de 30 metros que se explican como formados por explosiones de metano. No se sabe si estas explosiones fueron simultáneas o si ocurrieron en un corto lapso pero las evidencias geológicas indican que más o menos ocurrieron al final de la última glaciación hace unos 15000 años.

Se descubrió también que, de acuerdo con el registro fósil, el metano liberado a fines del Paleoceno (55 Ma) afectó al clima mundial. De acuerdo con el registro fósil la temperatura del mar y de los continentes habría aumentado bruscamente. Este fenómeno produjo la extinción de numerosas especies unicelulares del fondo marino y hubo un aumento de C¹² en las conchillas de los microfósiles que subsistieron al calentamiento.

Existen muchas teorías orogénicas, algunas sólo tienen interés histórico, otras están de moda y algunas otras vuelven a estarlo. Esto es así porque para una teoría **únicausal** es necesario agrupar un gran número de fenómenos distintos en el espacio y en el tiempo. Muchas veces las teorías no están bien fundamentadas ya que no está bien hecha la **síntesis de los hechos geológicos**.

De acuerdo con C.F. von Weizsäcker

—**Primero se deben de reconocer las formas (morfología).**

—**Segundo se deben de establecer las secuencias de formas, o sea, ordenarlas según su origen.**

—**Finalmente se trata de determinar las fuerzas que originan las formas.**

Las primeras ideas básicas que desarrolló el hombre para comprender la tectónica planetaria son:

Contraccionismo. Postula una reducción del volumen de la Tierra en función de su enfriamiento. El francés Elie de Beaumont en 1829 y posteriormente el físico Kelvin habían propuesto que la contracción del planeta era por enfriamiento y que producía en la superficie el “arrugamiento” que representan las cordilleras. La objeción a esta idea es que no es posible demostrar el enfriamiento ya que aún el planeta puede estar calentándose por efectos de la radioactividad o estar en equilibrio térmico, además, el contraccionismo no explica las grandes regiones afectadas por tensiones como es el caso de la expansión del fondo oceánico y, por otro lado, en el desarrollo de los sedimentos no se refleja ninguna tendencia, desde el precámbrico, que indique tal cosa.

Expansionismo. A mediados de la década

del 30 se pensó que la Tierra estaba en expansión en acuerdo con las ideas astronómicas de la época (expansión del Universo). El astrónomo sudafricano Halm justificaba así el alejamiento entre sí de los continentes y la extensión de las cuencas oceánicas. De tal manera que para esos pensadores este sería el mecanismo físico que haría derivar a los continentes. En 1955 el geofísico húngaro Egyed trató de demostrar dicha expansión usando como referencia el nivel de los océanos, asumiendo que el volumen de la masa de agua es constante. Hizo estudios sobre mapas paleogeográficos de distintos períodos geológicos donde se aprecia, en promedio desde el Cámbrico hasta la actualidad, un retiro de los mares respecto de las áreas continentales. Al mismo tiempo se determinaron, dentro de cada período geológico, oscilaciones muy importantes de dicho nivel (períodos geocráticos y talasocráticos), que demostraron que además hay otros fenómenos naturales que pueden provocar los avances y retrocesos marinos tales como las glaciaciones, la expansión del fondo oceánico o la subducción de las placas.

Otro criterio usado por Egyed es el que la duración del día va aumentando gradualmente a lo largo del tiempo geológico, o sea que la velocidad de rotación de la Tierra va disminuyendo gradualmente (unos 2 segundos cada 100.000 años). Este alargamiento ocurriría por el efecto del roce de las mareas sobre el fondo marino. Estudiando los corales (se desarrollan en aguas tropicales y subtropicales) es posible medir el retardo dado que la secreción de carbonato de calcio que realizan éstos en su crecimiento es máxima con la mayor insolación y es nula de noche de tal manera que por año se generarían 365 líneas de crecimiento y su espesor varían con las estaciones de acuerdo a la

insolación media. Además, en los días nublados no se generan y ello queda registrado de tal manera que los corales desarrollan menos de 365 líneas de crecimiento anuales. En los corales muy bien conservados del Devónico medio se determinaron unas 400 líneas de crecimiento por año, indicando ello el acortamiento del día, o sea que en un año (giro completo de la Tierra alrededor del Sol) del Paleozoico había más días que en la actualidad, o sea que la Tierra giraba más rápido sobre si misma.

Si la Tierra tenía la mitad del diámetro actual en la que se formó una corteza de aproximadamente 30 km de espesor, al aumentar el diámetro dicha corteza se rompería en distintos fragmentos que serían los continentes. Si el diámetro de la Tierra se multiplica por 2 la superficie se multiplica por 4 y este sería el tamaño de los continentes actuales. Como el aumento de radio produce un aumento de volumen, con la consecuente disminución de densidad media de la Tierra que es $5,5 \text{ g/cm}^3$ la densidad media antes de comenzar la expansión debió ser de 44 g/cm^3 , lo que es difícil de explicar e invalida esta teoría.

En la orogénesis el bloque cortical sobre o contra el cual se aplastan las rocas que se deforman para elevarse y generar cordones montañosos recibe el nombre de **antepaís**. Las deformaciones (plegamientos y fallamientos) que generan una cordillera no se producen en una única vez o un solo pulso, sino que la orogenia ocurre en varias etapas o pulsos que definen un período orogénico o tectónico.

Las teorías que tratan de explicar el origen de las montañas se las puede agrupar en dos categorías: las **teorías verticalistas** y las **teorías horizontalistas**. Las primeras, que desconocen casi por completo el fenómeno de los sobrecorrimientos, pone el acento en los movimientos verticales, aceptando que los movimientos horizontales son solo consecuencias de ellos. Las teorías horizontalistas consideran a los movimientos horizontales como fundamentales, siendo las respuestas verticales solo consecuencias.

Teorías verticalísticas. Muchas de ellas son antiguas. El concepto de deslizamiento gravitatorio hace que por lo menos partes de estas ideas sean consideradas. Haarmann (1930)

consideraba que las cordilleras son el resultado de una tectónica **primaria** que provoca grandes abombamientos (**geotumores**) sobre cuyos flancos por deslizamiento gravitatorio se desarrolla una tectónica secundaria.

A esta teoría Haarman en 1930 le dio el nombre de "Oszillation theorie" y en su momento no tuvo éxito. Las undaciones son propagaciones ondulatorias corticales, provocadas por cambios físico-químicos en el manto donde se separan materiales menos densos que flotan y estos movimientos ascendentés generarían los geotumores. Un mecanismo similar había propuesto Wegmann en 1932 para explicar la orogénesis por medio del ascenso de domos migmatíticos. Se agrega a ella los pensamientos de Bellussov y de van Bammelen. Las descripciones de este último autor son especialmente gráficas, la síntesis de su pensamiento dice que el abombamiento inicial estaría ligado a una masa magmática (astenolito) de composición Siálica que flota sobre el Sima. Esta masa Siálica se abombaría provocando una serie de deslizamientos gravitatorio de la superestructura. En términos generales, estos autores pensaban que la superficie de la Tierra, por causas endógenas, se mueve como si fuera una onda en donde hay ascensos y descensos corticales de los terrenos (undaciones), Figura 278.

Existen dos sedimentaciones que son características de ambientes tectónicos distintos, una correspondiente a **facies flysch** que es indicadora de ambientes marino tectónicamente inestables (geosinclinales o cuencas de sedimentación) y otra la **facies molasa** indicadora de ambiente continental tectónicamente estable (cratones).

La **facies flysch** está compuesta por ritmitas constituidas por una espesa sucesión de lutitas y grauvacas, de varios miles de metros de espesor, generadas normalmente por corrientes de turbidez.

La **facies molassa** corresponde a una sucesión, de miles de metros de espesor, de areniscas feldespáticas gruesas (arcósicas) friables y porosas, con intercalaciones de conglomerados. El cemento es carbonático y el tamaño de grano disminuye hacia arriba. Son depósitos formados al pié de una montaña "recién" elevada (sedimentos post orogénicos) y suceden al flysch.

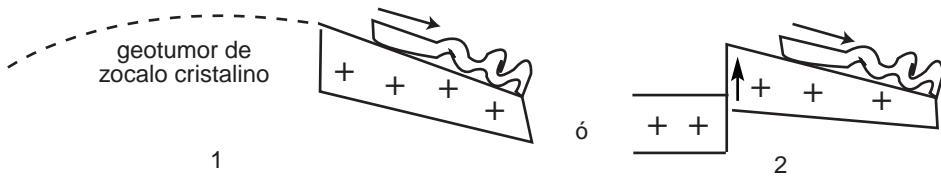


Figura 278. Dos mecanismos de deslizamiento con plegamiento de capas sedimentarias provocado por las oscilaciones de la corteza. La cubierta sedimentaria, cuando la pendiente es suficiente, se desliza produciéndose su plegamiento. Este fenómeno puede ocurrir por el desarrollo de geotumores o por efecto de fracturas regionales como indica el esquema (2).

Estas estructuras pueden aparecer tanto en facies flysch como molásica.

A escala mayor el abombamiento primitivo, denominado **nudación** (término de Haarmann) puede conducir al deslizamiento de continentes enteros, explicando también la formación de los grandes cinturones orogénicos, lo cual nos lleva a una teoría moviéristica. De esta manera el Océano Atlántico corresponde a una “mega nudación” sobre cuyos flancos América deriva hacia el oeste explicando así la formación de la Cordillera de los Andes. Estas ideas plantean nuevos problemas ya que de acuerdo a este esquema ¿África, cae hacia el este?, en ese caso, ¿donde está la cordillera correspondiente del este de África? o ¿no cae hacia el este y queda estática? El rift o cordillera centro-atlántica sería provocada por este mecanismo.

TEORÍAS HORIZONTALISTAS

Estas teorías se basan en distintos hechos:

Se trata esencialmente del acortamiento que resulta de la formación de las cordilleras. El estudio geológico conduce a la noción de movilidad horizontal de las masas continentales.

En otras épocas se trató de demostrar que las masas continentales tienen movilidad propia. Wegener (1880-1930) propuso esto y dio las evidencias científicas, paleoclimáticas, paleontológicas, geológicas, etcétera, como veremos más adelante, pero no pudo explicar satisfactoriamente la causa o el mecanismo que provocaba tales desplazamientos. A esta información se agregan hoy en día las de

paleomagnetismo y las dataciones isotópicas que corroboran las ideas de Wegener: 1) la posición de los polos magnéticos parece haber cambiado respecto de las masas continentales en su situación actual y 2) la posición de los paleopolos marcadas en los distintos continentes no es la misma para una misma edad lo cual significa que los continentes se desplazaron en la horizontal.

Existen dos grandes grupos de teorías horizontalistas: las **teorías moviéristicas** que consideran la movilidad tangencial de los continentes como el primer fenómeno autónomo, del que derivan los otros, y las **teorías conveccionistas** que explican el movimiento de los continentes por medio de corrientes convectivas dentro del manto.

Teorías moviéristicas: según Wegener, en función de la rotación de la Tierra, los continentes, que en un principio formaban una masa única, se rompen y derivan con una componente hacia el oeste y otra hacia el ecuador. De la primera componente resulta el cinturón orogénico peripacífico, de la segunda componente se desarrolla el cinturón orogénico ubicado entre Eurasia y África.

Teorías conveccionistas: son posteriores a Wegener y se fundan en argumentos geológicos y geofísicos, p.e. anomalías gravimétricas estudiadas por los holandeses Veining-Meinesz y Umgrove en las islas del Sonda, donde hay un mayor espesor de Sial debajo del arco externo y una disminución de este espesor debajo del arco interno que es volcánico considerando que hay un movimiento de materia de arriba hacia abajo del arco interno al arco externo, Figura 279 y 280.

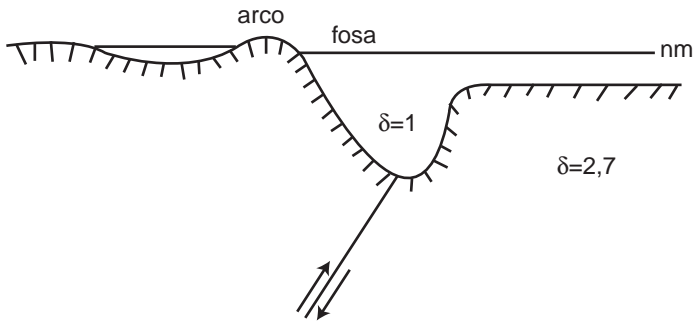


Figura 279. Esquema de la fosa tectónica y el arco de isla.

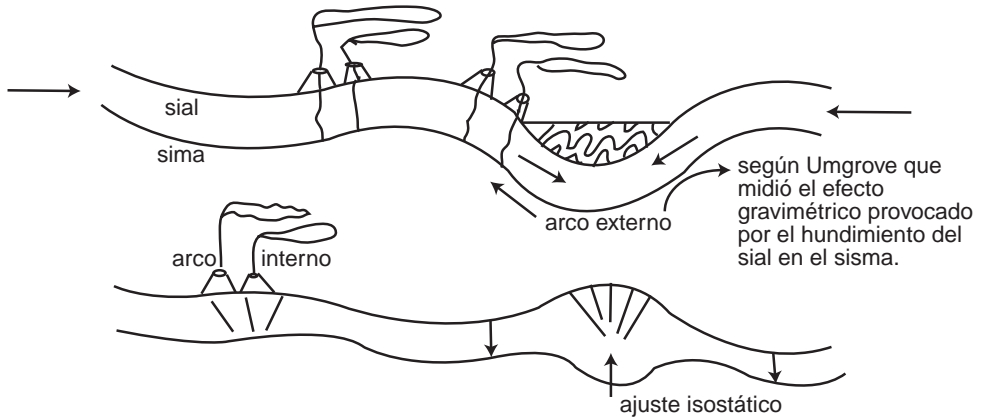


Figura 280. Modelo de corteza de acuerdo a los estudios gravimétricos realizados por Umgrove.

La teoría de las placas es una síntesis de las dos. En este último caso tanto las ideas horizontalistas como verticalistas no son excluyentes ya que las corrientes convectivas (movimientos verticales de ascenso y descenso mueven por arrastre a los continentes (movimientos horizontales).

Argumentos **experimentales**. Griggs en 1939 experimentó con rodillos, Figura 281, y produjo los siguientes experimentos, en una caja con glicerina cubierta con una mezcla de aceite y virutas, esto último representando la corteza, y uno o dos rodillos girando como indican las figuras.



Figura 281. Experiencias de Griggs con rodillos sobre la deformación de la corteza.

Estas ideas son uno de los pilares de la tectónica de placas, el otro pilar es el movilismo.

Hipótesis de las corrientes convectivas. Este es el mecanismo más probable que actúa tanto en el núcleo externo como en el manto y su manifestación en la superficie del planeta sería el desplazamiento de los continentes y el de la expansión del fondo oceánico. Es un mecanismo termodinámico que se genera espontáneamente al tratar de igualar la temperatura del sistema. La parte interna del planeta es más caliente y la externa es más fría, las corrientes convectivas se desarrollan tratando de homogeneizar térmicamente el sistema. El diseño de estas células es complicado y aún no está bien conocido. Los desplazamientos de materia son del orden de los centímetros por año. Uno de los primeros naturalistas en proponer este mecanismo fue Holmes en la década de 1930.

Es el mecanismo más eficiente de pérdida de energía interna planetaria.

¿De donde proviene esta energía que se disipa por medio de este mecanismo? Por un lado es parte del calor residual, otra la radioactividad, pero van Bammelen propuso que la temperatura y presión en profundidad libera energía interatómica ya que en cada cambio de fase el mineral estable a mayor presión posee mayor energía interna que los minerales que están en niveles superiores, de tal manera que un mineral al ascender y cambiar de fase

entrega energía al medio.

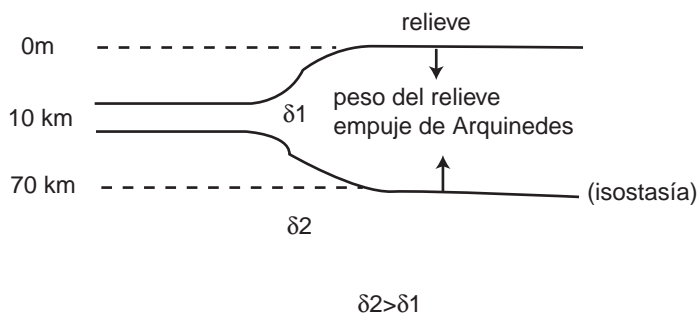
Resumiendo, el pensamiento moderno sobre la génesis de las montañas se puede expresar de la siguiente manera:

Por los efectos de la subducción se genera un choque entre dos placas que provoca una deformación intensa de las rocas que produce el engrosamiento de la corteza. A medida que aumenta la compresión esta deformación se va haciendo más gruesa. Este amontonamiento de rocas deformadas a medida que crece aumenta, por compensación isostática, sus raíces. De donde una cordillera vive ya que crece, se ensancha y evoluciona durante varias decenas de millones de años.

Este mecanismo de formación de las montañas está bien establecido, pero las causas de su destrucción no son tan claras. El pensamiento clásico al respecto es que la erosión y el ascenso concomitante isostático de las raíces son el principal mecanismo de destrucción.

La idea clásica es que la erosión es la única causa de la desaparición de los relieves. Hoy en día se piensa que además existen estiramientos en las raíces del orógeno que hacen que la estructura se hunda. Este mecanismo es un proceso tectónico muy eficaz ya que en una decena de millones de años lleva el relieve a nivel de una llanura, en las Figuras 282 se sintetizan los dos mecanismos de destrucción de las montañas.

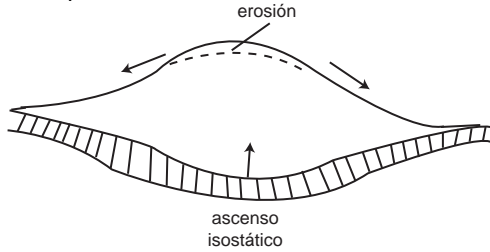
DESTRUCCIÓN DE UNA CADENA MONTAÑOSA



Esquema de la corteza. En el área oceánica el espesor es de unos 10 km y en los continentes es de unos 70 km. Las flechas indican los esfuerzos que actúan.

Fundamentalmente existen dos hipótesis:
1) La erosión del relieve se combina con el ascenso isostático de las raíces profundas.

1ra. hipótesis



2da. hipótesis

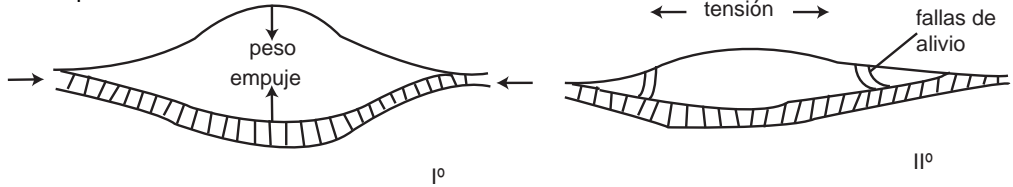


Figura 282. Esquema de la corteza terrestre y los dos mecanismos de destrucción de las montañas que el hombre propone. El proceso 2) es el más efectivo, de todas maneras actúan juntos los dos mecanismos.

En los últimos años se desarrolló la **tectónica de placas**, paradigma actual de la geología, que intenta dar una explicación tectónica a nivel global y en la que encaja bien la síntesis de hechos geológicos. Sin afirmar que esta teoría sea la definitiva hace caduca a la mayoría de las teorías anteriores, de las que quedarían en pie solo algunos aspectos.

Los planetas (los cuerpos celestes en general) poseen formas esferoidales generadas por causas gravitatorias. Por lo tanto los movimientos verticales son los responsables de estas formas. Combinados los movimientos gravitatorios con la fuerza centrífuga, generada por el giro del cuerpo, se pueden producir esfuerzos resultantes que modifiquen la forma del cuerpo (p.e. en la Tierra el eje polar posee aproximadamente 21 km menos que el ecuatorial por los efectos de la fuerza centrífuga ecuatorial. Los asteroides por lo general poseen formas irregulares, distintas a las esferoidales. Ello se debería a que no poseen masa crítica suficiente como para que su propia gravedad y el inicio de actividad geológica los deforme hacia formas esferoidales.

Sin embargo existen mecanismos internos del planeta, como son las corrientes convecti-

—Se producen grandes volúmenes de sedimentos.

—El proceso es lento.

2) El peso de la cordillera, una vez detenidos los esfuerzos compresionales, produce **extensión** en sus raíces y tiende a rebajar el relieve.

vas, que pueden producir en las partes superficiales rígidas del planeta esfuerzos tensionales y compresionales que generen la formación de estructuras geológicas (deriva de los continentes, orogénesis, cuencas, fallamientos, plegamientos, etcétera). Su comprensión induce a pensar en la importancia de los movimientos horizontales en los primeros 100 km (litosfera) de espesor de la Tierra, pero siempre atento a que el sistema está dentro de un campo gravitatorio que es el que controla, entre otras cosas, la forma del Planeta. La corrientes convectivas, que son las que mueven las placas y más allá de los distintos diseños propuestos, son desplazamientos verticales de materia ascendente caliente y descendente fría que vinculan la parte inferior del manto (2.900 km de profundidad) con su parte superior (aproximadamente 100 km de profundidad) produciendo transporte de energía hacia la parte superior que es frágil y se fractura y se desplaza (deriva continental) o dicho de otra manera es un mecanismo, el más eficiente de enfriamiento del Planeta en el que se produce trabajo y dicho trabajo pone en movimiento los distintos procesos que actúan en la corteza como se mencionó más arriba.

La mayor parte de las cordilleras, previo a su levantamiento, pasaron por el estado de fosa marina. Estas ideas si bien se generaron a mediados del 1800, estaban en auge hacia la década de 1960, hoy en día estas ideas se han abandonado.

El término **geosinclinal** fue creado por el norteamericano Dana (1873) pero el concepto había sido desarrollado por su compatriota James Hall (1859) a quién le llamó la atención el grueso espesor de los sedimentos en algunas zonas del planeta (13.000 m en los Apalaches, 20.000 m en las Rocallosas) ocurridos en algunas decenas de millones de años. El peso de estos sedimentos no sería lo suficiente como para hundir la cuenca (**subsiden-**
cia) o sea que debió de haber causas orogénicas, compresión lateral, o succión del SIAL por efectos de convección del magma, de acuerdo con Griggs. La Figura 283 muestra un geosinclinal en planta representado por curvas de nivel y el corte transversal previo a la deformación por compresión.

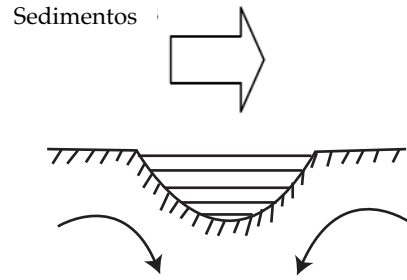
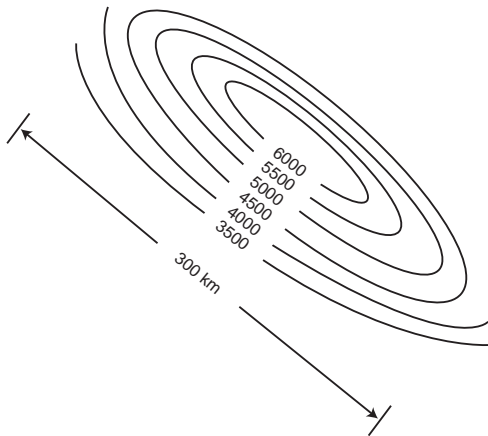


Figura 283. Geosinclinal y el esquema transversal previo a la deformación de la pila sedimentaria.

Los geosinclinales se generan en los cinturones móviles y son cuencas sedimentarias alargadas con gran hundimiento prolongado. Algunos se forman en los márgenes de arcos de islas de origen volcánico en cuyo caso se rellenan con sedimentos epiclásticos como por material vulcanógeno. En estas cuencas alargadas se suelen desarrollar en forma abundante facies flysch (ritmitas: secuencias espesas de lutitas-grauvacas). En las partes más profundas se desarrolla metamorfismo regional de diversos grados y en ciertos casos aparecen lavas básicas eruptadas en el inicio del geosinclinal con desarrollo de “pillow lavas” a las que se asocia, por los efectos del hidrotermalismo consecuente que libera sílice a la masa álcua, una biota de radiolarios que al morir forman depósitos de radiolaritas junto a las “rocas verdes eruptivas”. También en las partes profundas puede desarrollarse magmatismo granítico.

Los geosinclinales se forman en los bordes de las zonas estables denominadas **cratones** por el alemán Stille o **plataformas** según los rusos Peyve y Sinitzyn. Es el concepto anterior al de cuencas sedimentarias generado por la teoría de la tectónica de placas.

Se distinguen, de acuerdo con Stille, los **eugeosinclinales**, caracterizados por la presencia de rocas verdes eruptivas, también llamadas ofiolitas, de los **miogeosinclinales** sin rocas verdes eruptivas. Los prefijos de origen griego **eu** y **mio** indican un estado alto o bajo respectivamente referente a la actividad ígnea. Los eugeosinclinales y los miogeosinclinales, Figura 284, pueden ser adyacentes y estos últimos suelen ubicarse próximos al antepaís.

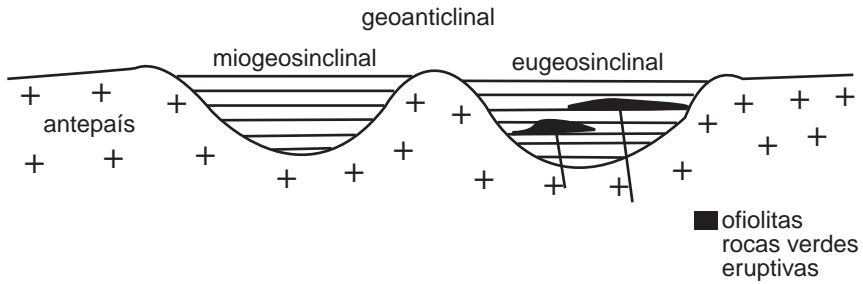


Figura 284. Esquema de mio y eugeosinclinal asociados.

Si bien a la luz de la tectónica de placas esta terminología queda en desuso su conocimiento hace comprender mejor la evolución de muchos tipos de cuencas sedimentarias.

Se sabe que el peso de los sedimentos no es suficiente como para provocar en la corteza un hundimiento que genere una cuenca sedimentaria. En 1971 estudiosos de la cuenca del este de USA determinaron que en un principio se hundía rápidamente y luego lo hacía lentamente. Sleep de la Universidad de Stanford, señaló que el fenómeno de hundimiento era muy parecido al de una dorsal centrooceánica.

Montadert, del Instituto Francés de Petrografía, vio que la parte superior de la corteza continental en los márgenes se había fracturado en los hemigrabens que generaban una serie de cuencas bordeadas por fallas lístricas o en forma de cuchara con el máximo de inclinación ubicado en la parte superior. Sugirió que la corteza continental en el margen se ensanchó al fracturarse hasta un máximo del 20%. McKenzie, en Turquía occidental, desarrolló un modelo de la expansión de la corteza que explica el hundimiento con la presencia de las fallas lístricas en los márgenes, Figura 285.

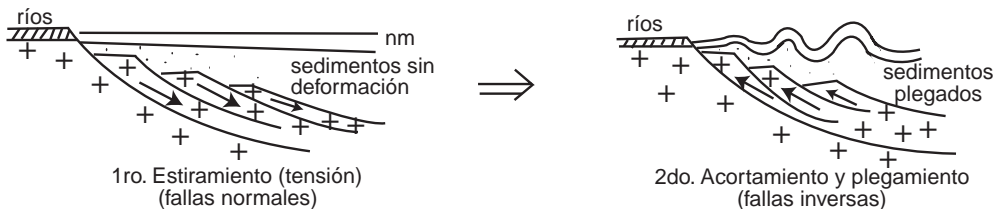


Figura 285. Mecanismo de formación de una cuenca sedimentaria. Primero se produce una extensión en la corteza y se generan fallas gravitacionales, luego sobreviene una compresión donde se produce el plegamiento y deformación de los materiales sedimentarios que rellenaron la cuenca. Este acortamiento se produce por reactivación inversa de las fallas lístricas.

El hundimiento para formar cuencas sedimentarias en el interior de los continentes es más difícil de explicar ya que no hay una fuente térmica próxima como en los márgenes. La mayoría de las cuencas interiores tienen una historia geológica larga y no pueden atribuirse a un único proceso térmico.

El proceso térmico se debería al adelgazamiento de la corteza por fenómenos tensionales producidos por las corrientes convectivas del manto, que pondrían más próximos a la

superficie materiales más calientes. Este adelgazamiento va generando las cuencas que luego son rellenadas por sedimentos, en general de baja profundidad.

La orogenia suele ir acompañada por magmatismo, claramente se aprecia en el arco de "fuego" del pacífico, que se produce por efectos descompresivos en el manto superior (generando basaltos y gabros) y en la parte inferior de la corteza siálica (generando rocas graníticas y andesíticas). La presencia del

magmatismo, especialmente el producido de la fusión parcial de la corteza, facilita la intensidad del plegamiento. Estos tipos de magmatismos se los consideran efectos y no causas de la deformación. Suele haber un orden, al principio se forman, en la denominada fase mag-

mática inicial, basaltos y rocas ultra básicas (peridotitas), le sigue la fase sintectónica donde se forman principalmente rocas graníticas (granitos, granodioritas y tonalitas) y finalmente la fase postectónica de intrusiones batolíticas y vulcanismo no muy importante.

LOS CONTINENTES Y LOS OCÉANOS

En forma sintética los principales elementos geológicos que constituyen los **continentes** son:

1) **Escudos o cratones**: son masas rocosas estables más antiguas que 600 Ma, en general intensamente plegadas, metamorizadas y granitizadas que constituyen los núcleos de los continentes.

2) **Plataformas**: son sectores en los cuales los escudos están cubiertos por sedimentos, esencialmente marinos, antiguos, que han permanecido horizontales, sin deformación.

Esta acumulación puede llegar a los 10 o 15 km de espesor. El mar ha sido poco profundo. Estas unidades subsidentes se denominan **aulacógenos**. Por ejemplo la plataforma Rusa.

3) **Cordilleras**: los sedimentos plegados, metamorizados y granitizados se elevan en cordones. Estos grandes relieves provienen de los efectos (fallas y plegamientos y magmatismo) provocados por los esfuerzos tangenciales (choques de placas) que afectan a la corteza terrestre.

Los **océanos** cubren las dos terceras partes de la superficie terrestre. Las unidades morfológicas principales, Figura 286, son:

1) **Plataforma continental**: borde continental (10% de la superficie de la Tierra), posee una débil pendiente (1m/km) y es de suave relieve. Posee abundantes sedimentos terrígenos y gran importancia económica, Figura 286.

2) **Talud continental**: zona de transición entre el continente y el océano de pendiente muy fuerte (30 al 40%), aunque lo normal es del 5%. Está cubierta por sedimentos no consolidados. Suele estar atravesado por cañones submarinos con conos de deyección al pie de la pendiente, donde se desarrollan las turbiditas, Figura 286.

3) **Llanura abisal**: extensión llana a unos 5000 m de profundidad recubierta por una fina capa de sedimentos.

4) **Dorsales oceánicas**: cordillera centro-oceánica a nivel planetario de 60.000 km de extensión. Posee poca sedimentación, están constituidas esencialmente por rocas basálticas, gabros y peridotitas generadas durante la expansión del fondo oceánico por fusión parcial del manto superior.

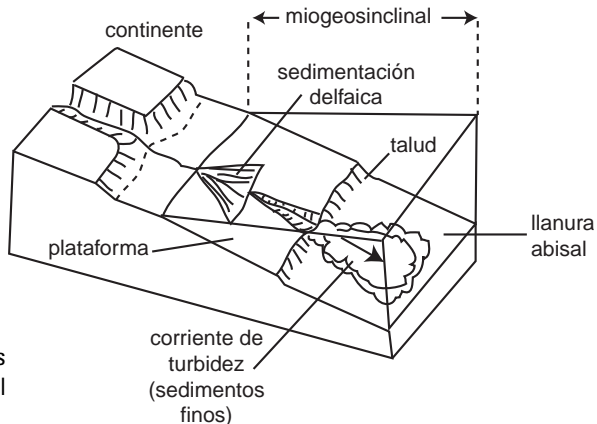


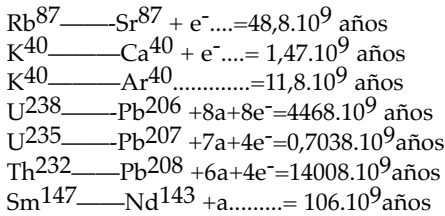
Figura 286. Block digrama que indica las partes principales de un borde continental no activo.

Los continentes representan solo el 0,4% de la masa de la Tierra y la corteza tiene una composición muy distinta al resto del Planeta. En ella se ha concentrado una cantidad anómalamente grande de determinados elementos entre los más notables están los isótopos radioactivos del U, Th y K.

Por medio de las dataciones radimétricas se ha demostrado que los continentes deben de haber crecido en forma más o menos continua durante los tiempos geológicos siendo el resultado de muchos episodios aislados de diferenciación química.

¿La corteza proviene del manto? ¿a que velocidad se formó? Como la mayor parte de los materiales en juego están fuera de nuestro alcance, para conocer esto se utilizan elementos trazas indicadores del fraccionamiento y diferenciación química.

Algunos de estos elementos son:



Debido a que el tamaño de estos iones es muy grande respecto de elementos mayoritarios del manto (Mg, Al, Si, Fe) tienen propensión a producir reemplazos en las estructuras de los silicatos de la corteza. Estas estructuras minerales son más abiertas, debido a la menor P de formación, que aquellas del manto por ello estos cationes grandes se incorporan más fácilmente a minerales corticales que aquellos formados en el manto.

BREVE HISTORIA SOBRE EL PENSAMIENTO DE LA DERIVA CONTINENTAL

Desde antiguo se postularon ideas sobre las coincidencias geográficas entre América del Sur y Africa.

El moralista francés Francois Placet publicó en 1666 un folleto denominado "La corrupción del pequeño y gran mundo" en donde dice

que antes del diluvio las tierras se debían de encontrar juntas y pensaba que la separación de América de Africa se generó por el hundimiento de la Atlántida de Platón.

Sobre la Atlántida se han escrito diversas opiniones respecto de su ubicación. Una es la mencionada más arriba pero otra estima que fue el territorio ocupado por la Civilización Minoica. Diversos autores piensan que esta civilización, que desapareció de golpe, se ubicaba en la isla de Creta y eran navegantes que viajaban por todo el Mediterráneo con una economía floreciente.

Próximo a la isla de Creta, frente a Grecia se ubica el volcán Santorín, isla del Egeo. De acuerdo con los datos de Asimov (El cerebro de Broca, p.177) en esta isla, también denominada Thera (del Gr.=monstruo) ocurrió una gran erupción en el año 1456 AC que destruyó probablemente a la Civilización Minoica. Esta erupción produjo también serias consecuencias en Egipto ubicado a unas 300 millas al sur. La fecha de la erupción se obtuvo por datación radimétrica por el método del C¹⁴ de un árbol calcinado (1456 ± 43 a AC). La cantidad de polvo volcánico pudo provocar la oscuridad durante tres días y esto junto con el tsunami, generado por los terremotos consecuentes, pudo haber provocado la bifurcación del Mar Rojo que generó y permitió el éxodo de los israelitas de Egipto, el hambre y las plagas bíblicas. Se estima que la explosión de la isla desprendió una energía equivalente a 150 bombas de hidrógeno. Estos maremotos, se piensa que destruyeron los puertos y embarcaciones de los Minoicos, provocando el desastre del cual no se pudieron reponer más.

En 1858 Antonio Pellegrini publica por primera vez el concepto de deriva. Este autor pertenecía a la escuela catastrofista y pensaba que cuando la masa en fusión de la Tierra se enfrió y cristalizó, los continentes estaban unidos y recién después del diluvio grandes catástrofes separaron los continentes y cita como prueba la coincidencias geográficas de las costas de América del Sur y Africa.

En 1874 Lovisato (Lombardo) manifestó que América del Sud y Africa pueden ser dos pedazos de un antiguo continente que comenzó a separarse a fines del Terciario.

En 1879 Fisher, siguiendo las ideas del hermano de Darwin sobre el desprendimiento de

la Luna del Océano Pacífico, indicó que consecuencia de ello fue el desplazamiento de los continentes. Propuso la hipótesis de que el interior del Planeta, relativamente fluido, debía estar afectado por corrientes convectivas que se alzaban debajo de los océanos y se hundían debajo de los continentes.

Taylor en 1910, norteamericano, publicó una teoría de la deriva, se refirió a las cadenas montañosas de Eurasia, seguramente influenciado por Suess en su obra “La faz de la Tierra”.

Wegener (berlinés, 1880-1930) con el meteorólogo W. Köppen en 1912 propuso la idea de la deriva de los continentes y en 1915 publicó “El origen de los continentes y los océanos”, en 1924 publica “El clima en el transcurso del tiempo geológico”. Estudió meteorología y astronomía, murió en una expedición en Groenlandia en 1930.

Wegener seguía las ideas de su maestro el austríaco Suess que a fines del siglo XIX suponía que la Tierra había sido una masa en fusión que se hallaba en proceso de solidificación y contracción y en donde los materiales menos densos, por gravitación, flotaban sobre los más densos. Los materiales más livianos estaban formados por rocas ígneas, metamórficas y sedimentos que constituían el **SIAL** y por debajo estaba el **SIMA** constituido por rocas basálticas. Las montañas se originaban por la contracción de la Tierra. Esta contracción generaba los océanos, mientras que los continentes eran rígidos constituyendo bloques no fracturados denominados “horst”. Con el pasar del tiempo ciertas zonas continentales se hundían y otras submarinas podían ascender.

Previo a las ideas de Wegener los paleontólogos que ya conocían la existencia de fósiles terrestres en continentes tan alejados como Sudamérica y Africa, los justificaban con la existencia temporaria de continentes islas que periódicamente ascendían o descendían respecto del nivel del mar y por donde habían pasado reptiles no nadadores y las semillas de ciertas plantas continentales. Wegener interpretó la observación paleontológica como que en un momento hubo un supercontinente que luego se desmembró y derivó. Ambas son teorías completamente diferentes una, la paleontológica, es **verticalista** donde desaparece por hundimiento un continente tan amplio como

el océano Atlántico, y la otra es **horizontalista** que dice que dicho océano se generó por el desplazamiento lateral de ambos continentes que antes se hallaban unidos.

Suess cuenta en su famoso libro “La faz de la Tierra” que la similitud de plantas y animales fósiles encontrados en distintos continentes eran pruebas de antiguas uniones a través de los océanos actuales. Llamó **Gondwana** (región oriental de la India que significa tierra y donde hay una fauna fósil típica) al antiguo continente integrado por Africa central y sur, Madagascar y la India; luego incorporó a Australia a este continente. En la época de Suess se pensaba que la Tierra había sido una “bola de fuego” que se enfriaba y en su enfriamiento se contraía produciendo en la superficie arrugamientos (cordilleras). Estas ideas Wegener las refutó diciendo que no se requería ninguna contracción para explicar los plegamientos de las rocas para formar las montañas, sosteniendo que el borde frontal de un continente que avanzaba encontraría resistencia y debido a ello se comprimiría y replegaría. El avance de América hacia el oeste generó la Cordillera de los Andes. Además Wegener sugirió que la india migró hacia el N y chocó contra Asia generando en el impacto los montes Himalayas.

Suess creó el término **eustático** (ascensos y descensos relativos del nivel del mar producidos por variaciones del volumen de las cuencas oceánicas o el volumen global de las aguas. Estas variaciones pueden deberse a intensa sedimentación en el fondo del mar, a hundimientos o elevaciones del fondo marino por causas tectónicas y/o a fusión o crecimiento de los glaciares causados por cambios climáticos. Estas variaciones provocan las ingresiones o regresiones para los grandes movimientos mundiales de ascenso y descenso del mar que se inferían, en los distintos continentes, por los registros dejados por las transgresiones y regresiones marinas. También atribuía las regresiones al hundimiento de las cuencas oceánicas y las transgresiones al llenado parcial de esas cuencas por sedimentos continentales.

Wegener, sobre estas bases y pensando un poco distinto, propone la hipótesis de la deriva continental (dice, uno de sus discípulos, que Wegener creó su teoría observando en Groenlandia como se rompían y separaban los

témpanos en el mar). A partir de 1910 comenzó a desarrollar sus ideas y las expuso en Frankfort en enero de 1912 y recién en 1924 su libro "El origen de los continentes" fue traducido al inglés, francés, ruso y español.

Keidel, geólogo alemán contratado por el Gobierno Argentino para dirigir la Dirección Nacional de Geología y Minería, entre 1910 y 1912, propuso las primeras analogías geológicas de ciertas partes de las sierras de Buenos Aires con Africa del Sur diciendo que en el primitivo continente, las sierras de Buenos Aires, estaban unidas con las montañas del Cabo. Wegener cita a su amigo Keidel en la obra.

La teoría está basada en datos **geofísicos**, **geológicos** y **biológicos** y postula que en un proceso comenzado en el mesozoico y que continúa hoy en día, un supercontinente, **Pangea**, se habría quebrado y que sus partes se alejarían unas de otras.

En esa época se creía que el **SIAL** cubría todo el Globo pudiendo ser más delgado en los océanos y más espeso en los continentes. En cambio Wegener piensa que es más discontinuo y que el fondo de los océanos está constituido por **SIMA**, el cual sería plástico. Las láminas de SIAL de unos 100 km de espesor, estarían obligadas a flotar sobre el SIMA por gravedad (contraste de densidad).

La idea de Wegener es que las láminas de SIAL no solo están separadas y flotan sobre el SIMA sino que también se desplazan lateralmente. Este fenómeno habría comenzado a fines de la era paleozoica.

ARGUMENTOS DE WEGENER

Topográficos: el análisis topográfico estadístico de la superficie de la Tierra revela dos niveles dominantes correspondientes a los continentes y a los suelos oceánicos (más 100

m y menos 4800 m respectivamente). Esto es compatible con la idea de dos capas separadas de la corteza, el SIAL y el SIMA y ello encuadra dentro del concepto de isostasia.

Isostasia: se comenzó a sospechar de este fenómeno a mitad del siglo XIX por las determinaciones gravimétricas hechas con péndulo en el Himalaya y luego en los Andes peruanos, donde se vio que la plomada se desviaba menos de lo calculado en la atracción de la masa montañosa en contraste con las determinaciones en llanura.

Airy, debido a esto, propuso el mecanismo de **compensación isostática** que dice que las montañas poseen raíces siálicas proporcionales a su altura, mientras que en las áreas llanas se apoyan sobre raíces poco profundas. Como consecuencia postuló que a medida que las montañas se erodaban la base siálica se elevaría. Mientras que la acumulación de sedimentos en las cuencas provocaría su hundimiento. El ascenso de Escandinavia después de la glaciación sería prueba de ello.

Con el concepto de isostasia Wegener refutó el pensamiento de los paleontólogos de los continentes islas ya que una masa siálica por su densidad no puede hundirse en una masa simática de mayor densidad. Los estudios modernos sobre sísmica le dan razón a Wegener.

Wegener sostenía que si bien los bloques se podían desplazar verticalmente por isostasia sobre el SIMA plástico, también podían moverse horizontalmente. La prueba de los movimientos horizontales eran los efectos de la compresión horizontal en los estratos que formaban montañas (Alpes, Himalaya, Andes, etc.).

En la década de 1920 los datos petrológicos y gravimétricos sugerían que el fondo oceánico basáltico estaba apoyado sobre algo más denso (peridotitas = ol + px; dunitas = ol o eclogitas = gr + px) Figura 287.

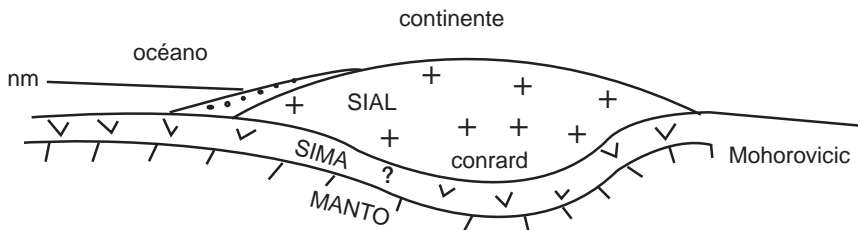


Figura 287. Esquema de la corteza terrestre. Por contraste de densidad el SIAL se encuentra por encima del SIMA y éste sobre el Manto superior.

Argumentos geológicos: la orogenia Sudafricana parece continuarse con la de Buenos Aires. El basamento Sudafricano se correlaciona con el Brasileño. El Sistema de Karoo (Paleozoico superior) se correlaciona con el brasileño de Santa Caterina (tillitas) y de la Provincia de Buenos Aires, etcétera.

Argumentos paleontológicos y biológicos: a principio de siglo se pensaba que existieron puentes de tierra transoceánicos hundidos en el mar después del Cretácico. No obstante Wegener pensaba que la unión biológica fue rota por la deriva continental. De las dos maneras se justificaba la presencia en ambos continentes (África y Sudamérica) del pequeño reptil **Mesosaurus** y la flora del **Glossopteris** muy difundida a fines del paleozoico, pero confinada a los continentes australes. La distribución de marsupiales y vermes se presentaba también como otra prueba de antiguas conexiones terrestres.

Argumentos paleoclimáticos: las evidencias más importantes son las tillitas que descansan sobre pavimentos estriados que indican glaciación. Los **carbones** son buenos indicadores de clima húmedo pero no son buenos indicadores de temperatura. Los **depósitos evaporíticos** así como las **areniscas desérticas** (red sandstone) indican aridez. Los **limos carbonáticos** y **arenas** (la solubilidad del carbonato aumenta con el descenso de la temperatura) y los depósitos de calizas indican probablemente condiciones tropicales a subtropicales. La ausencia de **anillos en trocos fósiles** indican climas tropicales. Los grandes **reptiles** indican climas cálidos. Las **tillitas** representan climas englazados. Los depósitos de tillita del Dwyka en Sudáfrica aparecen también en Sudamérica, Australia y en la India para una misma edad (Carbónico-Pérmico).

Sorprende que no se mencione en esa época los arrecifes de corales que son indicadores de aguas cálidas y poco profundas.

Utilizando estos criterios resulta claro que entre el Carbónico y el presente el clima de Sudáfrica y Sudamérica ha pasado de frío a templado y luego a tropical, criterios que apoyan la posibilidad de que los polos geográficos se hayan desplazado a lo largo del tiempo o que estos hayan estado fijos y hayan sido los

continentes los que se desplazaron. La última fue la interpretación aceptada por Wegener.

Se estima ya en esa época que el desplazamiento de los continentes era del orden de los 6 a 12 cm/año.

Estas ideas de Wegener fueron muy criticadas por los físicos de entonces, especialmente los de habla inglesa (Washington, Coleman, Chamberlain, Jeffreys) quienes sostenían que la Tierra era rígida como una piedra. Defensores de estas ideas de Wegener fueron Daly (USA), Holmes (inglés) y especialmente el naturalista sudafricano Du Toit que continuó agregando pruebas geológicas y paleontológicas a la teoría.

El sudafricano Du Toit se puede decir que fue el mejor defensor de Wegener. En 1937 escribió el libro "Nuestros continentes viajeros" (Our wandering continents, Edimburgo). A la **PANGEA** de Wegener la dividió en dos grandes continentes, uno al norte llamado **LAURASIA** y otro al sur llamado **GONDWANA**, de historias independientes ya que estaban separados, por lo menos desde el Paleozoico superior por el **MAR DE TETHIS** el cual perduró hasta que África y la India avanzaron hacia **LAURASIA** en el Terciario.

Du Toit reconstruyó Gondwana con mayor precisión y para él la tectónica de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, la de la ciudad del Cabo y la de Australia son pruebas de un geosinclinal paleozoico al que denominó **SAMFRAU** (contracción de Sudamérica, Sudáfrica y Australia). La separación completa del Gondwana se logró en el Cretácico y Terciario. Este autor visitó Brasil, Uruguay y la Argentina en 1923.

La prueba más convincente de la unión directa de los continentes es la distribución de la glaciación del Paleozoico superior, Figuras 288 y 289. El mapa muestra la distribución de los depósitos y formas dejadas por esta glaciación y puede verse que gran parte de la zona englazada hace 300 Ma hoy en día se encuentran en zonas subtropicales y tropicales, mientras que zonas no englazadas de esa edad en el Hemisferio N hoy en día se hallan en zonas árticas y subárticas. La teoría de la deriva continental da una buena explicación del porqué.

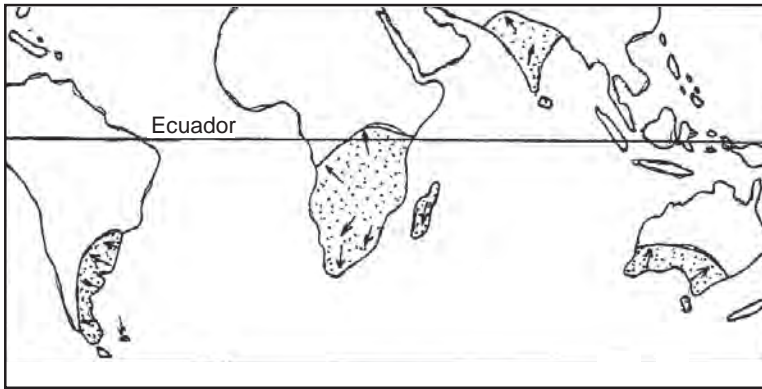


Figura 288. Distribución de la masa de hielo de acuerdo con Wegener durante el Paleozoico superior. Las flechas indican el sentido del flujo de los glaciares.

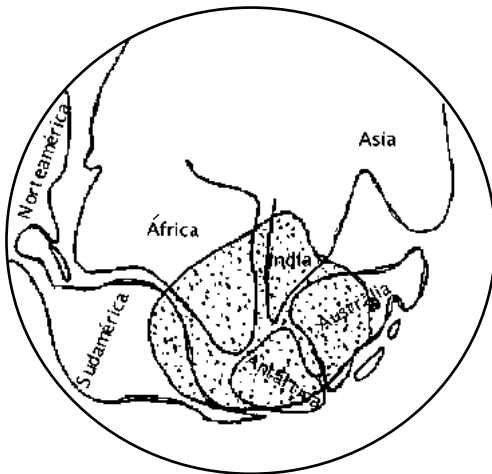


Figura 289. Reconstrucción de Wegener de los terrenos englazados en el Paleozoico superior, previo a la deriva de los continentes.

Otro fenómeno explicado por Wegener fue el de los geosinclinales, cuencas sedimentarias alargadas pegadas a los continentes que se fueron hundiendo gradualmente por el peso de los sedimentos que llegaban del área continental vecina, espesores de hasta 10.000 m, y luego la acumulación fue revertida y esos sedimentos marinos hoy se hallan conformando, por ejemplo, las altas cumbres de los Andes.

El problema que planteaban estas ideas era: ¿que fuerzas movían los continentes? El **efecto**

se conocía pero no la **causa**. Wegener no pudo dar una explicación satisfactoria al respecto. Solamente sospechó que los continentes se alejan de los polos hacia el ecuador y esbozó la idea de “fuerza de fuga de los polos” diciendo: como la Tierra gira alrededor de su eje se produce una fuerza centrífuga de rotación que desvía a la atracción de la gravedad haciendo que esta no se dirija hacia el centro del planeta sino que sufra una desviación hacia el ecuador, aunque solo muy débilmente. Por lo tanto los continentes que flotan sobre la Tierra se desplazan hacia el ecuador. Los físicos hicieron los cálculos correspondientes y vieron que era un efecto insuficiente (varios millones de veces menor que la fuerza de gravedad). Jeffrey fue el principal crítico.

El mecanismo de convección del manto fue propuesto por Holmes en 1929 y en su momento no se le dio importancia.

Posteriormente se realizó la reconstrucción tipo rompecabezas por medio de programas de computación de las áreas continentales hasta 1.000 m de profundidad de Sudamérica y África. El encaje es asombroso.

Además se vio por medio de dataciones radiométricas tanto en África como en Sudamérica que había dos poblaciones de edad, 2.000 y 600 Ma de años coincidentes en ambos continentes, previo a la separación del Gondwana que comenzó a fines del Paleozoico superior.

DESPUÉS DE LA SEGUNDA GUERRA MUNDIAL

Hasta la Segunda Guerra Mundial se conocía poco el fondo submarino; esto cambió a partir de 1950.

En 1962 Harry Hess, de la Universidad de Princeton, genera el concepto de expansión del fondo oceánico, en 1963 lo desarrollan Fred Vine y Drummond Matthews, de la Universidad de Cambridge, H. Hess durante la 2da. Guerra Mundial era comandante de un buque de transporte y observó, con el SONAR (derivada de la frase "*sound navigation ranging*") de la nave, montañas en el fondo del Pacífico. Esa observación que ya se tenía sobre el fondo del Atlántico por las empresas que tendían los cables, le hizo pensar en la expansión del fondo marino, donde las dorsales de las zonas centrales de los océanos son lugares donde las rocas fundidas procedentes del manto ascienden y se derraman a ambos lados de la fisura generando más fondo oceánico en forma simétrica respecto del eje de la dorsal. Ambas placas se desplazan hasta chocar con otras y se hunden por debajo. Siguiendo a Hess, Fred Vine de la Universidad de Cambridge en 1963, demostró el mecanismo de la extensión del fondo oceánico por medio de la inversión de la polaridad magnética que quedaba registrada en el basalto del fondo en forma simétrica respecto del eje de la dorsal. Este trabajo fue el que volcó a los geofísicos a las ideas de la deriva continental de Wegener.

La gran dificultad de los geólogos para llegar a esta conclusión era sencilla, las evidencias del crecimiento del fondo oceánico estaban a varios miles de metros de profundidad del nivel de mar.

En 1965 T. Wilson fue el primero en combinar las hipótesis de la deriva de los continentes de Wegener y la extensión del fondo oceánico en un único concepto basado en zonas móviles y placas rígidas. En 1967 científicos del Observatorio Geológico Lamont-Doherty generaron pruebas sobre la expansión del fondo oceánico. También en 1967 los científicos McKenzie, Parker, y en 1968 Morgan y el francés Le Pichon por medio de la geofísica marina y la sismología concretan lo que se pasó a denominar **tectónica de placas**.

Siguiendo estas ideas se fueron agregando

equipos de trabajo que iban a corroborar el modelo. En 1974 se hizo la primer perforación de océano profundo realizada por el Glomar Challenger a una profundidad de 3.000 m se perforaron 600 m de basaltos del fondo oceánico.

En las dorsales centro oceánicas la secuencia clásica de rocas es: la parte más profunda está constituida por rocas como las harzburgitas (peridotita con ortopiroxeno) y serpentinitas, le sigue una capa intermedia de gabro verdoso, finalmente sigue la capa superior formada por diques laminares basálticos. Más arriba donde la temperatura del agua es baja (2°C) se encuentran las lavas almohadilladas de basaltos. Asociadas a las *pillow lavas* pueden haber fumarolas que exhalan compuestos de sulfuros y alrededor de los cuales puede haber una biota adaptada a esas presiones. El macizo de Troodos en la isla de Chipre muestra este tipo de secuencia ígnea ofiolítica o de rocas verdes eruptivas.

Hubo una gran oposición a estas "nuevas" ideas tales como las de Meyerhoff de USA y Belousov de Rusia. Pero ahora el concepto es aceptado por la generalidad de los naturalistas, pasando a ser el paradigma de la geología.

¿Cuales son las fuerzas que mueven a las placas? Hoy en día se cree que es la convección térmica. Estas células generan zonas ascendentes de materiales del manto y zonas descendentes, las primeras generan tensiones con emisiones lávicas formadoras del fondo oceánico y las descendentes producen el choque de placas donde una se mete por debajo de la otra generando las cordilleras y los arcos de islas.

Las placas que se formaron son chicas y grandes, ello sugiere que las celdas convectivas del manto deben de ser asimétricas.

Las variaciones de la intensidad del campo gravitatorio pueden dar indicación de la densidad de los fluidos convectivos; las áreas con topografías poco usuales que pueden coronar corrientes convectivas ascendentes y descendentes, y las anomalías geoquímicas en rocas volcánicas que puedan indicar variaciones en el grado de mezcla de los materiales del manto son todas observaciones que pueden ayudar a mejorar el conocimiento sobre la teoría.

El gran avance tecnológico se produjo después de la Segunda Guerra Mundial. No obstante en la década del 20 los franceses desarrollaron el sonar (reflexión acústica) que poste-

riormente, con un error de 1 m en 5.000 m, permitió obtener el mapa topográfico del fondo marino mundial.

Por medio de ondas sísmicas artificiales se estudió la estructura cortical suboceánica.

Otro método para estudiar la estructura cortical oceánica es la gravimetría.

Otro método es la medición del escape de calor de la Tierra por el fondo marino (flujo de calor terrestre) por medio de sondas. Se vio con sorpresa que el flujo térmico medio era similar al de las áreas continentales y que aumentaba en las dorsales y disminuía en las fosas.

Todas estas mediciones hoy en día son realizadas por medio satelital, especialmente con el uso del posicionamiento geográfico.

Estos avances técnicos llevaron a conocer cada vez con mayor precisión la topografía submarina. Así se reconocieron en los fondos oceánicos grandes cordilleras, fosas, llanuras y volcanes de cumbres planas (guyot). Se determinó que la corteza oceánica tiene menos de 10 km de espesor y no posee una capa granítica. O sea se determinó que el fondo oceánico es basáltico con una muy tenue capa de sedimentos encima.

La estructura interna de la Tierra se estudia por métodos sísmicos. Estos estudios nos dicen que está constituida fundamentalmente por tres partes: el núcleo de 3.400 Km de espesor (cuya parte interna es sólida y se denomina nucléolo con un radio de 1.200 km, la parte externa fluida de 2.200 Km de espesor) y luego sigue el manto de 2.900 Km de espesor por encima la corteza con espesores variables entre 5 y 70 kilómetros.

MAGNETISMO TERRESTRE

La Tierra es un imán permanente, se sabe que entre los metales corrientes sólo el hierro y el níquel pueden ser imanes permanentes (materiales ferromagnéticos); como el núcleo está constituido por estos elementos parece ser obvio el magnetismo terrestre. Este parecer choca con otro razonamiento ya que toda sustancia ferromagnética pierde el magnetismo al ser calentada por encima de cierta temperatura (punto de Curie, 770° para el Fe y 358° para el Ni) por lo tanto el Fe y el Ni del

núcleo no pueden formar un imán permanente dada la elevada temperatura reinante ahí; y siendo la parte externa del núcleo líquida, según lo revelan las ondas sísmicas. De hecho sólo los 50 km más externos del planeta poseen temperaturas suficientemente bajas como para que el hierro sea magnético.

El paleomagnetismo se basa en la suposición de que el magnetismo que se mide en ciertos tipos de rocas refleja fielmente la dirección del campo magnético terrestre en épocas geológicas pasadas.

En 1952 Irving de la Universidad de Cambridge estudió muestras de las areniscas de Torridonia en Escocia de 700 a 800 Ma de edad y otro grupo de la Universidad de Manchester formado por Blackett y Clegg estudiaron las areniscas triásicas de Cheshire de 180 Ma y observaron que las direcciones de magnetización eran muy distintas de las del campo magnético actual incluso la declinación magnética. Ello los indujo a pensar que en esas épocas las islas Británicas se ubicaban en una posición distinta a la actual, o que el polo magnético se había desplazado sustancialmente. Estos estudios se extendieron por todo el mundo. Finalmente haciendo girar lo suficiente los continentes hasta que los vectores apuntaran al polo se observó que estos encastraban perfectamente como predecía la teoría de la deriva de Wegener.

Un campo magnético puede generarse tanto por un imán permanente formado por minerales ferromagnéticos como por una corriente eléctrica. En éste último caso se requiere un conductor y la parte externa del núcleo posee estas características, además se debe generar una corriente eléctrica que provoque diferencias de potencial entre una y otra zona lo que provocaría la corriente y esta corriente generaría el campo magnético, o sea que el núcleo externo funcionaría como una dínamo. Las corrientes convectivas que se desarrollarían en esa zona serían las que ponen en funcionamiento la dínamo.

La historia magnética del Planeta se puede conocer por el magnetismo residual de las rocas (rocas portadoras de Fe como los basaltos). Cuando extruye una lava lo hace a una temperatura superior al punto de Curie, luego cuando la lava se enfría, pasa por el punto de Curie y su momento magnético queda orienta-

do según el campo magnético terrestre en el momento de la extrusión y así queda “fossilizado” el paleomagnetismo. Investigadores de muchos países se dedicaron a medirlo en los años 40 (Königsberger de Alemania, Nagata del Japón y Thellier de Francia entre otros). De esta manera se desarrolló el **paleomagnetismo**.

El estudio del paleomagnetismo ha sido muy activo tanto en Francia como en Japón, Brunhes y Matuyama fueron pioneros. El francés Brunhes, en 1906, descubrió que algunas rocas estaban magnetizadas en sentido opuesto al campo magnético actual y propuso la posibilidad de que en la época de formación de esas rocas la polaridad terrestre estaba invertida. El japonés Matuyama, en la década del 20, estudió las rocas de Japón y Corea y descubrió que muchas de esas rocas tenían polaridad inversa y determinó que durante el Pleistoceno la polaridad era inversa. Posteriormente, otros investigadores, en la década del 50, determinaron hechos similares en Islandia, Francia, Gran Bretaña, EEUU y Rusia y con toda esta información se comenzó hacer la **magnetoestratigrafía** de los últimos millones de años.

El estudio del **paleomagnetismo** de rocas basálticas fue de fundamental importancia en el problema de la deriva. Los británicos Runcorn, Creer e Irvine estudiaron el paleomagnetismo en rocas de distintas edades de Europa y demostraron que antes del Terciario superior el Polo Norte se había desplazado en forma regular en el tiempo, que desde una posición cercana a Hawaii en el Precámbrico migró hacia el NO, pasando entre Japón y Kamchatca a fines del Paleozoico, para llegar a través de Siberia hasta la actual posición. Quedaba la duda de que era lo que se movía, ¿el Polo Magnético o los continentes? Luego continuaron los estudios en Norteamérica y observaron desplazamientos similares, la única explicación era que ambos continentes en esas épocas estuvieran juntos, ya que al desplazarlos y juntarlos, los vectores magnéticos apuntaban para el mismo paleopolo.

Estos geofísicos cambiaron la opinión que tenían y comenzaron a revitalizar la teoría de Wegener. Luego repitieron la experiencia para los continentes del Hemisferio Sur. Al mismo tiempo redescubrieron la **inversión de los polos magnéticos** repetidas veces a lo largo de

los tiempos geológicos. Esto fue hecho datando las rocas basálticas analizadas por el método radimétrico K/Ar.

En 1917, el francés Langevin hace vibrar cristales que emiten ondas ultrasónicas. El fenómeno lo aplicó inmediatamente a la guerra antisubmarina debido a la excelente reflexión subacúea de este sonido de onda corta. Durante la Segunda Guerra Mundial el método fue perfeccionado y se lo denominó SONAR, luego se lo usó con mucha eficiencia para determinar profundidades. Con la técnica de **ecosonda** se comenzó a conocer con mayor detalle el fondo marino y se determinó que el relieve oceánico se puede dividir en:

- a) **Márgenes continentales**, plataformas continentales, laderas, talud y fosas.
- b) **Suelo de la cuencas oceánicas**, suelo abisal, elevaciones del suelo submarino.
- c) **Cadenas montañosas o dorsales centro oceánicas**

Por medio de la sísmica se iba determinando la estructura interna del Planeta. Uno de los aportes más grandes fue el descubrimiento de la **Discontinuidad de Mohorovicic** (35 km debajo de los continentes y 5 km por debajo del fondo oceánico). Por debajo de la corteza se encuentra el **manto** constituido por **peridotitas** (ol + px), en zonas de mayor presión puede haber **eclogitas** (gr + px).

Con el mejoramiento de la tecnología se siguieron haciendo descubrimientos tanto en la sísmica, como en el magnetismo, el estudio del flujo de calor, la petrología, la paleontología, etcétera.

Se conocieron los **guyot** (volcanes submarinos de cumbres aplanadas por erosión), las cordilleras oceánicas con alta sismicidad y alto nivel de flujo calórico y vulcanismo.

El norteamericano Hess en 1962 lanzó la hipótesis llamada **la expansión oceánica**. La idea de Hess era que una corriente ascendente del manto inyecta en la corteza terrestre material nuevo en la zona de la dorsal oceánica, Figura 290. Este material se desplaza a la misma velocidad que el manto. De esta manera también se transportan los continentes como si el mecanismo fuera una cinta transportadora. Estas corrientes tienen su origen en la **astenosfera** cuyos materiales se com-

portan en forma plástica ante la deformación geológica. Estos movimientos también explican las **dorsales oceánicas** que luego fueron conocidas en todos los océanos. Estas dorsales

constituyen el accidente orográfico más grande del mundo con 60.000 km de cordilleras submarinas.

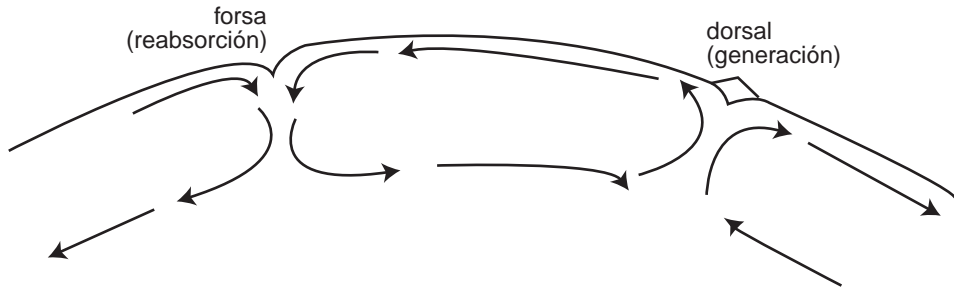


Figura 290. Esquema donde se muestra por efectos de las corrientes convectivas las zona de compresión (fosa, reabsorción de material cortical) y tensión (dorsal, generación de magma e inyección de material nuevo, basalto) en la corteza terrestre.

GRAVIMETRÍA

Paralelamente a los estudios paleomagnéticos el holandés Vening Meinesz realizó estudios de gravimetría de precisión desde un submarino (para evitar el ascenso y descenso del oleaje) en la costa de Indonesia. Determinó una notable anomalía gravimétrica en la zona de las fosas que bordean estos archipiélagos hasta Japón, Figura 291. Para explicar esta anomalía desarrolló una teoría que explica las fosas basado en las corrientes convectivas del manto. Meinesz determinó una anomalía muy baja en la zona de las fosas, aparentemente ello era lógico ya que las fosas estaban rellenas de agua ($d=1$) y no de rocas ($d=2,7$), además no había que olvidar el principio de la isostasia que dice que debajo de la montaña el material debe ser liviano para poder sostener la flotabilidad de la montaña sobre el material más denso del manto. Aplicando el mismo principio, en las fosas debería haber material denso para producir la depresión pero no era así; por lo tanto se planteaba: ¿Que es lo que mantiene deprimida una fosa?

La manera de explicarlo es que en la fosa hay material que descende (subducción, ello también justifica el menor flujo de calor) mientras que en las dorsales hay material que sale (ello se justifica por el mayor flujo de calor).

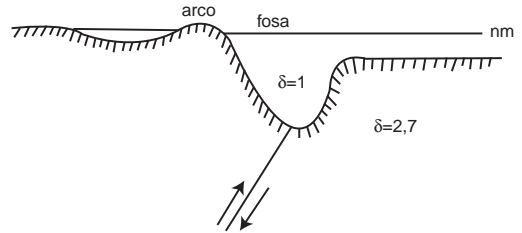


Figura 291. Esquema de una costa de arco de islas donde se representa la fosa, fuera de escala, producida por el hundimiento de la placa oceánica.

TERREMOTOS

Para que se produzca un terremoto además de fragilidad de las rocas debe haber fuerte tensión. Por el estudio de las ondas sísmicas se puede calcular la dirección de la tensión que provoca la fractura de los focos.

La placa descendente se hunde por su propio peso. Si la resistencia que encuentra es pequeña en ella actuará una fuerza de tracción o tensión. La distribución de los epicentros sísmicos en el planeta se aprecia en la Figura 292.

Los terremotos de baja profundidad (menores de 60 km) son más espectaculares porque la cantidad de energía liberada es mucho mayor y por lo tanto el impacto en los humanos es mayor.

Se usan para medir las intensidades dos

escalas: la de Richter y la de Gutenberg

En la de Richter cuando la escala aumenta una unidad, la cantidad de energía sísmica aumenta 30 veces.

El terremoto de San Francisco en 1906 fue de 8,25.

El terremoto de Kanto en Japón en 1923 fue de 8,2.

El terremoto de Chile en 1962 fue de 8,4.

El terremoto de Sumatra de fines de diciembre de 2004 fue de 9,1.

No hay registros de terremotos con una intensidad mayor a 9,1 debido, probablemente, a que una masa rocosa no puede acumular mayor energía elástica sin antes liberarla. Un terremoto de escala 8 es equivalente a 10.000 bombas atómicas similares a la de Hiroshima.

Son grandes terremotos aquellos que superan la magnitud 7,5. Estos en general son de poca profundidad y se producen en las zonas

de subducción. En las dorsales se producen terremotos de baja intensidad.

Por el estudio de las ondas sísmicas se puede calcular la dirección del fallamiento, la magnitud del rechazo y el tamaño de la falla. Los grandes terremotos pueden provocar levantamientos de varios metros en los terrenos afectados.

En 1930 el japonés Wadati y poco después el norteamericano Benioff determinan el plano inclinado donde se producen terremotos en las fosas del Japón y en la costa pacífica suramericana. A este plano se lo conoce como zona de Wadati-Benioff. Es una zona de espesor reducido donde se sitúan los focos sísmicos cerca de las fosas oceánicas con una inclinación, variable según los lugares, entre 10° y 75° y que se extiende hasta 600-700 km de profundidad en el manto. Este plano marca la subducción o hundimiento de una parte de la litosfera oceánica por debajo de la litosfera continental. La Figura 292 muestra la distribución mundial de los epicentros sísmicos.

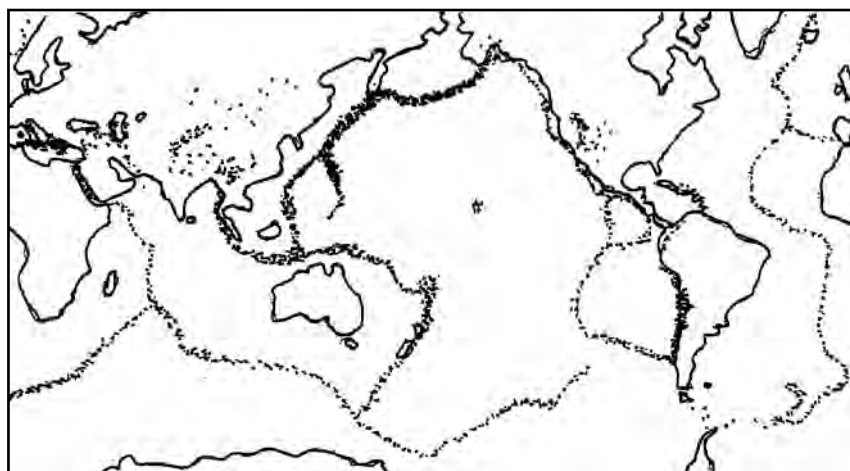


Figura 292. Distribución planetaria de los epicentros de los terremotos. Principalmente se hallan ubicados en los bordes de placas.

MECANISMO

En 1963 Vine y Mathews de la Universidad de Cambridge realizaron estudios paleomagnéticos en la zona de la dorsal atlántica, con el apoyo de dataciones radimétricas (Ar/K) determinaron la simetría a ambos lados de la

dorsal de las inversiones magnéticas, proponiendo para ello la siguiente explicación:

A medida que fluye el magma basáltico, desde el eje de la dorsal, se va magnetizando según el polo del momento a medida que la temperatura de la lava pasa en su descenso por el denominado punto de Curie (tempera-

tura por debajo de la cual los spines de los electrones principalmente del hierro quedan orientados de acuerdo al campo magnético del momento), de esta manera va quedando “fosilizada” la polaridad magnética terrestre (versa y reversa) Figura 293. Como la emisión lávica es

continua a lo largo del tiempo geológico, quedan registradas en las rocas basálticas y en forma simétrica a ambos lados de la dorsal las épocas del magnetismo normal e inverso en forma alterna (estos magnetismos son inversos 180°). Esta información es datada por medios isotópicos.

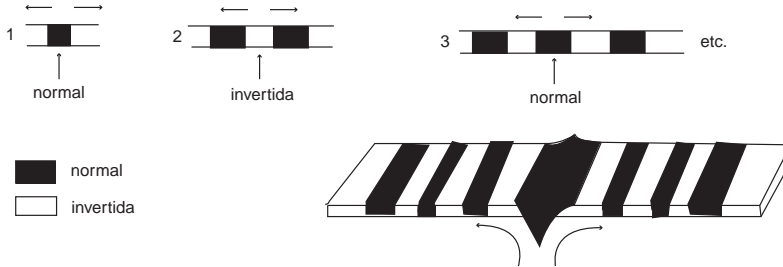


Figura 293. Mecanismo de creación del fondo oceánico por efectos tensionales producidos por las corrientes convectivas (en este caso divergentes). A medida que el material lávico extruye, a medida que se enfría, el spin de los electrones se orientan con el campo magnético del momento grabándolo, como indica la figura superior, en forma simétrica respecto de la dorsal. En este caso quedan en la memoria de la roca grabadas las inversiones polares.

Otros autores demostraron lo mismo en otras cordilleras oceánicas.

La inversión de la polaridad del campo magnético terrestre pudo y puede tener implicancias genéticas en la vida ya que por ciertos lapsos el campo magnético del Planeta se anula, entre una y otra inversión, y la radiación cósmica ingresa en forma más efectiva porque en dichos lapsos el campo magnético no actúa como filtro.

En 1965, Tuzo Wilson de la Universidad de Toronto, mejoró el conocimiento sobre el mecanismo de creación del fondo oceánico por medio de las **fallas de transformación**, Figura 294 y propuso el mecanismo general denominado **tectónica de placas**, el cual explica que la corteza

terrestre está dividida en placas móviles.

Este mecanismo se le ocurrió al advertir que los movimientos de la corteza se concentraban en gran medida en tres tipos de estructuras donde abundan los movimientos sísmicos y la actividad volcánica:

- 1) **Cadenas de montañas incluyendo los arcos de islas.**
- 2) **Cordilleras centro oceánicas.**
- 3) **Fallas principales con grandes desplazamientos horizontales (transcurrentes).**

Donde cada uno de estos tipos de estructuras se transforma el uno en otro lo llamó punto de transformación y el mecanismo es generado por fallas de transformación:

FALLAS TRANSFORMANTES

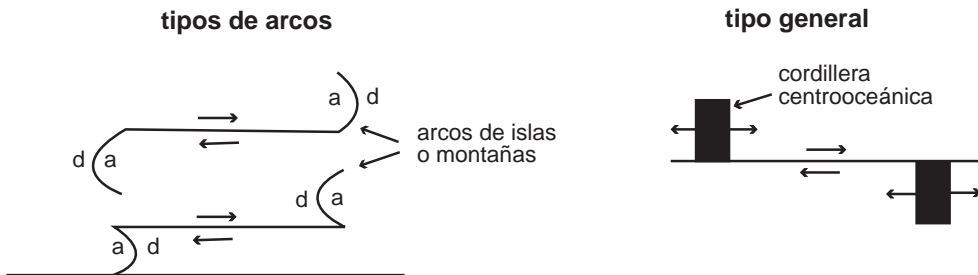


Figura 294. Fallas transformantes de acuerdo con T. Wilson.

El año 1966 fue el de la ruptura, gran parte de los detractores de la deriva se volcaron a ella, especialmente la gente del Observatorio Lamont en USA.

Los avances fueron los siguientes:

—Por estudios de microfósiles (foraminíferos) y de dataciones K/Ar en los basaltos se determinó que la edad aumenta sistemáticamente con la distancia al eje de la cordillera centroceánica y de esta manera fue posible medir una velocidad de extensión del fondo oceánico de 2cm/año.

—Los sedimentos más antiguos encontrados en el fondo de los océanos son del Jurásico medio y superior (180 Ma).

—La idea germinal de la **tectónica de placas** se debe a Tuzo Wilson. Su desarrollo y formulación se debió a los físicos Jason Morgan, Mc Kenzie y Le Pichon en 1967. Estos físicos desarrollaron modelos matemáticos basados en postulados, algunos de los cuales son: La corteza terrestre y el manto superior hasta una profundidad de aproximadamente 100 km posee suficiente rigidez en el sentido de poder transmitir ondas sísmicas transversales. A esta capa se la denominó litosfera. Los terremotos se confinan a la litosfera, ésta se apoya sobre una capa de rocas más débiles y caliente que se denomina **astenosfera**, la escasa resistencia de esta capa a los esfuerzos cortantes (sisa) se debe con toda probabilidad al hecho de que las rocas ahí están próximas a la temperatura de fusión de los materiales que la componen.

Desde hace tiempo se sabe que la actividad tectónica dentro de la litosfera se limita a estrechas zonas de actividad sísmica y volcánica, de las cuales la más notable es el Arco de Fuego del Pacífico. Estas zonas están relacionadas con los bordes de las 6 placas mayores y las 12 menores (ver en el planisferio la distribución y forma de las placas).

Los bordes de las placas son de tres tipos, Figura 295:

1) **Constructivos**: cuando crean nueva corteza mediante surgencia del material del manto y son caracterizados por las dorsales oceánicas.

2) **Destructivos**: cuando la corteza se consume al ser impelida hacia abajo de los arcos de islas o de fosas oceánicas o cadenas de montañas. La litosfera fría descendente penetra en la astenosfera, en ciertos casos, hasta la profundidad de 700 km. El plano de hundimiento se denomina **zona de Wadati-Benioff** que representa la **subducción** (p.e. la costa sudamericana pacífica). Pueden ocurrir choques de placas (el choque entre la India y Asia generó los montes Himalaya). Puede ocurrir **obducción** cuando la placa monta a la corteza (los montes Jura en los Alpes).

3) **Conservadores**: cuando no se crea ni se destruye corteza y las placas se deslizan lateralmente una respecto de la otra. Este tipo de borde coincide con las fallas de transformación.

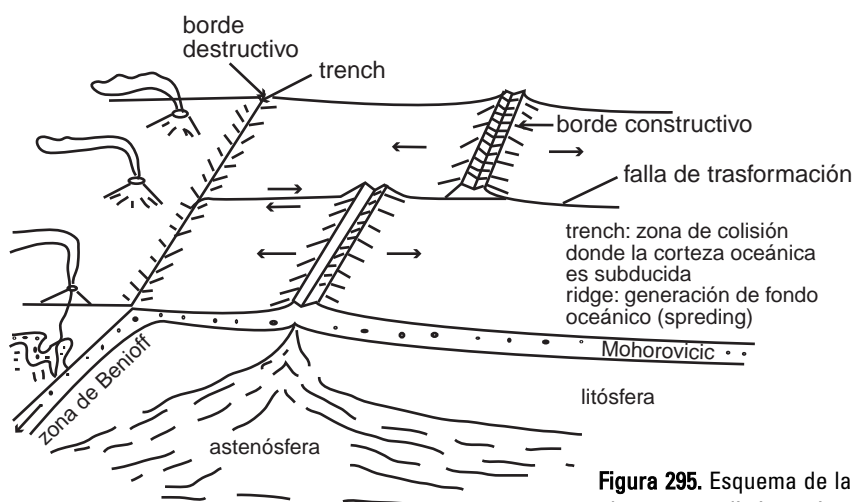


Figura 295. Esquema de la tectónica de placas y sus distintos tipos de bordes.

La Figura 296 muestra un punto triple o unión triple a la que concurren tres divisiones de placas futuras, en este caso el rift o depresión de Benue en Nigeria no evolucionó lo suficiente como para poder generar una placa nordafricana.

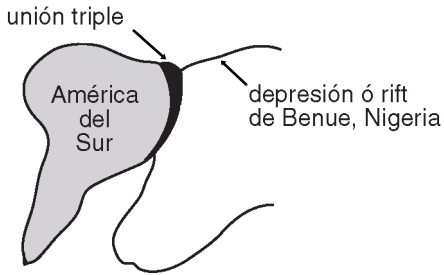


Figura 296. Punto triple que separa Sudamérica de África.

—Se postula que el volumen del planeta no varía.

—Como consecuencia del anterior postulado se indica también que la cantidad de fondo oceánico creado se equilibra con otra cantidad similar de fondo oceánico subducida.

—Se admite que el fondo oceánico se mueve a juzgar por el análisis de las franjas magnéticas.

—La tectónica de placas ha estado funcionando por casi 200 millones de años.

—La división entre manto y corteza no es tan importante como se pensaba, la verdadera separación es la litosfera de la astenosfera. A causa de su menor densidad, la corteza continental no puede ser arrastrada a las profundidades; por lo tanto si dos continentes chocan en un borde destructivo se producirá un engrosamiento de la corteza y se generará una cadena montañosa (p.e. Himalaya generado por el choque de la India contra Asia por encima de la zona de Benioff).

—¿Qué es lo que hace mover las placas? Algunos autores postulan modelos convectivos termales dentro del manto.

Obducción: concepto de R. Coleman. La creación de los fondos oceánicos en los ridge y su destrucción continua por subducción hace que hoy en día no exista

fondo oceánico con una edad mayor de 200 ma. Los continentes por ser livianos no suelen subducirse, por el contrario se mueven (flotan) pasivamente sobre la faz de la Tierra en respuesta a los proceso de expansión del fondo oceánico. Ocasionalmente un fragmento de corteza oceánica en vez de subducirse cabalga sobre una placa continental (obducción). Este fondo oceánico se transforma en ofiolitas y Coleman estimó que no llega al 0,001% de toda la corteza oceánica.

La corteza oceánica (dos terceras partes del globo) se está formando constantemente en las dorsales centrooceánicas. Esta delgada capa de basalto, de un espesor menor que 1/1.000 radio terrestre, se desplaza sobre la parte superior del manto (de mayor densidad) hasta la zona de subducción donde se hunde para alcanzar la zona profunda del manto. Los continentes de mayor espesor y menor densidad son como islas que flotan sobre el manto.

Las zonas más antiguas del fondo oceánico tienen una edad de 200 Ma y las zonas más antiguas de los continentes 3.800 Ma (20 veces más antiguas). Los continentes son elementos secundarios que se han formado y evolucionado a lo largo de la historia del Planeta. De hecho hoy en día están sometidos a fenómenos de acreción (sin embargo en lo que va de la década del 90 se está midiendo la erosión tectónica en las zonas de subducción y todavía no hay acuerdo sobre el equilibrio acreción/erosión continental).

ESTA TEORÍA TIENE TANTO IMPLICANCIAS BIOLÓGICAS COMO GEOLÓGICAS

Biológicas, ya que el fraccionamiento continental aumenta el perímetro costero creando nuevos ecosistemas, además los continentes en su deriva pasan por distintos climas provocando ello que la biota se adapte, se muera o escape a zonas más benignas.

Geológicas, ya que con esta teoría se tiene una más clara explicación de la petrogénesis general y de la orogenia planetaria.

CARACTERES PETROLÓGICOS

En los arcos de islas del Pacífico (Japón, Nueva Zelanda, California) se observan un par de cinturones metamórficos distintos y adyacentes, uno del lado Pacífico constituido por esquistos de alta presión y baja temperatura (lawsonita-glaucofano), sin basamento granítico y otro lado con granitos y metamorfitas de alta temperatura y baja presión (sillimanita). Se cree que fueron originados en la orogénica del final del Mesozoico.

Otro rasgo petrológico de la mayoría de los cinturones montañosos es **los complejos ofiolíticos** constituidos por rocas básicas y ultra básicas (UB) como basaltos (pillow lavas), gabros y peridotitas asociadas a radiolaritas a las que se consideran lodos de mares profundos. Las ofiolitas se generan en las zonas de "melange" y se piensa que marcan la zona de sutura del continente con el fondo oceánico (choque).

Las **dorsales oceánicas** están constituidas fundamentalmente por basaltos, los cuales se originarían a partir de las peridotitas o de otros materiales téoricos como las "pirolitas" del manto. Los basaltos continentales provienen del manto superior a través de fracturas tensionales en la corteza terrestre (gabros y doleritas son variantes de estos basaltos).

Las andesitas y granitos abundan a lo largo de los cinturones orogénicos (p.e. Cordillera de los Andes). Según algunos autores las rocas ácidas se generarían por **diferenciación del magma basáltico**, sin embargo el gran volumen de los batolitos excluye la posibilidad de este mecanismo. En cambio como su composición química es igual a la de una mezcla de areniscas, muchos autores piensan que los granitos se generan por **fusión de estos sedimentos (anatexis)** en zonas profundas de la corteza.

Se conocen andesitas de la corteza oceánica que provienen de un basalto. Hoy en día se piensa que en la corteza continental no existen temperaturas mayores a los 1.000°C capaz de generar magmas. La relación isotópica Sr^{87}/Sr^{86} en andesitas y granitos parecen indicar una proveniencia basáltica con una mínima contaminación cortical.

En el modelo de tectónica de placas el magma andesítico se generaría por la diferen-

ciación y/o fusión parcial de las placas descendentes. De tal manera que los actuales escudos habrían sido originalmente arcos de islas y fosas durante el Paleozoico o Precámbrico.

CRÍTICAS AL MODELO

—No quedan claros los movimientos verticales de tipo epigénico que ocurren tanto en las placas como en los bordes continentales.

—No existe, como sería de esperar, una zona de Wadati-Benioff única para el total de los Andes.

—Una extrapolación de los datos sísmicos, necesariamente recientes, a los estadios geodinámicos pasados no es admisible (se tienen mediciones sísmicas solamente de los últimos 70-60 años).

—No se integra al modelo el basamento Precámbrico-Paleozoico, el cual tiene una fundamental importancia.

—Material cortical de indudable origen oceánico se conoce en grandes cantidades sólo en el occidente de la parte N de los Andes.

—Los movimientos verticales de algunos bloques que llegan a 10-15 km no se explican con una subducción unitaria.

—En 1988 comenzaron las **mediciones de interferometría de larga base** (usan como puntos fijos en el Universo a los cuasares y se hace una triangulación con el paso de la Tierra por el mismo lugar midiendo el tiempo con la precisión que dan los relojes atómicos). Con estas mediciones, previa correcciones de las oscilaciones del Planeta, aseguran la detección de desplazamientos del orden del centímetro. Con ello se están midiendo desplazamientos de placas, pero también se han medido desplazamientos intraplacas de igual magnitud y ello es un problema porque los geofísicos en su modelo de placas postulan que estas son rígidas y no sufren deformación y por lo tanto no puede haber desplazamientos intraplacas. Hay una red de radiotelescopios en USA, Groenlandia y Europa para medir estos desplazamientos y se espera que esta red se extienda a todo el Planeta para poder verificar estas observaciones. Todavía la cantidad de datos no es suficiente.

ARGUMENTOS A FAVOR DEL MODELO

Explica bien:

- El encaje de los continentes australes.
- La petrogénesis de las rocas plutónicas (metamórfica e ígneas)
- Los datos geofísicos.
- Los argumentos geodinámicos que incluyen las orogénias.
- Ubicación de yacimientos de interés económico.

RESUMEN

La porción externa de la Tierra está dividida en placas rígidas que “flotan” sobre material más denso pero más plástico. Estas placas se desplazan unas de otras a velocidades de unos 18 cm/año (Minster *et al.*, 1974), divergiendo a partir de algunos límites de placas, colindantes con otros y chocando con el tercer tipo de límite (subducción u obducción).

La corteza oceánica es creada por el surgimiento de magma basáltico, formado en el manto superior, generando las dorsales oceánicas que marcan el límite de las placas constructivas. A medida que se genera de esta manera el fondo oceánico las placas se separan. Todavía queda sin resolver si son acuña-das por el magma o empujadas para permitir el surgimiento de éste.

El área total del Planeta no cambia, por lo tanto si la corteza es producida continuamente, en alguna parte debe ser destruida. La destrucción se produce donde una placa choca contra otra y una de ellas se curva hacia abajo y se mete dentro del manto. El proceso de subducción (hundimiento de una placa) está marcado por una trinchera (trench) oceánica y por una zona inclinada de actividad sísmica llamada zona de Wadati-Benioff. La corteza continental, en contraste con la oceánica, es raramente subducida (aparentemente es más flotante) y se acumula a través del tiempo geológico. Una buena parte del material sumado a la corteza continental es producido por el vulcanismo, comúnmente expresado

por arcos volcánicos tales como la cadena de los Andes. Estos arcos son paralelos a las zonas destructivas de las placas y están ubicados sobre la corteza ya sea continental u oceánica, sobre el lado donde la placa subducida se hunde.

Por información sísmica se deduce la litosfera (constituida por la corteza más la parte superior del manto), propaga a mayor velocidad las ondas transversales, y se comporta como material rígido respecto de la astenosfera que se halla por debajo y posee características plásticas (del Gr. asteno = sin fuerza).

En el bloque diagrama idealizado, la placa subducida se hunde en el manto, pero el esquema termina a una profundidad del orden de los 100 km. ¿Que pasa a mayor profundidad? La sísmica que define a la zona de Wadati-Benioff que tiene lugar dentro y a lo largo de la superficie de la placa subduciente muere a profundidades del orden de los 220 km, probablemente la laja litosférica se quiebra a esa profundidad y se hunda, probablemente se “disuelva” en la astenosfera o a lo mejor la astenosfera a 220 km es demasiado densa o fuerte para permitir el hundimiento de la placa que se nivelará para permanecer a esa profundidad (Anderson, 1979).

En las figuras siguientes, a modo de resumen, se aprecian distintos aspectos de la corteza terrestre de acuerdo con las ideas de la tectónica de placas. La Figura 297 muestra la división en placas de la superficie terrestre, la Figura 298 trata de evidenciar la evolución de las placas desde el Paleozoico superior al Cretácico tardío, o sea muestra la deriva continental como fue ocurriendo en el lapso de unos 130 Ma; finalmente la Figura 299 esquematiza el perfil de la litosfera planetaria de acuerdo a la tectónica de placas.

Como se aprecia esta es la información que el hombre obtiene a través de distintos tipos de evidencias sobre la litosfera del planeta, la que se recuerda posee unos 100 km de espesor siendo el radio terrestre de unos 6.300 km. La litosfera representa aproximadamente el 1% de la masa del Planeta a la cual tenemos más o menos acceso directo.

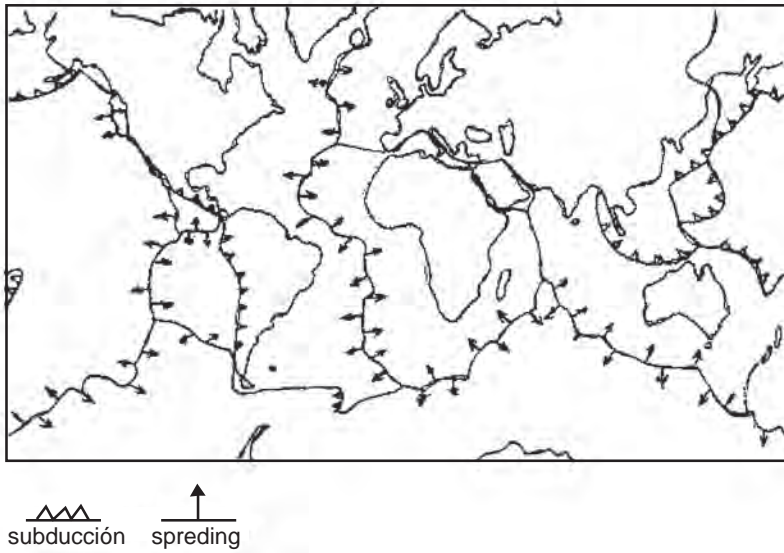


Figura 297. Planisferio con la delimitación de las principales placas, se indican las zonas tensionales (spreading) y las compresionales (subducción).

La Figura 298 muestra la evolución de los continentes a través del tiempo de acuerdo con la tectónica de placas y la Figura 297 esquema-

tiza una vista de la corteza terrestre a nivel planetario.

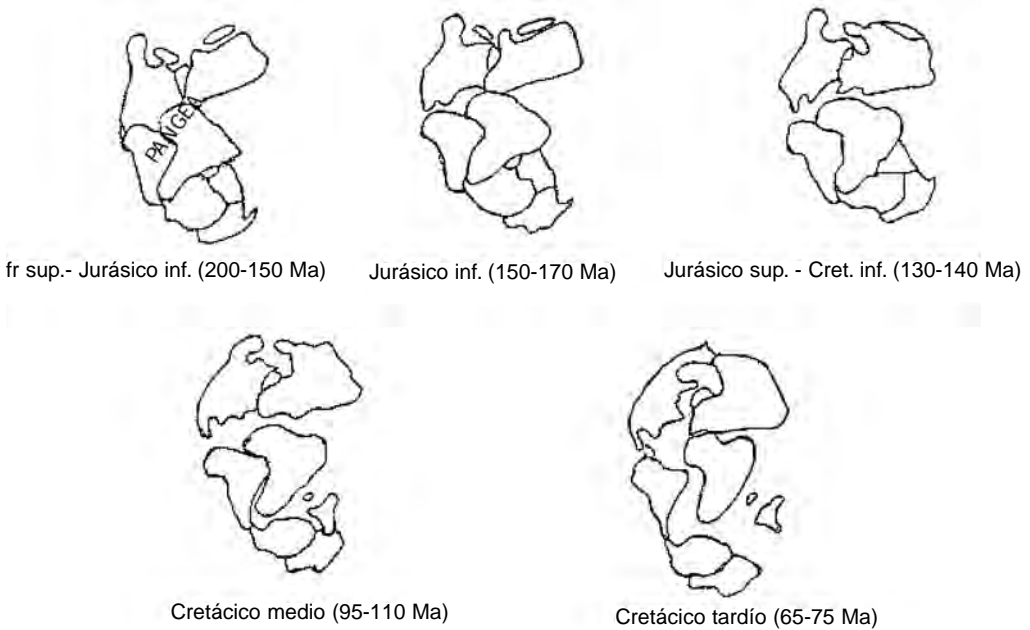


Figura 298. Evolución de la deriva continental desde el Gondwana hasta el Cretácico tardío.

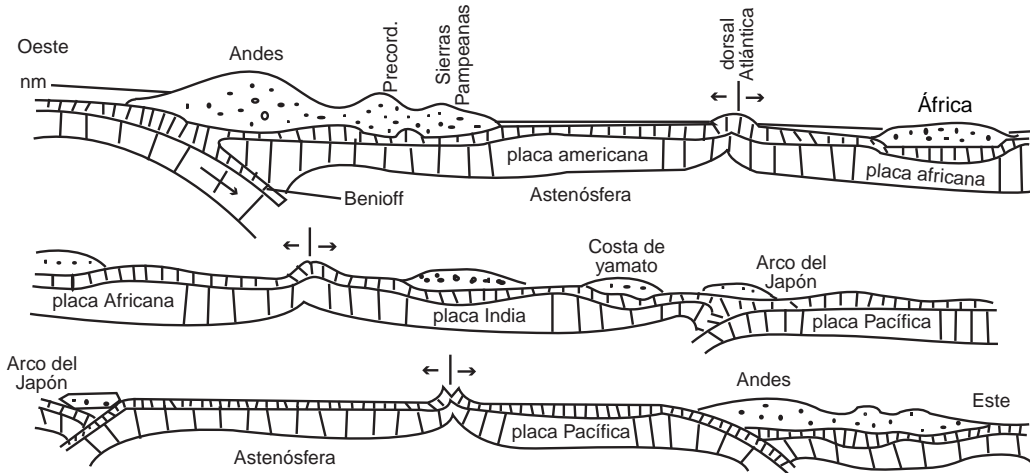


Figura 299. Corte esquemático de la litosfera planetaria a la luz de la tectónica de placas.

Las siguientes lecturas muestran el estado de avance del conocimiento del hombre sobre el interior del planeta y cuáles son los problemas que se plantean para mejorarlos:

Plumas calientes (hot spot)

Según Larson (1995) en el Pacífico occidental aparece una gran extensión de basaltos que no corresponden a las secuencias simétricas propias de las emisiones de las dorsales centro-oceánicas. Estos basaltos pertenecen al Cretácico medio y su gigantesca emisión ocurrió en un corto tiempo geológico. Lo habitual es encontrar en el fondo marino basaltos producto de su expansión, generado a ritmo lento y regular. En el proceso de formación de fondo oceánico por expansión la corteza basáltica envejece por igual hacia ambos lados de la dorsal centro-oceánica con el aumento de la distancia al centro emisor de lava. A medida que va erupcionando magma nuevo la corteza oceánica ya formada va quedando más desplazada hacia ambos lados de la dorsal. O sea que el fondo oceánico se comporta en el caso de las dorsales como dos cintas transportadoras una a cada lado de la dorsal que van alejando del eje cada vez más los basaltos más antiguos. Pero en el caso del Pacífico occidental no es así, no se detectan gradientes sistemáticos de la edad. Esta ingente emisión basáltica ocurrió

en 5 Ma o sea en el lapso de 125 a 120 Ma (Cretácico medio). Este tipo de erupciones corresponde a lo que se denominan **plumas calientes**.

Se cree según, este autor, que el material fundido viene de mucha profundidad dentro del manto y asciende por contraste de densidad. Las mesetas submarinas tienen este origen, pero también hay erupciones continentales como los Basaltos del Paraná, los del Deccan en la India y en Siberia. Las plumas son fijas y las placas se desplazan por encima llevando la impronta de la pluma. Generan cordilleras submarinas como el caso de las islas Hawai. Son cordilleras basálticas pero con la característica que en el extremo donde se originaron las rocas son las más antiguas y a medida que nos desplazamos hacia el otro extremo las erupciones van siendo más jóvenes y en el extremo más lejano del origen la emisiones son actuales caso de las islas Hawai. El vulcanismo de las islas Hawai nació próximo a las islas Curiles hace 90 Ma y representan una de las evidencias de que las placas se mueven, en este caso con un arrumbamiento SE.

Se cree que las plumas llegan a afectar el campo magnético terrestre. A mayor actividad de estas estructuras, menor inversión de la polaridad magnética del Planeta como es el caso del Período Cretácico, época donde hubo mucha actividad de plumas en el

Planeta pero casi no hay registro de inversiones de polaridad magnética. Por el contrario cuando la actividad de las plumas es baja, como hoy en día, las inversiones de polaridad magnética son muy frecuentes.

La parte externa del núcleo del Planeta es fluida y es la responsable del campo magnético de la Tierra. El hierro fundido está ionizado y las corrientes convectivas que actúan a esas profundidades producen el desplazamiento de las cargas eléctricas generando un campo eléctrico que a su vez genera el campo magnético principal del Planeta. El calor producido por este fundido del núcleo es transmitido a la parte inferior del manto en unos 100-200 km constituidos por rocas silicáticas dándole condiciones plásticas a ese material lítico que le permite desplazarse por contraste de densidad hacia la superficie generando una pluma.

Según Larson (op. cit.) la pluma del Cretácico medio en el Pacífico occidental generó consecuencias geológicas planetarias:

-Entre ellas el ascenso del nivel del mar, 250 m por encima del nivel actual. Asumiendo constante el volumen del océano significa un ascenso del fondo marino. Una corteza volcánica recién formada está más caliente y por lo tanto más dilatada y la profundidad marina es menor. Al enfriarse la corteza oceánica se contrae produciendo un aumento de la profundidad del fondo marino. Este ascenso del nivel del mar inundó las áreas continentales, luego cuando el agua retrocedió quedaron depósitos de calizas y Creta (de ahí el nombre del período Cretácico).

-También provocó el aumento de la temperatura superficial del Planeta. Toda erupción libera, entre otros gases, CO₂ que ayudó al efecto invernadero con un aumento de la temperatura media del Planeta de unos 10° centígrados.

-Otra de las consecuencias fue un mayor depósito de carbono orgánico y carbonato inorgánico, además hubo un aumento en la sedimentación marina y de la temperatura del aire.

-El fito y zooplacton flotan a niveles someros de los cuerpos de agua (zona fótica, zona donde llega la luz solar), al aumentar dichas

áreas aumentaron la cantidad de estos organismos. Cuando estos organismos mueren sus esqueletos caen al fondo marino y se disuelven por el efecto de la presión (a más de 4000 m de profundidad) pero como las áreas inundadas eran continentales, o sea de profundidades someras, el carbonato no se disolvió creando una gran cantidad de depósitos de calizas, mientras que la materia orgánica correspondiente por soterramiento se convirtió en hidrocarburos (más del 50% de las reservas mundiales).

-También se formaron depósitos de diamantes ya que los diamantes se generan a grandes profundidades (las redes cristalinas se forman a 200-300 km de profundidad). La mayoría de los diamantes se formaron hace más de 1.000 Ma pero mucho de ellos ascendieron a la superficie en el Cretácico medio a lo largo de estructuras volcánicas llamadas diatremas que son chimeneas que transportaron rocas ígneas ultrabásicas como las kimberlitas (Sudáfrica) que son portadoras de diamantes.

-También, según Larson (op. cit), la pluma determinó la formación de la mayor parte de la cordillera de la costa occidental de América del Norte y América del Sur, ya que incrementó el fenómeno de subducción en esa época donde el fondo Pacífico subducta por debajo de dicho continente. Dado que el diámetro terrestre es constante, al crecer el fondo oceánico por medio del derrame de la pluma necesariamente hubo de aumentar la velocidad de la subducción para mantener el equilibrio del volumen terrestre.

Resumiendo, el efecto de la pluma alteró el clima planetario, la estructura superficial y las reservas minerales y de combustibles fósil.

Fondo oceánico

La teoría de la tectónica de placas está bien asentada, sin embargo, según Bonatti (1994) el funcionamiento del motor que impulsa el movimiento de las placas litosféricas sigue escapándose a los análisis fáciles. Los análisis de la composición, la topografía y la estruc-

tura sísmica a lo largo de las dorsales arrojan datos a veces más contradictorios de lo esperado. Los procesos ocurridos en el manto por debajo de las dorsales generan la cantidad de corteza oceánica que se va a formar y determinan la aparición de distintos tipos de islas y la formación de fosas profundas.

Este autor (Bonatti, op. cit) sintetiza el estado del conocimiento actual del Planeta aceptado por la mayor parte de los científicos diciendo que el planeta tiene un núcleo constituido por una aleación rica en hierro cuya parte externa está fundida. Hacia los 2900 km de profundidad la composición cambia bruscamente dando lugar al manto rico en minerales del tipo silicatos ferromagnesianos. Otra discontinuidad significativa se encuentra a los 670 km de profundidad y señala el límite entre el manto inferior y el superior donde cambia la estructura reticular de los minerales debido a la presión. Más arriba la discontinuidad de Mohorovicic separa el manto denso de la corteza a una profundidad entre 30 a 50 km en las áreas continentales y a menos de 10 km en las áreas oceánicas. La **litosfera** contiene la corteza y la parte superior del manto y constituye las placas rígidas que se deslizan sobre la **astenosfera** que es más caliente y tiene características plásticas. El Manto es muy dinámico, la energía térmica sobrante de la época de la formación de la Tierra, aumentada por la energía liberada por materiales radioactivos (U y Th principalmente) agita el material del interior del Planeta. Este calor pone en movimiento corrientes de convección que transportan volúmenes de rocas calientes hacia arriba y volúmenes de rocas frías hacia abajo. Estos procesos afectan a la parte superficial del Planeta generando fenómenos geológicos tales como formación de montañas, vulcanismo y el desplazamiento de los continentes.

Las dorsales centro-oceánicas nos brindan mucha información del manto. Se cree que es así porque a medida que el fondo oceánico se aleja del eje de la dorsal se va enfriando y por lo tanto contrayendo con el tiempo. El magma que emite se genera en el manto superior y es de composición basáltica y difiere bastante de la composición del manto, ello se ve por medio de la sísmica ya que las

ondas se propagan por el manto con una velocidad (8 km/s) mayor de que si este fuera basáltico. El único material rocoso conocido que permite esa velocidad de propagación es la **peridotita** (olivina + ortopiroxeno + clinopiroxeno). Las peridotitas además poseen algo de espinelo (óxido de Cr, Mg y Fe).

Bonatti (op. cit) cita la experiencia que Ringwood y Green realizaron en la década de 1970 sintetizando basaltos a partir de rocas peridotíticas que calentaron entre 1.200 y 1.300°C a más de 10.000 atmósferas. En esa experiencia vieron que la descompresión gradual del material generaba una fusión de hasta el 25% del mismo y que el fundido tenía composición basáltica. Esto induce a pensar que por debajo de las dorsales se produce un ascenso de material peridotítico caliente desde profundidades superiores a los 100 km, y en su descompresión se genera una fusión parcial de composición basáltica que se extruye formando el fondo oceánico.

Según Bonatti (op. cit.) las peridotitas halladas en ciertas fallas transformantes de la dorsal son objeto de estudios geoquímicos-petroológicos con métodos analíticos modernos tipo microsonda electrónica. También se usan microsondas iónicas para establecer la concentración de elementos trazas (Ti, Zr) y tierras raras (REE) (este tipo de microsonda genera un haz de iones focalizados sobre la muestra que provoca el desprendimiento de otros iones de la muestra a medir con una sensibilidad de partes por mil millones (ppb). La fusión parcial de la peridotita modifica la concentración relativa de los minerales originales. Por ejemplo el clinopiroxeno se funde con mayor facilidad que otros y por lo tanto durante la fusión su concentración disminuye. Además la fusión parcial cambia la composición de los minerales originales, ciertos elementos como el Al y el Fe tiende a permanecer en la materia fundida bajando su contenido en los minerales residuales. Ciertos elementos como el Mg y el Cr tienden a quedarse en la roca residual produciendo su enriquecimiento. La olivina se enriquece en Mg y se empobrece en Fe. El ortopiroxeno y el clinopiroxeno pierden Al y aumenta la razón de Cr a Al en el espinelo, etcétera.

Los valores térmicos en los que ocurren estas reacciones se obtienen de **geotermómetros** o sea de la observación de la presencia de ciertos pares minerales que coexisten en equilibrio en el manto y que experimentan reacciones químicas por efectos de la temperatura. Por ejemplo el ortopiroxeno y el clinopiroxeno de una peridotita del manto reaccionan entre sí hasta alcanzar una composición de equilibrio que depende de la temperatura (estas reacciones se estudian en laboratorio y luego se deduce lo que ha podido pasar en la naturaleza).

Se pueden distinguir también puntos calientes más fríos de otros más calientes. El He forma dos isótopos estables el He^3 y el He^4 . La desintegración radioactiva del U y del Th forma continuamente He^4 y se acepta que el He^3 son restos gaseosos que se conservan de la época de formación del Planeta. Se observa que en la atmósfera y en la hidrósfera hay una relación He^3/He^4 determinada pero en las dorsales suele ser 8 veces superior esa cantidad, incluso en ciertos puntos calientes suele ser hasta 30 veces mayor dicha relación lo que lleva a pensar que de estos lugares se está escapando He primordial de la época pregeológica, de tal manera que estos valores sirven para identificar el tipo de punto caliente.

Tanto el desplazamiento de los continentes como la subducción pueden llegar a modificar la posición del eje de giro del Planeta y ello puede conllevar a modificaciones en el clima.

La convección en el manto terrestre

A lo largo del tiempo geológico la distribución de los continentes va cambiando debido a la tectónica de placas. Según esta teoría las placas litosféricas que componen la envoltura superficial de la Tierra se desplazan unas respecto de las otras a razón de algunos centímetros por año. Estas placas nacen en el eje de las dorsales centrooceánicas, por ascensión de material basáltico procedente del manto subyacente y vuelven a las profundidades en las zonas de subducción.

¿Cuál es el motor que hace funcionar este mecanismo?

Según Machetel (1994) se debe a que el manto subyacente está en movimiento y transporta la materia caliente hacia la superficie en las dorsales oceánicas, y llevan materia más fría y más densa hacia el interior en las zonas de subducción. Esta circulación permite que la Tierra se libere de su calor interno. La convección del manto es el motor de la deriva de los continentes en la superficie.

¿Cómo es el diseño de estas corrientes convectivas?

Las perforaciones más profundas llegan a los 15 km y no son suficientes como para poder obtener de ellas información para contestar a estas preguntas, los únicos testimonios directos del manto corresponden a los macizos ofiolíticos que corresponde a fragmentos de la litosfera oceánica arrastrados sobre los continentes y también los xenolitos de dunitas (rocas granosas ultrabásicas compuestas fundamentalmente de olivinas) arrastrados por algunas lavas que en su ascenso arrancan de las profundidades. Las demás informaciones con las que cuenta el científico son indirectas y provienen especialmente de la sismología y de los estudios experimentales sobre minerales a altas presión y temperatura.

Desde principios de siglo XX por medio de la sísmica, de acuerdo con los tiempos de propagación de las ondas, se ha podido precisar la estructura interna del planeta y también las principales divisiones del manto. De acuerdo con Machetel (op. cit.) los geofísicos detectaron dos discontinuidades importantes caracterizadas por un brusco cambio en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, una a 400 km y la otra a 670 km de profundidad que delimitan el manto superior y la zona de transición y el manto inferior. Estos cambios se deben, según estudios experimentales de laboratorio, a los cambios de fase de los tres minerales principales que componen el manto superior (olivina, piroxeno y granate). La discontinuidad de los 400 km corresponde a la transformación de una

parte de la olivina a minerales más densos, cuya estructura es la misma que la del espinelo y a la de la mayor parte del piroxeno y del granate. Hacia los 670 km estos minerales dejan de ser estables y son sustituidos por otros silicatos de estructura tipo perovskita y por óxidos de Fe y Mg (magnesiobustita).

¿Como puede ser que rocas cristalinas sólidas sean sede de movimientos de convección?

El sismólogo considera al manto como un sólido, mientras que los geólogos lo consideran como un fluido de alta viscosidad que puede deformarse y circular. Esta es una aparente paradoja ya que se comprende cuando se tiene en cuenta el tiempo geológico (las rocas se comportan como elásticas durante escasas fracciones de segundos al paso de las ondas sísmicas; en cambio la fluidez es preponderante en los procesos tectónicos que duran millones de años).

Machetel (op. cit.) dice que actualmente se admiten los movimientos convectivos del manto.

¿Cual es la naturaleza y la forma de estas corrientes? ¿Suben directamente desde el límite manto-núcleo? o ¿hay varios niveles independientes de corrientes? Estos estudios son muy complejos.

Un sólido sólo trasmite calor por conducción, mientras que un fluido, aparte de conducción, puede transportar el calor por medio del desplazamiento de sus moléculas (**advección**). La convección de un fluido es el resultado de la combinación de estas dos formas de transmisión. Se origina en una capa de fluido que se vuelve inestable a causa de la presencia de un fluido más denso encima de un fluido menos denso. En el caso de la convección térmica son las variaciones locales de la densidad, debidas a las dilataciones térmicas (un cuerpo se vuelve menos denso al aumentar su temperatura) que originan esta inestabilidad. Una masa más caliente rodeada por otra más fría de composición similar, por efecto de empuje según Arquímedes tiende a subir como un corcho en el agua. Este fenómeno tiende a ser frenado por el rozamiento debido a la viscosidad del fluido y por la difusión del calor (la diferencia de t° que origina la diferencia de den-

sidad tiende a desaparecer a causa de la conducción térmica con el medio circundante). Estos dos efectos tienden a amortiguar los movimientos convectivos inducidos por la diferencia de temperatura.

El balance de estos tres efectos (empuje de Arquímedes, resistencia al movimiento y equilibrio de t° por conducción) se expresa a través del parámetro denominado **número de Rayleigh**. Este es un número sin dimensión proporcional a la diferencia de temperatura que existe entre la parte superior e inferior de la capa fluida. Los movimientos del fluido ocurren solo si el número de Rayleigh es superior a un cierto umbral; cuando la resistencia al movimiento es muy grande o el reequilibrio térmico demasiado rápido, se detiene cualquier movimiento y no puede existir convección. El calor se transporta de abajo hacia arriba por simple conducción. En cambio por encima de este umbral crítico, el sistema se vuelve inestable y el fluido se desplaza y aparecen y se amplifican movimientos de convección. El tratamiento matemático de las corrientes convectivas del manto es aún hoy muy complejo.

No obstante se piensa, de acuerdo con Machetel (op. cit.) que son dos por lo menos los niveles convectivos en el manto. Estas ideas concuerdan con las de los geoquímicos Allegre y Lewin que dividen al manto en varias zonas diferentes. Tienen en cuenta las composiciones actuales de los basaltos emitidos durante la creación de la corteza oceánica desde las dorsales y las de las rocas continentales: los balances de masa demuestran que el manto superior no es suficiente para dar cuenta de la cantidad actual de corteza continental. Sería necesario que fuese del 20 al 60% más importante. Esto no es posible en el marco de la convección de una sola capa. En cambio es un argumento muy fuerte en favor de una convección intermitente entre manto superior e inferior.

El exceso de energía acumulada en la capa D (interfase manto-núcleo) se puede liberar por medio de inestabilidades repentinas susceptibles de provocar acontecimientos volcánicos de gran amplitud como los *trapps* del Deccan en la India. Esta inmensa provincia volcánica de varios millones de km^2 se creó

hace 65 Ma en un tiempo de menos de 1 millón de años.

Las variaciones locales de la densidad y las deformaciones de las discontinuidades modifican el campo gravitatorio del planeta. Una corriente ascendente de convección se caracteriza por tener una temperatura más

elevada y por una anomalía negativa en la densidad. En cambio la deformación provoca una anomalía positiva de la densidad ya que la roca sustituye al agua del océano o del aire. La anomalía final del campo gravitatorio es la diferencia entre estos dos efectos.

ALGUNOS CONCEPTOS SOBRE PALEOCLIMATOLOGÍA

La climatología es parte de las ciencias naturales, como es lógico, los climatólogos son personas que estudian principalmente la física de la atmósfera en función del interaccionar de la interfase atmósfera-hidrosfera-litosfera con fuente energética principal el sol. Este funcionamiento tripartito deja rastros principalmente en la biota y en las estructuras de las rocas sedimentarias. Estas características las aprenden a leer los geólogos, en acuerdo con el Principio del Actualismo, a través de la estratigrafía, paleontología y la petrografía en las rocas sedimentarias del pasado geológico, gracias a las cuales se pueden deducir las características climáticas del pasado o **paleoclimatología**.

Sabemos que el clima del planeta a lo largo de la historia geológica se modificó repetidas veces y que hoy en día se está modificando, pero el proceso responsable es solo conocido en líneas generales. Para su mejor conocimiento se necesitan trabajos interdisciplinarios y con ellos, entre otras cosas, se trata de establecer si estos cambios son cíclicos normales e independientes de la acción antrópica o dicha acción actúa a favor de lo que hoy se denomina calentamiento global, si dicho calentamiento va a continuar, si es así hasta cuando y qué intensidad va a alcanzar y qué efectos va a provocar sobre la biota, si ya en el pasado se sucedieron otros calentamientos, qué intensidad tuvieron y qué efectos sobre la biota de ese entonces provocaron. El conocimiento de estos interrogantes es muy importante para la sociedad humana ya que poder prevenir los cambios referidos le permitirá tomar los recaudos necesarios como para que afecten negativamente lo menos posible su actividad.

El verano 1982-83 trajo muchas lluvias con sus consecuentes crecidas que incluso se sin-

tieron en el Río de la Plata. Gran cantidad de camalotes que generaron islas flotantes que luego la corriente se encargó de hacer desaparecer fue una de las consecuencias. Este fenómeno algunos científicos creen que se produjo porque la longitud de algunos días del año se alargó unas milésimas de segundo (la Tierra giró más lentamente sobre su eje). Esta variación fue suficiente como para perturbar el patrón de flujo de las masas de aires en las zonas tropicales, y estas nuevas condiciones atmosféricas modificaron el recorrido de las corrientes marinas y el clima en general en casi todo el mundo durante varios meses. Estos eventos se repiten con distinta intensidad cada 3-5 años y se conoce como el Niño o ENSO (El Niño Southern Oscillation, nombre asociado a la Navidad, época del año en que ocurre el fenómeno). Otros autores creen que los cambios que se producen en la corriente del Niño y que afectan tanto al Planeta estarían provocados por un *Hot spot* que está actuando en el fondo del Océano Pacífico ecuatorial y que produce una variación de unos 15° en el ángulo de incidencia de dicha corriente que son suficiente como para poder justificarlo.

Las variaciones de esta corriente ecuatorial marina generan sequías, con los consiguientes incendios y hambrunas y mortandad humana y de ganado en Bolivia, Indonesia, Africa y Australia; intensas tormentas costeras en California, inundaciones en Perú, Ecuador, Brasil, Argentina y Paraguay; huracanes en Polinesia y Hawaii, etcétera. Existen otras consecuencias secundarias tales como enfermedades (encefalitis, peste bubónica, aumentan las picaduras de ofidios [ya que estos descienden de las zonas más elevadas a buscar alimentos a zonas más pobladas por humanos], muchas enfermedades recrudescen favorecidas por los

cambios climáticos; aumenta la población de mosquitos y pulgas con los consecuentes efectos transmisores de enfermedades.

De todas maneras el Niño no es más que uno de los tantos fenómenos climáticos cíclicos. Los más regulares de ellos son: la alternancia día-noche que dura 24 hs, cambios de las estaciones del año mientras que los cambios más irregulares como el Niño son menos predecibles y por lo tanto sus consecuencias suelen ser mayores. Existen otros ciclos de mayor período, del orden de centenares de años, aún no bien conocidos. Por ejemplo desde 1600 aproximadamente hasta 1860 Europa sufrió un período frío (Pequeño Período Glaciar).

A escala de 10.000 a 100.000 años los cambios climáticos son más drásticos. Durante el último millón de años el Planeta sufrió del orden de 10 pulsos glaciares mayores y cerca de 40 menores. El origen de estas variaciones no es bien conocido. El astrónomo Serbio Milutin Milankovich concluyó que estos cambios climáticos se debían a cambios de insolación del planeta debido a:

- 1) variaciones de inclinación del eje de rotación del planeta (ciclos de 41.000 años).
- 2) el grado de coincidencia entre la estación más calurosa del año y la posición más cercana al Sol sobre la órbita (Precesión, ciclos de 19.000 a 23.000 años).
- 3) la excentricidad de su órbita alrededor del Sol (ciclos de 100.000 y 400.000 años).

Sin embargo parece haber otros fenómenos de tipo celeste que provocan erupciones volcánicas y las manchas solares.

El englazamiento planetario implicó modificaciones drásticas climáticas tales como cambios en las precipitaciones, en los vientos dominantes, humedad ambiental, trayectoria en las corrientes oceánicas superficiales y profundas, nivel medio del mar, procesos de erosión y depositación, mecanismos de transporte de calor, cantidad de polvo atmosférico, etcétera. Estos cambios provocaron a su vez cambios en la fauna y flora que se tuvo que readaptar a las nuevas condiciones generando migraciones, extinciones y aparición de nuevas especies, transformando desiertos en zonas húmedas y zonas húmedas en desiertos.

La última de estas glaciaciones tuvo su pico hace 18.000 años antes del presente (AAP). Durante este período los continentes cambiaron su línea de costa ya que el nivel del mar se encontraba entre 80 y 130 m por debajo del nivel actual (en parte por retención del agua de mar por los hielos y en parte por contracción de la masa oceánica por enfriamiento). La masa de hielo llegaba hasta la zona de los grandes lagos en el N de USA comprimiendo las zonas templadas contra los trópicos. Los cambios más intensos se dieron en las altas y medias latitudes.

La periodicidad de estas variaciones climáticas en algunos casos es muy regular y muy predecible (p.e. estaciones del año), pero en otros casos los ciclos son muy complejos y responden a causas múltiples muchas de las cuales no se conocen. Determinar los mecanismos de causa y efecto de estas variaciones es de mucha importancia para el futuro de la humanidad.

EL CLIMA Y EL ANHÍDRIDO CARBÓNICO (CO₂)

Los cambios orbitales de la Tierra son el causante principal de las variaciones climáticas, pero su valoración acabada no es bien conocida pues son sistemas muy complejos con gran cantidad de incógnitas y con mecanismos de retroalimentación complicados. Por ejemplo la reducción de las áreas cubiertas por hielo y nieve por mayor fusión estival aumenta el calor (por menor albedo), por lo tanto cuando menor es el área cubierta mayor es la absorción de calor que a su vez acelera la desaparición de la capa de hielo. De este modo el fenómeno que comienza siendo **efecto** del cambio de temperatura se convierte en una de sus **causas**.

Entre los desencadenantes del calentamiento global que recibieron especial atención los últimos años se destaca la concentración atmosférica del CO₂. El análisis de los gases retenidos en las burbujas contenidas en los hielos muestran este efecto. El contenido de CO₂ del aire de las burbujas retenida en los hielos de hace 18.000 años es 30% menor que en la actualidad. Variaciones similares se observaron por los efectos de la corriente de El Niño en los últimos 100.000-200.000 años.

Estos estudios indican que:

- la cantidad de CO_2 en el aire varió significativamente en el tiempo.
- que estas variaciones están estrechamente relacionadas con los ciclos glaciares-interglaciares.
- que ambos están ligados con los cambios en la producción de materia orgánica en el océano y con la circulación oceánica.

El CO_2 junto con el agua, el metano y otros gases son los responsables del "efecto invernadero". Estos gases retardan la disipación del calor procedente del Sol por absorción de la radiación IR (similar a la absorción de calor del vidrio de un invernadero). Este efecto es tal que p.e. la temperatura en Venus, cuya atmósfera está constituida en un 90% por CO_2 (en la Tierra 0,03%), es de 427°C (el efecto térmico de mayor cercanía de Venus al Sol es despreciable).

El CO_2 es producto de muchos procesos tales como:

- vulcanismo
- meteorización química de las rocas
- respiración de los seres vivos
- actividad humana

El CO_2 es absorbido del medio por:

- fotosíntesis vegetal.
- precipitación de carbonatos como cemento en las rocas sedimentarias o minerales.
- como CO_3Ca de los endo-exoesqueletos carbonáticos de organismos.

El equilibrio entre estos dos procesos, producción y absorción del CO_2 , se cree que es el responsable principal del calentamiento o enfriamiento del planeta, en este caso por el efecto invernadero.

Funcionamiento de la bomba biológica

De acuerdo a la nota editorial de la Revista Mundo Científico (223:83, 2001) la masa del

fitoplancton y sus desplazamientos verticales se lo conoce como "bomba biológica" ya que influye en el clima pues toma el CO_2 de la atmósfera bajando la presión parcial de ese gas. Las responsables de este mecanismo son las algas microscópicas que forman el fitoplancton debido a la asimilación del C disuelto y de su transformación en C orgánico. El hundimiento por sedimentación de una parte de este carbono orgánico permite el mantenimiento del bombeo continuo de C desde la atmósfera hacia el interior de los océanos, reduciéndose así su acumulación en la atmósfera y su efecto invernadero.

Hasta 1850 la concentración en la atmósfera de CO_2 se mantuvo constante (280 ppm) desde esa fecha, aproximadamente, comenzó a aumentar gradualmente hasta llegar al valor actual (340 ppm), casi la mitad de esta diferencia se generó en los últimos 25 años. Este aumento se debe principalmente al uso de combustibles fósiles (gas, petróleo, carbón) que aportan 4 Gt/año (Gt= gigatonelada = mil millones) y la deforestación que provoca una menor fotosíntesis y por lo tanto hay un menor consumo del CO_2 atmosférico la que se estima en 3 Gt/año. El aumento del consumo de energía por los países hará que en los próximos 100 años se duplique la concentración de este gas en la atmósfera.

Durante la última glaciación, hace 18.000 años, la temperatura media del planeta descendió entre 2 y 4°C . Se estima hoy en día que la temperatura media está subiendo y que en los últimos 100 años subió $0,5^\circ$. Una de las consecuencias más importantes es el ascenso del nivel del mar por expansión del agua por el aumento de temperatura y por la fusión parcial del hielo en Groenlandia y la Antártida (La fusión total del hielo en los continentes e islas significaría estimativamente un ascenso de 60 m del nivel del mar). La tendencia actual de elevación del nivel del mar es de 10-15 cm en el último siglo y se estima que para el año 2100 el nivel habrá ascendido entre unos 0,5 y 3,5 metros. Las consecuencias de ello serían devastadoras ya que la mayor cantidad de población mundial se encuentra en las costas y produciría:

- retroceso de la línea de costa
- inundaciones
- salinización de los suelos y aguas.

Debido a estas estimaciones hoy en día se están tomando medidas de protección en muchas ciudades de USA como Charleston en la costa este.

LA IMPORTANCIA DE LOS OCÉANOS

Del registro geológico de los últimos años se deduce que el CO₂ atmosférico aumenta naturalmente y además el hombre contribuye a ello al quemar los combustibles fósiles. Una alternativa para regular esta tendencia sería acrecentar la biota que usa la fotosíntesis como medio de vida. En las áreas continentales hay unas 600 Gt de C en las plantas aéreas y más de 1.400 Gt de C en los suelos y pareciera que en este ámbito el sistema está equilibrado (ya que todo el material muerto es reciclado rápidamente) y no se produce acumulación de carbono. Sin embargo la reforestación podría invertir en parte el equilibrio, pero en realidad en el mundo aumenta la tendencia a deforestar. Por lo tanto hay que prestar atención al mar.

En acuerdo con Bolstovskoy (2000), el CO₂ disuelto en el mar es unas 60 veces superior al de la atmósfera. El mecanismo principal de carga es la difusión desde el aire, de manera que cuanto más CO₂ hay en la atmósfera más entra en solución en las capas superficiales de agua.

En esto funciona el mecanismo llamado “bomba biológica” realizado por la asimilación de este gas por parte de las algas en su fotosíntesis, su transformación en materia orgánica y el hundimiento de esta hacia el fondo marino. Durante el descenso esta materia orgánica va siendo consumida por organismos heterótrofos (bacterias, plancton, peces, aves y mamíferos marinos) y vuelta a transformarse en CO₂ por respiración. Gran parte de este proceso ocurre en profundidad donde el CO₂ puede quedar retenido por espacio de cientos a miles de años. Este sería el mecanismo que puede controlar la concentración de CO₂ en la atmósfera. Sería prueba de ello que de las 4-7 Gt que el hombre inyecta anualmente en la atmósfera, solamente la mitad queda

en el aire, mientras que las 2-3 Gt restantes son retenidas por el mar.

Son muchos e interdependientes los factores que intervienen en este mecanismo:

Las aguas polares incorporan más CO₂ que el que liberan al aire, descienden a las profundidades para aflorar cerca del ecuador y liberar CO₂ de vuelta a la atmósfera. El balance de este intercambio es regulado por la temperatura y los vientos.

Es probable que la producción y el reciclado de materia orgánica en el mar desempeñan el rol principal en el consumo de CO₂ atmosférico y por lo tanto en el efecto invernadero. Un aumento de la producción fotosintética marina sacaría CO₂ de la atmósfera y lo acumularía en el fondo oceánico. El éxito de la fotosíntesis depende de la cantidad de nutrientes (fosfatos, nitratos, silicatos, hierro, etc.) y de la luz.

Algunos investigadores sostienen que el Fe es el elemento limitante del crecimiento del fitoplancton en el océano austral, ello indujo a proponer esparcir polvo de Fe en esta zona para aumentar su producción vegetal para activar el consumo de CO₂.

EL MICROPLANCTON COMO HERRAMIENTA PALEOCLIMÁTICA

Según Boltovskoy (2000) el estudio de las fluctuaciones climáticas se basa en métodos físicos, químicos, geológicos y biológicos específicos.

—Las burbujas de aire encerradas en los hielos de distinta antigüedad nos brindan información de la composición de la atmósfera en el pasado.

—Los estudios de isótopos del C (¹³C/¹²C) y del O₂ (¹⁶O/¹⁸O) en los carbonatos de calcio de los esqueletos de muchos organismos marinos, la litología y el contenido de materia orgánica en el sedimento nos dan información sobre la temperatura de los mares, su profundidad, su producción biológica y otras características del pasado geológico.

—El estudio del plancton brinda mucha información. Muchos de estos animales o vegetales microscópicos que viven en suspensión en el mar poseen esqueletos carbonáticos y de sílice. Cuando estos organismos mueren

sus cuerpos sedimentan y son cubiertos o enterrados por otros y material sedimentario, a una velocidad de 2-3 cm cada 1.000 años. Estos organismos (radiolarios, foraminíferos, diatomeas, coccolitofóridos, dinoflagelados) poseen especies que son muy sensibles a la salinidad o a la temperatura y además viven más lejos o más cerca de las costas lo que quiere decir aguas más profundas o más someras, de tal manera que el hallazgo de cada asociación de estas especies fósiles nos indica varios de estos parámetros. Por ejemplo el conjunto de especies microplantónicas que viven en las aguas subantárticas de la Corriente de Malvina (fría) es muy distinto a aquel que lo hace en las aguas subtropicales de la Corriente del Brasil (caliente). Cuando estos organismos mueren, quedan enterrados en los sedimentos almacenando con ellos las características físicas y químicas del ambiente en que vivieron (según la relación isotópica más arriba mencionada) o sea se define el ambiente de vida, su paleoecología.

Como consecuencia de los estudios paleoecológicos hoy en día se sabe que el incremento de CO₂ en el planeta no es exclusivamente producto de la actividad humana.

—Los ambientes continentales de agua dulce dan buena información.

—Los anillos de crecimiento de los árboles nos dan información acerca de las variaciones estacionales de las lluvias y la temperatura en los últimos mil años.

—Los depósitos de algas, polen y esporas en lagos y pantanos son indicadores del tipo de vegetación predominante en la zona.

—Los restos de animales superiores nos pueden dar información acerca del ambiente a que estaban adaptados.

Los ambientes continentales presentan muchos límites climáticos abruptos, por lo tanto las interpretaciones paleoecológicas continentales solo poseen significado local con seguridad y regional, muchas veces con dudas.

Los ambientes marinos son más graduales y por lo tanto casi siempre se pueden hacer conjeturas regionales dado que los océanos son física y biológicamente más homogéneos en el espacio y los límites no suelen ser abruptos. Además los sedimentos marinos contienen información de toda la biota que está a distin-

tas profundidades (a veces miles de metros), por lo tanto guardan la información de grandes volúmenes. Pero la resolución temporal de estos depósitos suele ser menos definida que en el caso de la dendrología o los sedimentos de un pantano. Ello se debe a que la sedimentación marina suele ser muy lenta permitiendo hacer deducciones sobre cambios milenarios (se debe considerar aún que los organismos bentónicos, aquellos que viven en el fondo marino, disturban o mezclan a estos sedimentos complicando la fidelidad de la información). Esto último no ocurre en aquellos lugares marinos donde la velocidad de sedimentación es mucho mayor y el fondo es anóxico (sin oxígeno) y por lo tanto hay menor cantidad de fauna (p.e. fiordos canadienses y noruegos, regiones del Mar Negro, etcétera).

En definitiva todos estos estudios tienen el propósito de alimentar los distintos modelos con la información obtenida para poder predecir el comportamiento climático del planeta frente a las variaciones de los parámetros que modifican el clima.

Pulsos glaciares

Según nota editorial de la Revista Mundo Científico (212:8, 2.000) la revista *Science* hizo referencia a estudios hechos por británicos sobre la relación Mg/Ca en las conchas de los foraminíferos acorde con la temperatura. Estos estudios indican que en el océano profundo habría descendido 12°C en el curso de los últimos 50 Ma y ello se habría producido en 4 fases. Estos investigadores trazaron la proyección del volumen global de los hielos continentales que se habrían comenzado a formar muy rápidamente sobre el continente Antártico hace unos 34 Ma. Otros dos pulsos de avance glacial habrían ocurrido hace 14 y 5 millones de años.

¿Influyen los volcanes en el clima?

Influyen, sin embargo no todas las erupciones lo hacen. Solo las de tipo pliniano cuyas columnas llegan a más de 10 km de altura y durante un tiempo suficientemente largo ya que modifican la absorción de la radiación solar. Además es importante la situación geográfica ya que los vientos estratosféricos no

tienen la misma velocidad en todas partes. Una erupción en latitud alta puede pasar inadvertida a escala global (por ejemplo la gran erupción de 1912 en el Valle de los 1000 Humos en Alaska no tuvo incidencia, en cambio la erupción del Pinatubo en las Filipinas en 1991, hizo caer la temperatura media del hemisferio norte en 0,5°C). Actualmente la vigilancia de los volcanes por satélite forma parte del arsenal de los climatólogos.

Las cenizas emitidas no son las únicas que producen el enfriamiento por el efecto pantalla que hacen de la radiación solar, sino también el SO₂ inyectado en la atmósfera que al combinarse con el vapor de agua, forma aerosoles sulfúricos que absorben la radiación solar y la remiten al espacio (fue lo que sucedió en 1812 en la erupción del Tambora en Indonesia la más importante de los últimos siglos y generó lo que se llamó en 1816 el “año sin invierno”).

Las mareas y el clima

La energía de marea se disipa más en las aguas profundas que en las someras.

La Luna se aleja de la Tierra 4 cm por año según las mediciones láser hecha desde la Tierra y reflejada en los espejos dejados en la Luna. Este alejamiento implica que el sistema Tierra-Luna va perdiendo energía, en su mayor parte en los cuerpos de agua. Hoy en día algunos investigadores creen tener prueba que la disipación de esta energía en las cuencas oceánicas profundas y la mezcla resultante son factores que rigen la circulación oceánica global. Los vientos generan importantes corrientes casi superficiales (la del Golfo, Kuroshio, corriente Antártica circumpolar). Sincrónicamente existe otra circulación llamada erróneamente “termohalina” que se genera por contrastes de densidades creadas por la variación de temperatura y de salinidad producto de las pérdidas de calor a la atmósfera y por la evaporación creada por los vientos. Las aguas densas se hunden en las altas latitudes por convección provocando una “circulación de subversión” meridiana que muchos creen que son las que dominan el balance de calor y de agua dulce en el sistema climático. Se considera, a través de

los distintos tipos de modelos que se usan para estudiar los cambios climáticos que las aguas densas que circulan por subversión se hunden en las grandes latitudes, fluyen por el fondo oceánico y vuelven a la superficie respetando la hipótesis de que un afloramiento de agua fría se compensa por el hundimiento de aguas cálidas a lo largo de toda la columna de agua. La fuente de energía que puede hacer mover hacia arriba a una columna de agua más densa dentro de una menos densa se cree que son los vientos y las mareas. Durante mucho tiempo se creyó que la energía de marea se perdía por rozamiento contra el fondo marino en mares someros en las plataformas continentales, hoy en día se piensa que la mitad de la energía para elevar las aguas profundas proviene de las mareas (principalmente lunar).

¿Qué es lo que hace que el polo se mueva?

En las oscilaciones de Chandler, según nota editorial de la Revista Mundo Científico (218, 2000), el movimiento que desplaza los polos de la Tierra en 0,7 segundos de arco en 14 meses, ¿es de origen atmosférico u oceánico? Una comparación entre las simulaciones numéricas y las observaciones realizadas entre 1985 y 1996 ha permitido aclarar la cuestión. La oscilación es mantenida por las variaciones de P en el fondo oceánico, cuyo papel es unas dos veces más importante que el de las fluctuaciones atmosféricas (de R.S.Gross, Geophys, Res. Lett., 27, 23, 2000).

El océano austral ¿pozo o fuente de CO₂?

¿Las aguas frías que rodean la Antártida son reguladoras del efecto invernadero? La capacidad del océano de intercambiar CO₂ con la atmósfera juega un papel preponderante en la regulación de los climas en el Planeta. En términos generales las aguas tropicales, cálidas, emiten CO₂ mientras que las aguas frías, polares, absorben de este gas.

Según nota editorial de la Revista Mundo

Científico (218:16, 2000) en total el océano se comporta como un pozo. A grandes rasgos, de los 7600 millones de Tm de carbono emitidos en forma de CO₂ al año a la atmósfera, solamente quedan en ella 3600 ya que 2000 son absorbidas por los bosques y otros 2000 por el océano. La contribución del Atlántico norte es de alrededor de 1000 millones de Tm y el Pacífico norte es menor, pero en su parte austral, que ocupa el 20% de la superficie oceánica, esta por precisarse. Para algunos es un pozo mientras que para otros es una fuente de CO₂.

El océano Antártico actúa como un pozo ya que absorbe entre el 30 y el 50% del CO₂ total. Una parte del bombeo de CO₂ atmosférico por el océano se debe a la disolución de este CO₂ por los océanos fríos (bomba física); el resto se relaciona con la actividad biológica, debida a la fotosíntesis y luego a la transferencia de carbono orgánico a las aguas profundas y hacia los sedimentos (bomba biológica). Se estimaba en 1000 millones de Tm la producción fotosintética de carbono. Gracias a las imágenes satelitarias ahora se sabe que es 4 veces mayor. El Fe ejerce un control sobre la bomba biológica de CO₂, como demostró el neocelandés Philip Boyd en el experimento de fertilización artificial del océano antártico en el sur de Australia en febrero de 1999.

La situación durante el último máximo glacial, hace 18.000 años, indica que la temperatura media de la superficie de la Tierra era de 11°C, es decir 4 °C menos que en la actualidad y que el contenido de CO₂ atmosférico era un 40% inferior: de hecho esta concentración se va a duplicar en unos 50 años. Se explica esta situación por el accionar de una bomba biológica mucho más activa que funciona en el océano Austral debido a aportaciones eólicas importantes de hierro.

Ola de frío en Suecia

En 1628 aC, la erupción del Santorin arrojó tanto polvo a la estratosfera que el clima de América del N y del oeste de Europa se vio fuertemente perturbado. En Suecia, pinos de la edad de Bronce, preservados en turberas, vieron reducidos sus anillos de crecimiento en torno al 1637 aC (\pm 65 años), en conexión con un descenso generalizado de las temperaturas. (H.Grudd *et al*, Geophys. Res. Letters, 27, 2957,2000).

Los siguientes gráficos representados en la Figura 300 muestran la supuesta variación de la composición de la atmósfera a través del tiempo geológico y de la temperatura.

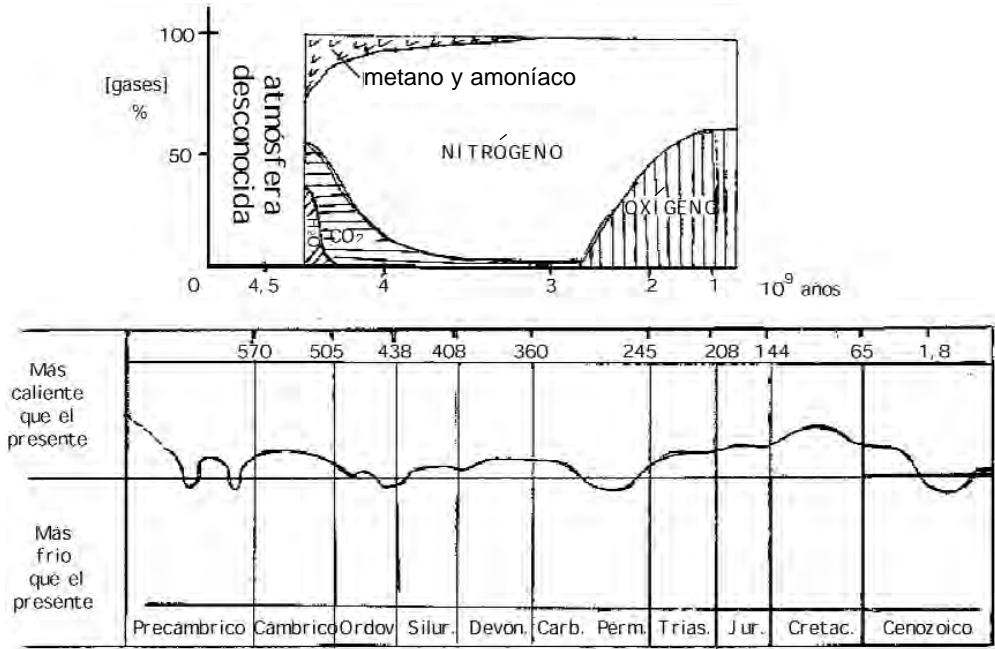


Figura 300. Gráficos sobre la variación de la composición de la atmósfera en función del tiempo y la variación del nivel del mar.

23 AGUA DULCE

La hidrosfera existiría sobre el Planeta hace unos 4.000.10⁶ de años si se tiene en cuenta que se han datado circones detríticos con dicha edad dado que estos minerales son propios de rocas graníticas y que a su vez se acepta que los granitos han derivado de rocas sedimentarias en cuya formación intervino el líquido elemento de referencia. El agua estaba presente entre los materiales que formaron al Planeta por el mecanismo de acreción (se determinó agua entre los componentes de los cometas que siguen circulando en órbita solar). Gran parte del agua del Planeta fue absorbida en los minerales hidratados como por ejemplo el yeso y en los minerales hidroxilados del tipo de las arcillas, micas, anfíboles, etcétera. El exceso de agua que quedó libre se integró al ciclo hídrico (nubes—lluvia o nieve—cuerpos de agua, glaciares—etcétera).

Sin embargo, según algunos investigadores, en el manto habría una segunda hidrosfera de la misma magnitud de la más arriba mencionada. Esta segunda hidrosfera se encontraría encerrada en minerales “anhídros” como las olivinas en cantidades del orden de las 3-5 partes por millón. Estos minerales son muy abundantes en el manto, forman rocas ultrabásicas del tipo de las peridotitas y olivinitas. Si bien el contenido de agua no figura en los análisis químicos normales, cuando se realizan análisis en detalle, se determinan las cantidades mencionadas que de acuerdo a la abundancia definirían una “segunda hidrosfera” no aprovechable. Fenómenos petrogenéticos descompresivos, producidos por los efectos de las corrientes convectivas, que actúan en el manto podrían liberar esas pequeñas cantidades de agua para integrarse a la hidrosfera conocida. Estas consideraciones por el momento son de difícil estimación.

El agua dulce en la naturaleza es un recurso permanente producido en gran parte por las precipitaciones que alimentan los ríos, los lagos y las aguas subterráneas que fluyen generalmente hacia el mar donde, al salinizarse, se tornan inservibles para el hombre. La hace aprovechable la evaporación dentro del ciclo hídrico. El agua evaporada posee pocas impurezas, luego precipita en las áreas continentales y se agrega al ciclo fluvial de agua “dulce” para circular por los ríos disolviendo minerales, llevando materiales en suspensión y por tracción hasta los cuerpos de agua salada, donde se vuelve a repetir el fenómeno. Esto es así mientras siga funcionando la fuente energética principal que es el Sol. En la Figura 165 se aprecia el ciclo energético de la atmósfera que transfiere parte de su energía a la hidrósfera y en donde se estiman los gastos energéticos para hacer funcionar al ciclo hídrico.

La mayor parte del agua dulce se encuentra inutilizada en los casquetes polares, le siguen en orden de mayor a menor abundancia las aguas subterráneas, las aguas de lagos y embalses, la humedad del suelo, la humedad atmosférica y finalmente las aguas de los ríos.

El agua congelada, o sea los glaciares, representa las tres cuartas partes de las reservas de agua dulce del mundo, y cerca del 90 % de esta se encuentra en el continente Antártico. Durante la última glaciación hace unos 20.000 años la cantidad de agua restada a los océanos por mecanismos de evaporación, precipitación nival y posterior formación de hielo produjo una disminución de los niveles de los mares, una de las consecuencias importantes fue que en la zona del Mar de Bering se formó un “puente” que probablemente usaron gran cantidad de especies tanto animales como vegetales y aún el hombre en su paso de Asia a América.

En los últimos años tanto por el aumento poblacional y sobre todo por el consumo humano, industrial y de riego, el agua dulce se ha transformado en un producto crítico al que hay que controlar, en primer lugar, con educación y a través de dependencias estatales dedicadas al menester.

Recién en el siglo XVII se comenzó a tener idea de la relación causa a efecto entre las precipitaciones y el caudal de los ríos. Se tenía idea de las aguas subterráneas desde la antigüedad dado que el nivel de los pozos crecía en las épocas de lluvia. Se creía que el agua circulaba en superficie por medio de los ríos hacia el mar y luego, en forma subterránea, volvía hacia las nacientes de éstos y se repetía el ciclo. Se creía que el agua contenida en las nubes no era suficiente como para alimentar a los ríos. Las civilizaciones, que siempre estuvieron vinculadas, por necesidad, al agua dulce, ubicaban sus asentamientos en las proximidades de ríos o lagos. Posteriormente con el desarrollo de la tecnología (herramientas), aprendieron a aprovisionarse a través de pozos (aljibes) y posteriormente, los chinos, de pozos entubados con cañas de bambú. El hombre prehistórico comenzó a desviar los cursos fluviales cuando pasó de una economía nómada a una sedentaria, o sea cuando además de la caza se dedicó a la agricultura y a la ganadería.

La ingeniería hidráulica se desarrolla por la necesidad del hombre de dominar los cursos y cuerpos de aguas en su beneficio mucho antes de que existiera la rama hidráulica de la Física. En la actualidad, además de los conocimientos de hidráulica, y el mejoramiento de las maquinarias de trabajo, se estudia la estabilidad y resistencia a la rotura de las rocas de las formaciones geológicas (Geología Aplicada), la resistencia a la rotura del concreto u hormigón armado, el ataque químico-físico (ver meteorización en la segunda parte) por el agua a los materiales usados en las construcciones, el asentamiento de las obras, etcétera. De esta manera con la moderna tecnología se mejoraron los cursos de aguas, se controlaron las inundaciones y la erosión, se comunicaron los ríos por medio de esclusas haciendo redes de navegación como en Francia y Alemania o los canales de Panamá y Suez, se crearon puertos, se mejoró la irrigación de amplios territorios y se proveyó de agua potable y energía a la

industria y a las grandes ciudades.

Con el auxilio de las matemáticas se realizan modelos a escala de las presas o las obras hidráulicas en general como de sus zonas de influencia para poder valorar mejor las consecuencias de dichas construcciones. Hoy en día estas tareas se realizan por medio de programas de computación cada vez más avanzados.

No obstante, el dominio de la naturaleza presenta muchas veces problemas, como es el caso reciente del Huracán Katrina que afectó a las poblaciones del delta del Mississippi en USA en septiembre del 2005. La intensidad de este huracán fue lo suficientemente grande como para destruir parte de las defensas hidráulicas realizadas por el hombre contra estos eventos en una de las cuencas hídricas mejor estudiadas del mundo, causando cuantiosas pérdidas humanas y de bienes a las poblaciones ubicadas en la trayectoria del fenómeno natural. La sociedad norteamericana estaba advertida por los científicos y técnicos desde hace muchos años de la posibilidad de una catástrofe como la mencionada (Fischetti, 2001), sin embargo el arraigo de la gente hizo caso omiso a tales advertencias venciendo al sentido común de las autoridades. Este tipo de comportamiento ya es conocido en la humanidad, basta recordar las repetidas destrucciones de Pompeya al pie del Volcán Vesubio en el sur de Italia, o en nuestro caso el terremoto de 1944 que destruyó la ciudad de San Juan donde los técnicos y científicos aconsejaron e indicaron un lugar más seguro donde reconstruir la ciudad y la gente volvió a hacer sus casas sobre las ruinas que le habían quedado. Seguramente estas experiencias y otras harán que el hombre realice sus construcciones mejores y en lugares más seguros basados en los conocimientos, cada vez más precisos del funcionamiento y características de la naturaleza.

Las aguas que se obtienen de pozos se denominan aguas subterráneas, mientras las que se obtienen de ríos, lagos o lagunas se denominan aguas superficiales. En una época cada pueblo poseía su pozo. En Egipto 1.500 años AC se usaban canales y reservorios de agua. En esa misma época en Babilonia y en las partes áridas de China tenían sistemas de irrigación. Los fenicios, en Siria y Chipre, construyeron túneles para el transporte del fluido con el

que después, por medio de diques, creaban reservorios. Posteriormente los romanos hicieron sus acueductos que aún se conservan y en ciertos casos siguen usándose. El primer acueducto de Roma se construyó en 312 AC; incluso, los romanos llevaban agua a domicilio y a las fuentes públicas a través de conductos de plomo.

En las zonas desérticas, cuando las fuentes se secaban o los suelos se salaban por el mal uso, los pueblos migraban buscando agua en otras regiones.

Hoy en día las ciudades y sus zonas industriales usan el agua de un río y la devuelven contaminada a las poblaciones que se encuentran aguas abajo. Algunas ciudades usan aguas de pozo (subterráneas), estas napas también se pueden contaminar como por ejemplo la primera napa en el gran Buenos Aires contaminada por los pozos ciegos domiciliarios y los desechos industriales. Para evitar esta contaminación las aguas servidas deben ser tratadas en plantas depuradoras y el agua domiciliaria debe ser extraída de pozos más profundos, de napas no contaminadas, o traída de otros lugares por medio de canales o túneles.

Los contaminantes del agua de un río pueden ser causados por el hombre o por la propia naturaleza. En éste último caso puede ser estacional, o el vulcanismo entre otros procesos. La época de lluvias aumenta el caudal y el río “barre” las costas incorporando desperdicios, vegetales e incluso aumentando la superficie de disolución de probables sales contenidas en las rocas. La vegetación que se encuentra en descomposición puede cambiar el color del agua, se pueden incorporar cloruros y sulfatos provenientes de ciertas rocas así como algún elemento fertilizante o insecticida puestos por el hombre. El vidrio volcánico de una toba o sedimento eólico como el loess puede contener metales tóxicos como el arsénico y por devitrificación (meteorización) ser liberados por hidrólisis e incorporado al río o a la

napa. Este fenómeno es conocido en el valle del Conlara, en la Provincia de San Luis y en la Provincia de Buenos Aires donde en varios partidos las napas productoras de agua “potable” están contaminadas con este metal.

Las aguas subterráneas proceden fundamentalmente de la infiltración de las aguas meteóricas que se alojan en la porosidad y microfisuramiento de las rocas, especialmente las sedimentarias. En el subsuelo, por debajo de ellas hay rocas impermeables (por ejemplo arcillosas) que la contienen formando mantos ácuos de los cuales se nutren los pozos de agua. En ciertas regiones de subsuelos carbonáticos, por disolución se generan cavidades e inclusive cavernas y canales en las calizas que pueden contener agua meteórica abundante.

La disciplina que estudia estos problemas se denomina **Hidrogeología**. En la primer parte de estos apuntes, cuando se trata la composición de la hidrosfera, se puede ver la estimación de su distribución planetaria, apreciándose que las aguas contenidas en el subsuelo son el segundo recurso hídrico después de los océanos. Es de fundamental importancia el conocimiento de los recursos hídricos, especialmente los de agua dulce para el planeamiento del abastecimiento poblacional.

El **manto freático** (Gr. freatos = pozo) también llamado **capa freática** es aquella capa sedimentaria porosa y permeable superficial con contenido ácuo; su nivel (nivel piezométrico) varía en función de las precipitaciones y de la explotación, no es perfectamente horizontal y sigue en forma atenuada la topografía del terreno, Figura 301. Es el nivel que presentan los pozos superficiales, lagunas, o corrientes de escaso movimiento. El nivel piezométrico fluctúa con las estaciones, eleva su nivel en las épocas de lluvias y disminuye en las épocas de sequías prolongadas. El bombeo para explotación del agua, por ejemplo para irrigación, puede hacer variar peligrosamente el nivel piezométrico, Figura 301.

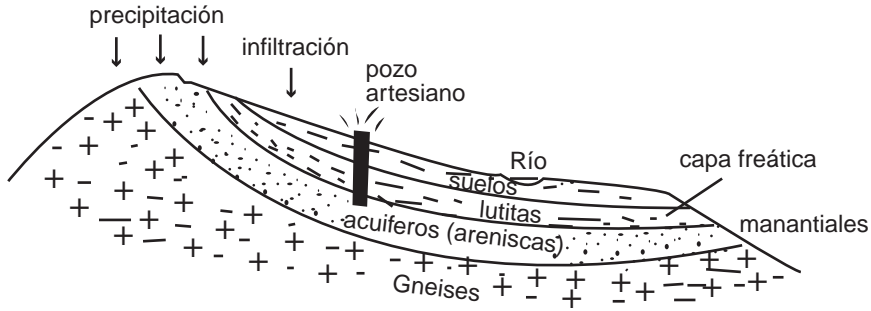


Figura 301. Esquema de un acuífero con su zona de carga y descarga.

La napa es **artesia** cuando el nivel piezométrico, en ciertas regiones, sobrepasa el nivel topográfico, como el caso del río de la Figura 301. En ese lugar, si se perfora, el agua fluye a la superficie espontáneamente sin necesidad de ser bombeada. Para que la napa sea artesia, además de que el nivel piezométrico sea

más elevado que el topográfico, la parte superior de la napa debe estar constituida por rocas impermeables, sino el agua contenida emergería espontáneamente formando vegas u ojos de agua o mallines (términos equivalentes usados en distintas partes del país), inclusive lagunas.

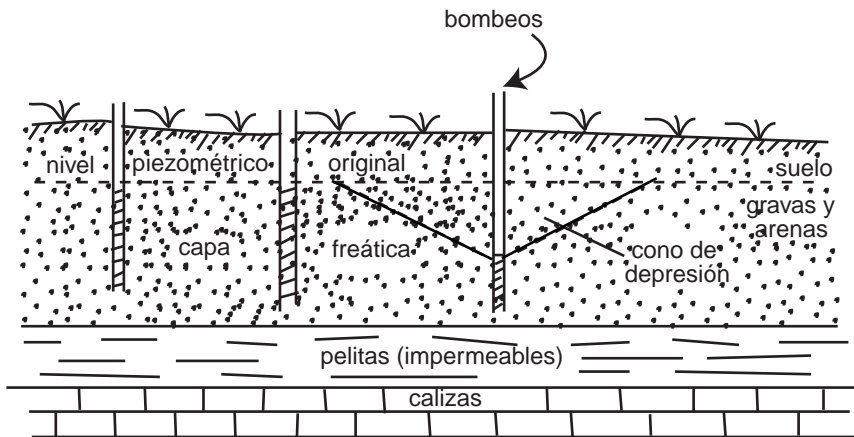


Figura 302. Acuífero donde se aprecia el cono de depresión piezométrico por efecto de bombeo.

La calidad del agua de un acuífero depende de la clase de suelo a través del cual fue absorbida después de una precipitación, de la duración de su trayecto subterráneo y de las rocas que ha atravesado. Puede ser tan pura como el agua de lluvia o estar muy cargada en ciertos iones e impurezas sólidas que harán que resulte inadecuada para el uso que se le quiera dar. Los acuíferos más profundos suelen ser salinos, caso conocido en la industria del petróleo donde éste por su menor densidad suele estar por encima de mantos de agua salada.

Los acuíferos fluyen a velocidades distintas, más lentamente cuando la zona de carga está poco elevada respecto a su zona de descarga.

Los pozos comunes son perforados en el manto freático, su nivel es el de la superficie piezométrica, su alimentación depende, entre otras cosas, de la porosidad de las rocas, de la cuenca de alimentación, del clima si es muy o poco lluvioso y de la intensidad de la explotación. Hay pozos de muy baja producción y otros, por el contrario, de muy alta produc-

ción, en ambos casos debido a parte de las variables mencionadas más arriba (Figura 302).

El agua de la capa freática se infiltra y se va incorporando al reservorio de agua subterránea constituido por rocas permeables elevando el nivel piezométrico de los pozos y/o fluye por los manantiales. El flujo de esta agua se puede interrumpir por sectores ya sea porque aparecen rocas impermeables o los poros están ocupados por aire que no puede ser desalojado. El agua freática desciende por efecto

de la gravedad por la capa permeable hasta alcanzar lagos, pantanos o ríos próximos. Este descenso depende de la cantidad de agua cargada y de la permeabilidad del suelo. La explotación intensiva del agua puede hacer descender el nivel piezométrico de la napa freática: alrededor de cada pozo se forma un “cono de depresión” Figura 302. Se denomina “equilibrio hidrostático” cuando en dos lugares relativamente próximos (del orden de 2 km uno del otro) el nivel piezométrico es el mismo.

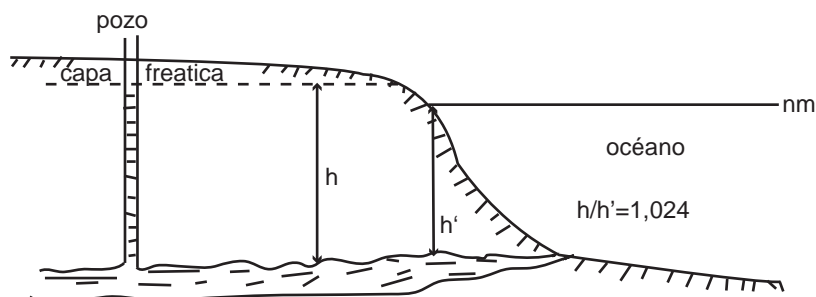


Figura 303. Equilibrio hidrostático de una napa que desagua por debajo del nivel del mar.

El nivel piezométrico de los pozos ubicados en las proximidades del mar es afectado por los niveles de mareas, lo cual implica, también, un equilibrio hidrostático. En estos casos si la explotación del agua dulce es muy grande el agua de mar puede contaminar al agua dulce, Figura 303. Probablemente es lo que ocurre en Mar del Plata donde el agua de consumo domiciliario es salobre.

El agua se desplaza por los acuíferos por efectos de la gravedad. La zona de alimentación se encuentra a mayor altura que en la zona de descarga, la mayor parte de estas corrientes llegan a la superficie antes de llegar al mar, integrándose a ríos, lagunas y manantiales; incluso cuando llegan al mar generan manantiales submarinos de agua dulce en zonas próximas a la costa. La velocidad de flujo de un acuífero depende de la inclinación promedio de la capa freática, de las cavidades por donde fluye el agua (poros, canales y fisuras) ya que según éstas la fricción puede ser mayor o menor y de la distancia al origen. Cuantos más gruesos son los sedimentos, mayor es la velocidad de flujo. Las lutitas, en

general, son malas conductoras del agua, las laminillas de los filosilicatos que la constituyen se hallan suborientadas generando una estructura denominada fisilidad y por ello son impermeables en un flujo perpendicular a ella, en general hacen de capa impermeable de un acuífero igual que las rocas arcillosas. Una roca ígnea o metamórfica puede ser buena conductora de agua si está lo suficientemente diclasadas, si no, suelen ser rocas impermeables ya que tienen poca porosidad.

Determinar si la permeabilidad de la napa para una explotación es suficiente o si existe una conexión directa subterránea entre dos pozos es fácil para el hidrogeólogo. Se inyecta una solución fácilmente detectable (marcador) en un punto elevado de la corriente subterránea y se extraen muestras de agua en puntos inferiores, que se analizan para la detección del marcador, controlando el tiempo que tarda en recorrer la distancia entre uno y otro lugar. Para ello se suele usar el ión dicromato ($\text{CrO}_7^{=}$) al cual se lo detecta en una concentración de uno en un billón en peso de agua por medio del reactivo difenil carbazol. También

se pueden utilizar sustancias radioactivas de vida media muy corta, o tinturas y otras sustancias.

En la construcción de pozos se debe tener en cuenta el escape de gases contenidos en las rocas, por ejemplo el anhídrido carbónico es inocuo, pero este gas es unas 50 veces más pesado que el aire por lo tanto queda en el fondo del pozo y resta de la cantidad de oxígeno que debe consumir el pocero trabajando quien puede morir por asfixia (anoxia). También pueden existir otros gases tóxicos y/o explosivos, como por ejemplo el metano, o el SH_2 (ácido sulfhídrico), éste último es de fácil detección por su penetrante olor, etcétera.

Desde hace tres siglos se considera que la **erosión** es la causa principal de la destrucción de los suelos. Las capas superficiales pueden ser erodadas y transportadas a zonas más bajas en forma de sedimentos o en forma de delta en la desembocadura de un río en un cuerpo de agua grande. La pérdida del humus disminuye la capacidad de retener el agua, aumentando el grado de erosión. De esta manera se van perdiendo los suelos. Además, los suelos al ser explotados por sembradíos, van perdiendo minerales que se deben reponer con fertilizantes.

Evitando la erosión, se favorece la conservación del agua, esto se puede realizar por medio del cultivo de plantas, las que pierden agua solo por transpiración, por lo tanto puede disminuirse el escurrimiento y gracias a ello mejora la conservación del suelo. Esta es la importancia de los terrenos boscosos pues conservan el suelo y el agua. Al talar un bosque se aumenta el grado de derrame del agua en la vertiente ya que no existen pérdidas por la transpiración de las hojas. En las laderas escarpadas no se debe permitir el cultivo ni el pastoreo ya que favorecen su erosión. En los terrenos donde hay exceso de agua se debe favorecer su drenaje ya que después de tres días las raíces de las plantas comienzan a sufrir por falta de oxígeno.

El humus, como la arcilla, absorbe el agua rápidamente pero por causas distintas. A medida que el agua se va incorporando a un suelo el aire que se encuentra en su interior va siendo desalojado y los suelos se pueden anegar. Muchas plantas no pueden vivir en terrenos anegados. Es muy importante el tipo de

suelo para sostener una vegetación. Los porcentajes de arcilla, limo y arena determinan la textura del suelo. Un suelo arenoso posee menos de un 20% de limo y arcilla; uno limoso, contiene cantidades equivalentes de arena y arcilla o de arcilla, limos y materia orgánica (en general es el mejor suelo para los cultivos); uno arcilloso contiene más del 30% de arcillas.

El exceso de sodio (Na^+) en el agua de irrigación desplazaré al calcio (Ca^{++}) de un suelo arcilloso, produciendo la hinchazón de las partículas de arcilla disminuyendo el drenaje. El uso de nitrato de sodio en reemplazo de nitrato de calcio o de sulfato de amonio en fertilizantes nitrogenados puede disminuir el drenaje de un suelo. Estos simples ejemplos muestran la importancia que el hombre debe darle al problema del abono de los suelos ya que un mal balanceo de fertilizantes puede llegar a arruinar un campo en muy pocos años.

Un suelo arenoso no retiene agua, la que drenará por gravedad. La arena muy fina retiene más agua que una arena más gruesa debido a que aumenta la superficie de contacto agua-clastos (tensión superficial). El humus y la arcilla retienen agua en forma mucho más eficiente.

Los métodos de irrigación usados por el hombre son de cuatro tipos.

1. **Irrigación por anegamiento**, usado para los arrozales, sólo es posible en terrenos llanos. Se puede aplicar en zonas de serranías, como en muchos lugares de oriente, pero hay que producir terrazas y endicar las aguas, además el suelo debe tener una porosidad que permita el escurrimiento del agua para evitar que las raíces de las plantas se mueran por falta de oxigenación.

2. **Irrigación por medio de diques y sistemas de asequias** como se usa en el oeste y noroeste argentino para las vides.

3. **Irrigación por aspersión**, cada vez más usado en nuestro país en huertas. Desde pozos por medio de bombas se toma el agua de napas y a través de mangueras y picos metálicos o plásticos, como se suele hacer en los jardines, se realiza la irrigación que normalmente es giratoria. En estos casos se debe conocer bien la economía del agua usada para no secar la napa proveedora. El agua debe estar libre de sedimentos para que no obturen los picos. En

las zonas muy ventosas no suele ser un método muy eficiente, o se deben buscar horarios de riego con poco viento.

4. Irrigación bajo la superficie. Este tipo de riego se usa en zonas donde la napa freática está próxima a la superficie y trata de mantener el nivel de la napa en un valor constante, por eso también se lo denomina drenaje controlado. Se suele usar en los terrenos rescataados de los pantanos o en zonas de delta. Trata de mantener el agua de la napa en un nivel constante y suficientemente bajo como para permitir una buena aireación de las raíces del cultivo pero lo suficientemente bajo como para permitir el ascenso del agua por capilaridad.

El control de la calidad del agua de riego es muy importante, a veces con el gusto no se puede determinar dicho carácter en forma fehaciente, se debe recurrir al método de la conductividad eléctrica ya que ésta es propor-

cional a la cantidad de sal (iones) disuelta. Un valor aceptable de salinidad del agua para riego es que ésta posea una cantidad menor a 700 ppm (700 gramos de sal por tonelada métrica de agua).

Para la economía y el uso del agua desde antiguo se suelen hacer represas, hoy en día con las maquinarias disponibles se construyen las grandes represas tanto para regular el régimen de un río, como para riego, para obtención de energía eléctrica, mejorar la navegación, etcétera, Figura 304. Hoy en día se construyen lo que se denomina "grandes represas" son obras muy costosas que en algunos casos, inclusive, son internacionales como en nuestro país Itaipú, Yaciretá con Paraguay y Salto Grande con Uruguay. Las represas pueden ser de hormigón armado o de "tierra", caso ejemplificado en la Figura 304.

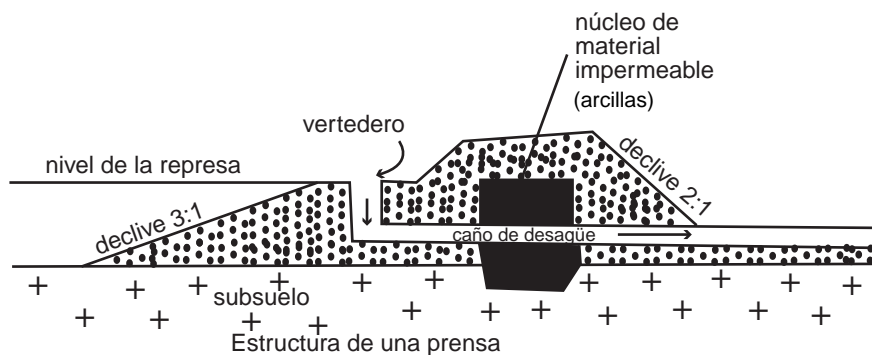


Figura 304. Corte transversal de una represa de tierra.

En zonas sísmicas, como el NW argentino, los ingenieros de este tipo de obras tienen que tener presente los terremotos. Los grandes movimientos sísmicos suelen producir grandes incendios en las ciudades y romper los conductos de fluidos tanto el eléctrico, como gas o agua. Las presas en zonas sísmicas, se deben construir en lugares donde puedan ser reparadas rápidamente. Es aconsejable que estos conductos cuando atraviesan una zona de falla, lo hagan a la intemperie, en el caso del agua a través de canales y no de túneles, para que cualquier desplazamiento producido por el sismo pueda ser detectado y reparado rápidamente.

Otras consideraciones que deben hacer los ingenieros hidráulicos cuando encaran estas

grandes obras es el impacto que van a causar sobre la biota. Este tema se va desarrollando cada vez más en relación directa al aumento en la cantidad de obras que se realizan.

El agua es el solvente universal, disuelve gases de la atmósfera, las diferentes sales que forman las rocas, los compuestos orgánicos provenientes de la descomposición de la biota, incluso la sílice de los minerales que constituyen las rocas que atraviesa. El análisis del agua informa al químico sobre los materiales que ésta atravesó en su recorrido, por ejemplo en un río. De hecho los geoquímicos utilizan los análisis de aguas para descubrir yacimientos, por ejemplo de uranio, u otros tipos de metales. El agua de lluvia, que normalmente se la considera como muy pura, contiene protones,

oxígeno, y nitrógeno, además posee pequeñas cantidades de CO_2 , partículas de polvo, cenizas volcánicas, hollín, ácido sulfúrico, etc., en pequeñas cantidades. Se dice que el agua está **contaminada** cuando contiene algunas impurezas que la hacen inapropiada para el consumo humano. Se usa el término **polución** cuando las aguas están completamente contaminadas. A medida que fueron aumentando las poblaciones asentadas en las orillas de los ríos, en forma directa también lo hizo la polución. Como consecuencia se desarrollaron el cólera, la disentería amebiana, y bacilar, la fiebre tifoidea, etcétera. Paralelamente se desarrollaron los métodos de depuración de las aguas contaminadas, como su oxidación (la agitación de las aguas servidas para que se mezclen con el aire produce la oxidación de la materia orgánica) o el uso de compuestos clorados (hipoclorito de sodio u otros) para la desinfección de las aguas. Se usan cámaras sépticas para la eliminación de las heces: por medio de fermentaciones aneróbicas y aeróbicas, los productos pueden ser absorbidos por el subsuelo o son llevados a otros lugares por drenajes a través de piedras fracturadas y gravas cubiertas por turba o suelo. Estos drenajes deben ser lo suficientemente largos como para que la materia orgánica se descomponga y se haga inocua a la población. Entre los desechos aún quedan elementos que son nutrientes vegetales como compuestos nitrogenados, fósforo, azufre, calcio, magnesio, potasio, hierro y manganeso, que pueden ser utilizados como fertilizantes de huertas. En la segunda parte de este trabajo, cuando se ve el aspecto químico de la meteorización se indican los iones tóxicos para la vida. Por ejemplo el nitrato es un contaminante que puede ser generado por la oxidación de bacterias nitrogenadas de los compuestos que se encuentran en los líquidos de drenaje de las granjas. Una manera de neutralizar el efecto de la nitrogenación es cultivar algas en piletones o charcas expuestas a la luz solar. Un peligro tóxico con nitratos ocurre en aquellos lugares donde hay desechos orgánicos que por efecto de las lluvias son disueltos y llevados a un subsuelo calcáreo donde parte de la materia orgánica es destruida por las bacterias que habitan las cuevas de calizas, el carbono pasa a formar parte del CO_2 disuelto en el agua, el azufre precipita, pero el nitrógeno de

las proteínas y de los compuestos orgánicos simples de los desechos se convierte primero en sales de amonio (NH_4^-) y luego se oxida dando nitratos (NO_3^-). Cuando se bombea dicha agua cargada en nitratos envenena a los animales y personas que la beben.

El plancton es el conjunto de animales y plantas microscópicas que viven flotando en los cuerpos de aguas dulce y salada, cuando estas poblaciones aumentan desmedidamente por exceso de nutrientes pueden causar la muerte de peces por efectos del consumo de oxígeno e inclusive generar toxinas perjudiciales para otras formas de vida, también la humana (mareas rojas por exceso de dinoflagelados).

Los pesticidas son productos químicos que sirven para matar insectos, roedores, y otros. Antes eran muy tóxicos para el hombre y los animales domésticos, hoy en día los laboratorios que los producen tratan de que sean lo menos tóxicos posible. Los insectos transmiten enfermedades y destruyen cosechas enteras (caso bíblico de las langostas, etcétera). Los insectos existen desde por lo menos 250 Ma, hoy en día hay más de 800.000 especies conocidas, ubicadas dentro de 30 órdenes, representan las tres cuartas partes del reino animal. No existe ningún tipo de cosecha que sea inmune al ataque de insectos. El uso masivo de insecticidas provocó una nueva forma de polución, contaminando el agua potable de ríos y lagunas. Después de la Segunda Guerra Mundial se usó el DDT (hidrocarburo clorado), luego compuestos orgánicos fosforados como el Malathion y el Parathión. Hoy en día el hombre, para evadir el ataque de los insectos, produce vegetales denominados transgénicos a los que se ha modificado parte de su genoma haciéndolos menos apetecibles a los insectos y "aseguran", los laboratorios que los producen, que estas modificaciones genéticas son inocuas al consumo humano.

Otra forma de polución generada por el hombre puede ser considerada el calentamiento del agua de los ríos y lagos usados como refrigerantes de las usinas termonucleares. Este calentamiento puede modificar, si no es debidamente controlado, los ecosistemas. Para evitar este problema se usan las denominadas torres de enfriamiento de agua.

La polución producida por el petróleo es

una de las más conspicuas generadas por el hombre. Esta polución puede ser líquida y/o gaseosa, la segunda es la más difícil de detectar cuando ya se ha controlado el escape ya que los gases emanados se disuelven con facilidad en la atmósfera con ayuda del viento. Se debe recordar que uno de los gases es el metano que ayuda al efecto invernadero. En cuanto a los escapes líquidos, éstos pueden ocurrir en áreas continentales y se pueden encausar a piletones donde en el mejor de los casos se los puede recuperar o sino, por lo general, son cubiertos con tierra con ayuda de palas mecánicas. Los más dificultosos son los derrames en cuerpos de agua en los cuales, por razones de densidad, el petróleo flota formando una película cuya recuperación es muy costosa y difícil. Estos derrames ocurren por escapes durante la perforación, ruptura de los tanques de los barcos petroleros o la limpieza de los mismos, o accidentes de los petroleros como el caso en el año 1967 del hundimiento del Torrey Cayon en el Canal de la Mancha donde

se produjo un derrame de 60.000 Tm de petróleo que provocó la muerte de pájaros, langostas marinas y ostras entre otros organismos. Los pesqueros, por largo tiempo debieron migrar de las costas de Francia en el canal hacia el Mediterráneo para continuar con sus tareas y el turismo debió abandonar unos 200 km de costa a ambos lados de canal. O el caso del Exxon Valdez que el 24 de marzo de 1989 chocó con arrecifes provocando el derrame de 35.500 Tm de crudo en la zona del Golfo de Alaska. La película de petróleo no permite oxigenar las aguas con el consiguiente perjuicio contra la biota, además de empetrolar a parte de la biota con el consiguiente daño.

En realidad todos los puertos del mundo están contaminados, principalmente con hidrocarburos, especialmente los puertos de combustible. Es función de las autoridades portuarias y nacionales prever estos accidentes y tomar las correspondientes medidas. La ciencia y la tecnología tienen mucho por dar para solucionar estos problemas.

24 BREVE HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

Es difícil decir cuando comienza el conocimiento geológico. Se puede decir que el inicio fue, de un modo general, cuando el hombre tuvo necesidad de las materias primas minerales; pues ello lo llevó a tomar un conocimiento directo con el mundo mineral. La historia primitiva del hombre, se puede decir, que se basa en sus conocimientos geológicos ya que los estudiosos (arqueólogos y antropólogos) hacen referencia a la evolución del hombre según su tecnología, tecnología estrechamente vinculada a dicho conocimiento geológico:

En el Paleolítico (50.000 a AC) el hombre poseía conocimientos rudimentarios geológicos en cuanto a que ya en esa época se fabricaban herramientas de piedra y debían elegir entre muchos materiales líticos que le ofrecía la naturaleza cuales eran los más aptos para la tarea que se proponían (trabajaban la sílice, cuarcitas, obsidianas, para puntas, raspadores, etc.).

En el Mesolítico y Neolítico (8.000 a 3.000 a AC) el hombre se hace sedentario (los hielos se retiran significativamente del norte europeo) y se dedica a la agricultura. Mejora las herramientas (hachas, molinos para granos, alfarería), desarrolla las primeras minas de sílice y arcillas y comienza a trabajar metales tales como el oro (como alhajas).

Sobrevienen luego las edades de los metales: Edad de Cobre, Edad de Bronce (aleación de Cu y Sn) y posteriormente la Edad del Hierro. Cada una de ellas supera a la otra tecnológicamente en ese orden. Estas culturas no fueron creadas simultáneamente en todos los pueblos. Había pueblos que desarrollaban sus herramientas y armas con bronce y otros ya lo hacían con hierro. El cobre se trabaja ya 4.500 años a AC y el bronce 2.800 a AC en distintas tribus europeas y asiáticas. Las guerras se defi-

nen a favor de los que poseen armas de hierro, ya que el bronce es quebradizo y el cobre muy blando.

En América, antes de Colón, se trabajaba el Au, Ag y Cu, no se conocía el hierro y el bronce.

En China, antes de Cristo, se explotaba la sal por sondeos, con pozos de centenas de metros de profundidad, usando como tubería las cañas de bambú.

En Grecia 1.000 a AC ya se conocían minas de plomo (galena) que llegaban hasta 150 m de profundidad. Había pueblos que se iluminaban con petróleo. Ya se hacen, 700 a AC, estudios mineralógicos y geológicos generales. Se interpretan correctamente zonas continentales invadidas por el mar, se hacen observaciones sobre volcanes.

Pitágoras dicen que dijo "Nada muere, todo se transforma" se refiere más que nada a la evolución de la naturaleza. Platón (427-347 a AC) entre otras cosas observa para ciertas regiones de Grecia que la deforestación produce erosión de los suelos.

Empédocles, Aristóteles y Theofrasto, 500 a AC, interpretaron correctamente el concepto de fósil como restos de seres orgánicos. Algunos pensaban que estos rastros habían sido "creados" en esas rocas, otros, los consideraban esbozos de seres vivientes o ensayos fallidos de la naturaleza.

También se pensaba que los fósiles marinos que se encontraban en las montañas, testigos de la presencia del mar en alguna época pasada, había sido el diluvio universal que provocando la inundación había dejando los restos fósiles al retirarse el mar de las montañas.

Leonardo Da Vinci (1452-1519) en la época del Renacimiento da una clara idea del concepto de fósil. Con este autor comienza la

interpretación racional y científica de las formas del relieve terrestre y de los procesos que han operado sobre él y de la paleontología.

Nicolaus Steno (1638-1687; Niels Stensen, médico y naturalista danés) escribió en 1669 el libro "El sólido contenido naturalmente dentro del sólido" donde expone lo que se puede considerar son los postulados de la geología. Llamó la atención sobre los fósiles, génesis de los estratos; y por primera vez elabora una interpretación de la evolución geológica de la región de Toscana en Italia. Steno dijo: "...Si un cuerpo sólido está incluido en otro cuerpo, aquel que primero endureció muestra, en el contacto mutuo, las formas superficiales características del mismo"... Se refería tanto a fósiles como a minerales. Steno considera a los estratos de las rocas sedimentarias como depósitos de un fluido. Además habla de que la "materia pulverizada" o sea las partículas provenientes de la destrucción de las rocas (sedimentos) fueron transportados por el fluido y se acumularon de acuerdo a su tamaño y densidad. También explicó las variaciones de la composición material de los estratos, a veces homogéneos, otras heterogéneos como dependientes de las características del agente de transporte (fluidos, del tipo y tamaño de los fragmentos y del lugar de acumulación).

Steno además estableció los principios estratigráficos fundamentales (superposición de los estratos que a su vez involucra el concepto de tiempo geológico; el principio de horizontalidad y el de continuidad original de las capas que involucra los primeros conceptos de paleogeografía o sea el concepto de que las capas que conforman la corteza terrestre tienen una extensión original en superficie que está determinada por la configuración geográfica de la cuenca en la cual se acumula).

Steno también pensó que el cambio de posición de los estratos es la causa principal de la formación de las montañas. Al mismo tiempo reconoció que el vulcanismo también es capaz de generar montañas. Reconoció que las montañas actuales no existieron siempre. Erróneamente pensó que la inclinación de las capas se debió a la acción del fuego y aguas subterráneas que formaban grandes cavernas (recorrió la costa de Karst (Yugoslavia) que al hundirse producían las inclinaciones de las capas).

Steno también propuso la ley de la constancia de los ángulos diedros de los cristales de una misma especie mineral (Ley de Steno).

James Hutton (1726-1797) médico de Edimburgo, escribió su libro "Teoría de la Tierra" en 1778, completado en 1795. Le dio a la geología su individualidad como ciencia. Promovió el Principio del Actualismo (El presente es la clave del pasado). Ya en su época los procesos de erosión, transporte y depositación de los sedimentos eran bien comprendidos.

Werner (1749-1817) habló de tres etapas en la formación de las rocas, las rocas primarias, secundarias y terciarias. Estos conceptos en rasgos generales se mantienen aún hoy referente a las eras [Primaria (Paleozoico), Secundaria (Mesozoico) y Terciaria (Cenozoico)]. Además creó el concepto de la Escuela Neptunista ya que pensaba que todas las rocas precipitaban en un medio acuoso que era el océano primordial o sea tenían origen en el mar, incluyendo los basaltos.

Hutton consideró que las rocas volcánicas fueron eyectadas por los volcanes desde el interior de la Tierra, como así también interpretó correctamente el origen ígneo de las rocas plutónicas creando la Escuela Plutonista, demostrando de esta manera la invalidez de las ideas de Werner para explicar el origen de las rocas ígneas. Hutton pensó también que el origen del cemento de las areniscas era ígneo.

Hutton introdujo el concepto de ciclo geotectónico que engloba los conceptos de acumulación de estratos, las transformaciones físicas que ellos experimentan, magmatismo intrusivo y deformación en distintas épocas de la Historia de la Tierra. Interpretó el concepto de discordancia tectónica y erosiva, elementos estos fundamentales para la reconstrucción de la historia de la Tierra.

James Hall (1761-1832) químico y geólogo escocés "rebatió" experimentalmente las ideas de Hutton respecto al origen del granito y los basaltos pues dice que la fusión de las sustancias terrosas da vidrios. Más adelante llegó a reconocer que se podía llegar experimentalmente por enfriamiento lento a una estructura pétrea. Esta experiencia la hizo con vidrios de botella y posteriormente con basaltos confirmando las ideas de Hutton. Se puede decir que Hall es el introductor del método experimental en la geología.

Con Hutton quedaron en claro los conceptos de rocas ígneas y sedimentarias.

Linneo (1750) realiza la primera clasificación binaria de fósiles (género y especie) que sigue hasta nuestros días.

Hace unos 150 años el naturalista inglés Lyell, amigo y consejero de Darwin, publicó "Principios de Geología" en tres tomos que salieron en los años 1830-32 y 33. En el volumen I Lyell escribió..." La geología es la Ciencia que investiga los cambios sucesivos que han ocurrido en el reino orgánico e inorgánico de la naturaleza; averigua las causas de estos cambios y la influencia que ellos han ejercido en la modificación de la superficie y estructura externa de nuestro planeta"... Este autor es considerado el fundador de la geología moderna.

Hoy en día todos los países necesitan de esta ciencia para su desarrollo económico.

Lyell (1833) en sus "Principios de Geología" introduce el concepto de rocas metamórficas siguiendo las ideas de clasificación petrográfica de Werner quién reconocía: Rocas primarias (rocas altamente cristalinas como granitos y gneises y que no contienen remanentes orgánicos), Rocas secundarias (estratos con fósiles) y Rocas de transición (pues por su mineralogía parecida a las rocas primarias y porque a veces contenía fósiles y estaban estratificadas). Las rocas metamórficas de Lyell corresponderían a las de este último tipo de Werner.

Lyell postuló que una de las tareas primeras y fundamentales de la geología es conocer los sucesivos cambios que han tenido lugar en los reinos orgánico e inorgánico de la naturaleza y lograr el ordenamiento vertical y horizontal de los materiales que constituyen la corteza terrestre, o sea implica la aplicación de los principios de superposición y continuidad original de las capas enunciada por Steno y en consecuencia un ordenamiento en el espacio y en el tiempo.

La idea de que los fósiles podrían usarse para establecer una cronología geológica fue expresada por el físico inglés R. Hooke en 1705, quién además pensó que los cambios o catástrofes de la corteza se debían a los terremotos.

En 1813 Schlotheim destacó el significado estratigráfico de los fósiles.

Williams Smith (1769-1839) topógrafo des-

arrolló paralelamente en Inglaterra ideas parecidas. Estudió las rocas y los fósiles de Inglaterra especialmente los del Mesozoico estableciendo las bases de la correlación estratigráfica al descubrir que los estratos podrían ser identificados y correlacionados por su contenido fósil.

George Couvier (1769-1832) a quién se considera el padre de la anatomía comparada por sus trabajos en vertebrados actuales y fósiles pensó que las catástrofes producían cambios biológicos; o sea que simultáneamente a W.Smith demostraba en Francia la sucesión estratigráfica de las faunas.

De esta manera fue en Europa donde se empezaron a hacer las primeras subdivisiones de los tiempos geológicos, que luego fueron reconocidos en otras partes del mundo (dataciones relativas). A estos pensamientos se agregaron los de Lamark y Darwin respecto de la evolución.

Es así como con pensadores del tipo de Steno, Hutton, Lyell, Smith y Darwin y sus antecesores quedan establecidos los conceptos básicos y principios fundamentales de la geología.

En los siglos XIX y XX se aceleran los descubrimientos y las técnicas evolucionan rápidamente, se consolida la ciencia geológica y se desarrollan los campos principales de la geología.

Alguno de ellos son: Mineralogía, Petrografía, Petrología, Paleontología, Geología Estructural, Geomorfología, Geología Económica, Geofísica, Geoquímica, Geología Aplicada, Geología Histórica y Regional, etcétera.

LAS CIENCIAS GEOLÓGICAS EN LA UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

(extraído de "Las Ciencias Naturales en la Universidad de Buenos Aires" de H.H. Camacho; Ed. EUDEBA).

Época Colonial

A Schmidel (1536), naturalista que vino con Pedro de Mendoza y participó en la fundación de la ciudad de Buenos Aires, se le debe las primeras observaciones importantes sobre la naturaleza de esta región. Los diaguitas para

esa época ya explotaban minas de oro en el Famatina en la Provincia de La Rioja.

El siglo XVII se caracterizó por los progresos científicos europeos (Galileo, Pascal, Huyghens, Descartes, Leibniz, Boyle, Newton, Steno). Pero en el Río de la Plata no pasaba gran cosa a pesar que muchas plantas americanas eran estudiadas y cultivadas en Europa.

Los Franciscanos establecieron los estudios secundarios y superiores en Córdoba. En 1638 se descubrió un yacimiento de Au en Uspallata. En 1643 se presta atención a las minas de oro y plata de Cuyo.

En el siglo XVIII otras personalidades fueron Lavoisier, Laplace, Kant, Herschel, Volta, Haüy, Goethe, Lamark, Hutton, Werner, etc. En 1712, Felipe V crea el Museo de Historia Natural de Madrid en el que se le da impulso fuerte a los estudios botánicos y zoológicos americanos.

En el Río de la Plata sólo investigan los Jesuitas hasta que son expulsados en 1767.

Cosme Argerich fue el primer profesor de botánica del país (1802).

Después de la Revolución de Mayo

Los problemas económicos de la Colonia se complicaron a partir de la Revolución de Mayo debido a las cuestiones militares que se debieron afrontar. Uno de los problemas que existía era la falta de metal para imprimir moneda, pues se preveía que Potosí no lo mandaría más como sucedió en 1815 por lo que en 1810 se decidió crear un fondo de dinero para promover la explotación del Famatina.

La Primera Junta y el Triunvirato de 1811 a instancias de Rivadavia funda un Museo de Ciencias Naturales pidiendo a las provincias que manden productos naturales para enriquecerlo (la empresa no tuvo éxito). Rivadavia fue el primer gran propulsor de las Ciencias Naturales en la Argentina. En 1827, siendo él presidente, viene al país D'Orbigny quién viajó por el NE (Mesopotamia) y el sur de la Provincia de Buenos Aires (Patagones). Donó piezas al museo. Rivadavia trajo de Europa a los naturalistas Bonpland y Pedro Carta Molino.

En 1821 es creada la Universidad de Buenos Aires. En 1822, Manuel Moreno (hermano de

Mariano) realizó un trabajo sobre los meteoritos del Chaco. En 1832 y 1833 Darwin visita el país y es recibido por Rosas. En 1835 vuelve a entrar al país por Mendoza desde Chile.

En 1853 llega al país el naturalista Bravard. En 1860 se destaca a Domingo Oro para obtener datos de la minería del país y en 1864 eleva un proyecto de Código de Minería al presidente Mitre. En 1862 Burmeister fue Director del Museo.

En esta época es muy importante la actuación de Sarmiento en el desarrollo de la minería y las ciencias naturales. Creó la Escuela de Minas de San Juan.

Burmeister entre 1870 y 1873, a instancias de Sarmiento, contrata profesores naturalistas alemanes, entre los geólogos vienen Doering, Stelzner, Brackebusch, Bodenbender quienes son los creadores de la escuela geológica en la Argentina.

Mitre desde su presidencia a partir de 1862 fue propulsor de las ciencias naturales por medio de Burmeister.

Naturalistas argentinos de esa época fueron: el Coronel Fontana (descubridor del lago homónimo), Imperiale, Florentino Ameghino.

La geología en esa época (1865) era una ciencia joven pues nació con los trabajos de Hutton (1726-1797) y Lyell (1797-1875). En 1869 Ramorino, italiano contratado por la Universidad de Buenos Aires, publicó sus Rudimentos de Mineralogía.

E. Holmberg y F. Ameghino fueron los fundadores de la actual generación de naturalistas argentinos; en 1869 eran jóvenes estudiantes, fueron alumnos de Ramorino en la Universidad de Buenos Aires.

Eduardo Aguirre (1857-1933) entre 1878 y 1910 fue profesor de geología de la Universidad de Buenos Aires. Entre 1924 y 1933 enseñó mineralogía y geología a los ingenieros.

Ángel Gallardo en 1932 fue Rector de la Universidad de Buenos Aires, anteriormente, entre otros profesores trajo a la Universidad a Carlos Ameghino (hermano de Florentino) y a Doello Jurado.

El Dr. Franco Pastore, primer geólogo egresado de la Universidad de Buenos Aires en 1912, pasó a ser profesor de mineralogía y petrografía.

En 1938 la Carrera de Ciencias Naturales en

la UBA fue dividida en dos orientaciones: Biología y Geología.

La Dirección Nacional de Geología y Minería fue siempre una institución rectora de la geología del país. Esta institución comenzó a funcionar desde principios de este siglo y fueron clave en su desarrollo las actuaciones de Guillermo Bodenbender, Ricardo Stappenbeck y Juan Keidel, todos geólogos alemanes. Enrique Hermitte (1871-1955), francés y la Dra. Mórtola fueron profesionales de valor entre otros.

En 1945 se crea la Asociación Geológica Argentina, en su fundación participaron los doctores Hermitte, Angelelli, Harrington, Bonorino, Braccacini, Storni y Petersen.

Pastore, Keidel, Groeber y Harrington dieron un carácter moderno a los estudios y comenzó la era de las especializaciones que se mantiene hasta nuestros días.

A Pablo Groeber (1895-1964) se le deben los trabajos fundamentales de la geología Argentina.

PREGUNTAS TIPO REFERENTES A LA TERCER PARTE

1. ¿Cuáles son las variables físicas que intervienen en la deformación de las rocas?
2. Grafique en un diagrama esfuerzo-deformación el comportamiento de una roca plástica y una frágil.
3. Dibuje y marque las distintas partes de un pliegue y defina los siguientes términos: antiformal, sinformal, anticlinal y sinclinal.
4. ¿Cómo clasifica los pliegues? Ejemplos.
5. En un block diagrama dibuje e indique las partes de una falla.
6. ¿Cómo se clasifican las fallas? Ejemplos.
8. ¿Cuáles son los efectos principales que producen una falla directa y una falla inversa en el terreno y en la estratigrafía de una zona? Dibuje.
9. Defina los conceptos de discordancia y de *hiatus*.
10. ¿Qué evidencias de falla conoce? Explique. ¿Qué es el rechazo de una falla y que tipos conoce? Dibuje.
11. Dibuje las siguientes estructuras: Pliegue isoclinal, estructura monoclinal, domo, cubeta, braquianticlinal.
12. ¿Qué estudia la geomorfología? Explique en forma sintética los procesos endógenos y exógenos que actúan en el Planeta.
13. ¿Qué son los procesos gradacionales? Explique.
14. ¿Qué son los procesos de remoción en masa y que tipos conoce?
15. Caracterice los estados de juventud, madurez y senectud de un río idealizado según Davis.
16. Dibuje y explique por lo menos tres tipos de diseño de red de drenaje fluvial.
17. Dibuje y explique los siguientes tipos de valles fluviales: consecuente, obsecuente y subsecuente.
18. ¿Qué utilidad ve Ud. del conocimiento geomórfico en la biología?
19. ¿Cuáles son las formas principales de erosión fluvial?
20. ¿Cuáles son las formas principales de acumulación fluvial? Explique brevemente cada una y dibuje.
21. En un perfil transversal de un río meandriforme dibuje las distintas características y explique cada una de ellas. Dibuje y explique un meandro abandonado.
22. ¿Cuáles son las principales formas de erosión en una glaciación de tipo alpino? Dibuje y explique.
23. ¿Cuáles son las principales formas de acumulación en una glaciación de tipo alpino? Dibuje y explique.
24. Dibuje un perfil longitudinal de un valle glaciar de tipo alpino y marque sus partes.
25. ¿Cuáles son los mecanismos que desarrolla un río para alargar su recorrido?
26. Explique cuales son las condiciones mínimas y necesarias para la formación de un glaciar.
27. ¿Puede tener importancia las formas del relieve terrestre en la biología? Explique brevemente.
28. ¿Cuáles son los procesos que actúan en la generación del relieve terrestre? Explique brevemente cada uno de ellos. ¿Que agentes geomórficos conoce y como reconoce la actividad de cada uno de ellos?
29. ¿Referente a la geomorfología cuales son los procesos y agentes que actúan en la naturaleza?
30. ¿Cuáles son los principios en que se basa la estratigrafía?

31. ¿Qué estudia la paleontología? ¿Que procesos de fosilización conoce?
32. ¿Qué es un fósil guía? Dé ejemplos para el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.
33. ¿Qué aportes realizó la geofísica a la mejor comprensión de la denominada tectónica de placas?
34. ¿Cuáles fueron los argumentos utilizados por Wegener para postular la teoría de la Deriva Continental?
35. Dibuje e indique los distintos elementos principales que se reconocen en la litosfera a la luz de la teoría de la Tectónica de Placas.
36. Explique brevemente cuales son los conceptos principales de la Tectónica de Placas y cuales fueron las evidencias principales que llevaron a postular tal teoría.
37. ¿Puede llegar a tener importancia la tectónica de placas en la evolución biológica? Explique brevemente.

- Albritton, C.C., 1970. Filosofía de la geología. Ed. CECSA, México.
- Alfven, H., 1971. Átomo, Hombre y Universo. Ed. Universitaria Cormorán.
- Allegre C.J. y S.H.Schneider, La evolución de la Tierra. Investigación y Ciencia. Diciembre, 1994.
- Anguita Virella, F., 1988. Origen e historia de la Tierra. Ed. Rueda
- Araña Saavedra, V. y J. López Ruiz, 1974. Volcanismo. Ed. Istmo, Colegio Universitario, Madrid.
- Arnould, M. y H.M.J. Boffin, 2000. El nacimiento del Sistema Solar. Revista Mundo Científico, 213:58, junio 2000.
- Arribart, H. y B. Bensaude-Vincent, 2000. La belleza de lo viviente desafía a los químicos. Revista Mundo Científico, enero 2000.
- Aubouin, J. R., Brousse y J.P. Lehman. 1980. Tratado de Petrología. Ed. Omega.
- Barker, R. 1983. Igneous Rocks. Ed. Prentice-Hall.
- Baruch, J.O., 2000. Los meteoritos. Revista Mundo Científico. Enero 2000.
- Bayly, B., 1972. Introducción a la Petrología. Ed. Paraninfo.
- Bellaire P. y Pomerol, 1968. Tratado de Geología, Ed. Vicens Vives.
- Betejtin A., 1988. Curso de Mineralogía, Ed. Mir
- Bockelee-Morvan, D. y J. Crovisier, 1995. Las moléculas de los cometas. Revista Mundo Científico, 154:142, 1995.
- Boltovskoy D., 2000. "Calentamiento global, el océano y el plancton". Ciencia e Investigación., 47.4.
- Bonatti, E. y J. Crane, 1984. Zonas oceánicas de fractura. Investigación y Ciencia N°94
- Bonatti, E., 1994. El manto terrestre suboceánico. Rev. Inv. y Cs., mayo 1994.
- Boss, A.P., 1995. Las compañeras de las estrellas jóvenes. Rev. Inv. y Cs., diciembre 1995.
- Brimhall, G., Formación de los Yacimientos minerales. Investigación y Ciencia, julio 1991
- Bunnet, R.B., 1966. Physical Geography in Diagrams. De Longmans, London
- Camacho, H.H., 1966, Invertebrados fósiles. EUDEBA.
- Cailleux A., 1964. Historia de la Geología, EUDEBA
- Carusi A., 1995. Asteroides y cometas como amenaza para la Tierra. Investigación y Ciencia, septiembre 1995.
- Ceulenee, G. y M. Rabinowicz, 1999. Síntesis sobre la evolución del pensamiento magmatista. Revista Mundo Científico, 199, 1999.
- Coleman, J.A. 1964. Teorías modernas del Universo. Ed. Sudamericana.
- Cretu, F., 1993. ¿Meteoritos procedentes de otros sistemas solares? Mundo Científico, 131, p 86-87,
- Dana E. y G.Hurlburt, 1997. Manual de Mineralogía, Ed.Reverte
- De Broglie. L., 1963. Continuidad y discontinuidad en la física moderna. Ed. Espasa Calpe
- Deming, H.G., 1979. El agua, un recurso insustituible, Ed. Nuevomar, México.
- Dercourt I. y J.Paquet, 1978. Geología, Ed. Reverte.
- Einstein A. y L. Infeld, 1960. La física, aventura del pensamiento. Ed. Losada, Col. Ciencia y Vida.
- Grandes Temas (GT), N° 10, 1974. El Sistema Solar. Biblioteca. Ed. Salvat.
- Fifield, R. (coordinador). Formación de la Tierra. Ed. Pirámide, 1987.
- Fischetti, M. . Deltas de zonas habitadas. Investigación y Ciencia diciembre 2001, p 66-72.

- Fossa Mancini, E. (1938). Las teorías de Wegener a Du Toit. GAEA, VI, p 85-138.
- Gamow, G. (1980). Biografía de la Física. Editorial Alianza.
- Gass, I.G., P.J. Smith y R.C. Wilson, 1978. Introducción a la Ciencia de la Tierra. Ed. Reverte.
- Gilluly J., Waters A. y Woodford A., 1988. Principios de Geología. Ed. Aguilar
- Glashov Sh., 1995. El encanto de la Física. Ed. Tusquets, Barcelona.
- Gonzalez Bonorino F., Introducción a la Geoquímica. Ed. OEA.
- González Fairén y Trigo y Rodríguez (2001) ¿Antiguos océanos en el sistema solar?, Mundo Científico., 223,53.
- Gould, S.J., 1991. La vida maravillosa. Ed. Crítica, Barcelona.
- Gould, S.J.,. La evolución de la vida en la Tierra. Investigación y Ciencia, diciembre de 1994.
- Gould, S.J., 1997. Un dinosaurio en un pajar. Ed. Crítica, Barcelona.
- Gribbin, J., 1986. Génesis. Biblioteca Científica Salvat, N 48.
- Hallan, A. .1976. De la deriva de los continentes a la tectónica de placas. Ed. Labor.
- Hallan, A., 1985. Grandes controversias geológicas. Ed. Labor, Barcelona.
- Harrington H.J., 1959. Geología entre Bambalinas. Ed. Pleamar, Buenos Aires.
- Heisenberg, W., 1972. Diálogos sobre la física atómica. Editorial Biblioteca de autores Cristianos, Madrid
- Heisenberg, W., 1974. Más allá de la física. Ed. Biblioteca de Autores Cristianos, Madrid.
- Holmes A., 1987. Geología Física, Ed. Omega
- Huré, J.M., 1996. El Sol. Revista Mundo Científico, 166, marzo 1996.
- Hurey P.M.1960. ¿Que edad tiene la Tierra? EUDEBA
- Japparte, C., Las ciencias de la Tierra en busca del método. Rev. Mundo Científico. Junio 2000.
- Judson, S. , 1968. Erosion of the land what's happening our continents. American Scientist, 56 (4).
- Khan, M.A., 1980. Geología global. Ed. Paraninfo.
- Kirshner, R., 1994. Los elementos de la Tierra. Revista Inv. y Cs., diciembre 1994.
- Klein, C. y C.S.Hurlbut, Jr., 1997. Manual de mineralogía. 4ta. Ed., basado en la obra de J.D.Dana. Ed. Reverté.
- Klockmann R.y P. Randorh.1961. Tratado de Mineralogía, Ed. G. Pili
- Kornprobst,J..1996. Manual de petrología metamórfica y su contexto geodinámico. Ed. Masson, S.A.
- Larso, R.L., 1995. Superpluma del Cretácico medio. Rev. Inv. y Cs., abril 1995.
- Lemarchand, F., 1995. Vesubio: un desastre programado. Revista Mundo Científico, 155:252, 1995.
- Lobourel, G. y M. Chaussidon, 1994. La alteración de las vidrieras. Revista Mundo Científico, 145, 1994.
- Luhmann, J.G, J.B. Pollack y L.Colin, Misión Pioneer a Venus. Investigación y Ciencia. Junio 1994.
- Machetel, Ph., 1994. La convección en el manto terrestre. Revista Mundo Científico, 14:149, 1994.
- Márquez González A. y T. Moreno Pérez. Junio 1994. Venus, La Tierra, Marte: interacciones planetarias. Mundo Científico, V 147, p. 566,
- Masson Ph.. La geología del planeta Marte. Mundo Científico.6, 166.
- Mattheus W.H., Invitación a la Geología, EUDEBA.
- Miller R. y W.K. Hartmann, 1983. Viaje extraordinario. Guía turística del Sistema Solar. Editorial Planeta.
- Milovski, A.V. y O.V. Kónonov, 1988. Mineralogía. Editorial MIR
- Molnar P., Estructuras de las Cordilleras. Investigación y Ciencia., N° 120, 1986.
- Mortola E., Nociones de Mineralogía, Biblioteca de la FCEN de la UBA
- Ottmann, F.C., 1967. "Introducción a la geología marina Ed. EUDEBA
- Paniukov, P., 1981. Geología aplicada a la ingeniería. Ed. Mir, Moscú.
- Pappalardo, R.T., J.H.Head y R. Greeley, 1999. El océano oculto de Europa. Rev. Inv. y Cs., diciembre 1999.
- Ozima, M. y B. Marty, 1983. El origen de la atmósfera. Revista Mundo Geológico. 24:440.
- Petersen C.y Leanza A., 1958. Elementos de Geología Aplicada, Editorial Nigar
- Polanski, J., 1974. Geografía Física General. EUDEBA.

- Quigg Ch., 1985. Investigación y Ciencia, N°105
- Rankama, K. y Th. G. Sahama, 1962. Geoquímica. Ed. Aguilar
- Read, H.H. y Watson, J., 1970. Introducción a la Geología, Ed. Alhambra.
- Rice, R.J., 1982. Fundamentos de Geomorfología. Paraninfo, Madrid.
- Rocchia, R., 1993. Una colisión cósmica develada por los circones. Revista Mundo Científico, 149:754, 1993.
- Rösler y Lange, 1972, "Geochemical Tables", Ed. Elsevier,
- Sabato, E., 1951. Hombres y engranajes. Tercera edición. Ed. Emecé
- Sagan, C., 1982. Cosmos. Ed. Sudamericana.
- Sánchez León, G., 2001. Uranio: mito y realidades. Revista Mundo Científico, 223, 2001.
- Sautter V. y Ph. Gillet, 1995. Los diamantes, mensajeros de la profundidad de la Tierra. Mundo Científico, 154, 108.
- Simpson, G.G., 1985. Fósiles e historia de la vida. Biblioteca Cientific American. Prensa Científica, Editorial Labor.
- Souriau, A., 1999. ¿Gira realmente el núcleo de la Tierra? Revista Mundo Científico, 198, febrero 1999.
- Sotin, Ch., 2000. El manto terrestre es una cuba. Revista Mundo Científico, 213:7, junio 2000.
- Stevens, P.S., 1986. Patrones y pautas en la naturaleza. Biblioteca Científica Salvat, N 55.
- Strahler A.N., 1992. Geología Física. Ed. Omega, Barcelona.
- Suess, E., G. Bohrmann, J. Greinert y E. Lausch. 2000. Hielo inflamable. Rec. Inv. y Cs., febrero 2000.
- Tarbuck, E.J. y F.K. Lutgens, 1999. Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física. Ed. Prentice Hall, Sexta edición.
- Taylor J. G., El legado científico del Proyecto Apolo. Investigación y Ciencia., septiembre 1994.
- Taylor, S.R. y S.M. Mc Lennan, 1996. Evolución de la corteza continental. Rev. Inv. y Cs., marzo 1996.
- Taylor J.G., El legado científico del Proyecto Apolo. Investigación. y Ciencia., septiembre de 1994.
- Taylor S.R. y S.M. Mc Lennan., Evolución de la corteza continental. Investigación y Ciencia, marzo de 1996.
- Thornbury, W., 1966. "Principios de geomorfología". Ed. Kapelutz
- Trinh Xuan Thuan. Mundo Científico, N° 57, p.386, 1986.
- Turner, F.J., y J. Verhoogen, 1963. Petrología, ígnea y metamórfica. Ed. Omega
- Uyeda, S., 1980. La nueva concepción de la Tierra. Ed. Blume ecología.
- Weizsäcker, C.F. von, 1974. La imagen física del Mundo. Editorial Biblioteca de autores Cristianos, Madrid.
- Winkler, H.G.F., 1975. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Ed. Springer-Verlag.
- Wisherec, S. La erosión agrícola. Revista Mundo Científico, 151, 1995
- Zeil (1981). Los Andes como modelo de la tectónica de placas. Conferencia en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA, Buenos Aires.
- Zichichi, A., 1999. Perché io credo in Coliu che ha fatto il mondo. Ed. il Saggiatore, Milano.

NOTA: Se recomienda al lector las lecturas de artículos de divulgación científica en revistas especializadas como Mundo Científico e Investigación y Ciencia entre otras.

ABREVIATURAS USADAS EN EL TEXTO

ol = olivina
aC = antes de Cristo
Fe = hierro
N = nitrógeno
Mg = magnesio
gr = granate
Mn = manganeso
Na = sodio
S = azufre
anf = anfibol
K = potasio
Cr = cromo
Ca = calcio
Ab = albita
P = fósforo
Si = silicio
Hg = mercurio
An = anortita
Al = aluminio
Co = cobalto
Ti = titanio
UB = ultra básica
Pb = plomo
Au = oro
Ag = plata
UV = ultra violeta
As = arsénico
Cl = cloro
Cu = cobre
es = espinelo
F = flúor
N = nitrógeno
h = viscosidad
Sr = estroncio
Ar = argón
Kr = criptón
P = presión
Ne = neón

Xe = xenón
O₃ = ozono
Rx = rayos X
H = hidrógeno
W = wolframio o tungsteno
A = Angström
Ni = níquel
Re = renio
In = indio
d = densidad
Th = thorio
O = oxígeno
t° = temperatura
He = helio
OH⁻ = oxhidrilo
U = uranio
M.a. = millones de años
NH₃ = amoníaco
Zn = cinc
Cd = cadmio
P = protón
CH₄ = metano
C = carbono
D = deuterio
n = neutrón
SO₄⁻² = ión sulfato
CO₃H⁻ = ión ácido carbónico
IR = infra rojo
BO₃H⁻ = ión ácido bórico
CO₂ = anhídrido carbónico
Atm. = atmosfera
H₂O = agua
SO₂ = anhídrido sulfuroso
°K = grados Kelvin
HCl = ácido clorhídrico
Co = cobalto
°C = grados centígrados

Anexo

Léxico de términos geológicos de raíces principalmente griegas y latinas

CONTENIDO

- a. Léxico
- b. Prefijos de origen griego
- c. Términos de origen griego usados en vocablos españoles
- d. Prefijos de origen latino
- e. Locuciones latinas y extranjeras de uso frecuente
- f. Términos de representaciones por medio de curvas

A. LÉXICO DE TÉRMINOS GEOLÓGICOS DE RAICES PRINCIPALMENTE GRIEGAS Y LATINAS

A

- aa o afrolito** (Gr.=espuma de roca): Es según Jaggard una lava escoriácea basáltica pobre en vidrio, el término lo usó como sinónimo de lava aa de origen hawaiano.
- a-an** (Gr.=privación [ateo; anarquía])
- ab-abs** (Lat.=separación [abdicar, abstinencia]).
- abisal** (Gr.= sin fondo).
- ablación** (Lat. = ablatio = acción de quitar)
- abrsión** (Lat. = abradere = raer, erosionar. Erosión por frotamiento de los materiales transportados por las aguas)
- acant** (o) (Gr.=espina [acantácea]).
- acmé** (Gr. = akme = punta, se refiere a la abundancia particular de una especie fósil en un estrato o conjunto de estratos)
- acro** (Gr.=elevado [acrópolis, acrobata].
- acrozona** (Gr.= akros=extremidad, alto; akra=punta, cima).
- actin** (o) (Gr.= rayo de luz [actínico]).
- a-ad** (Lat.=proximidad [acostar, adventicio])
- adamellita**: Nombre de plutonita ácida procedente del macizo de Adamello en Italia.
- aden** (o) (Gr.=glándula [adenotomía]).
- adiabático** (Gr.=adiabatos =que no se puede atravesar) Se refiere a los cambios ocurridos en un sistema sin cambios de calor con el exterior. La compresión adiabática de un gas produce su calentamiento y su descompresión, su enfriamiento.
- aero** (Gr. = aire): aerolito.
- afanítica** (Gr.=aphanes= oculto, oscuro).
- afótico** (Gr.= sin luz).
- ágata** (Gr.=akates=curso de agua de Sicilia). Sílice.
- agmatita** (Gr.= agma= fragmento). Lo usaba Sederholm. Los esquistos forman xenolitos en medio de venillas en cualquier sentido. Poseen aspecto de brecha.
- agono** (Gr.=lucha [agonía]).
- agro** (Gr.=campo).
- albedo** (Lat. = albedo = blancura)
- albita** (Lat. = albus = blanco)
- alcalino** (Arabe = al-qaly = sosa)
- alo** (Gr.=otro [alotropía])
- alóctono** (Gr.= allos = otro, khtón = tierra, otra tierra)
- alógeno** (Gr. = allo = otro, gennan = engendrar; sinónimo = alotigeno. Mineral que no se formó en la roca donde se encuentra. Antónimo = autógeno)
- alotigeno** (Gr.=allo = otro; geno = nacido; clas- to de otra parte).
- alotriomorfo** (Gr. =Allotrios = extraño; morphe = forma)
- alotropía** (Gr.= allo = otro; trepein = volverse; compuesto químico que puede cristalizar en distintos sistemas cristalinos)
- alunita** (Lat.=alumbre).
- aluvión** (Lat. = alluvio = desboramiento. Sedimento de origen fluvial.
- ambar** (árab e= alambar = amarillo)
- ambligonita** (Gr.= embotado-ángulo). Debido a los ángulos del clivaje.
- amianto** (Gr. = amiantos = incorruptible)
- amigdalas** (Gr. = almendras).
- ana** (prefijo de origen Gr.= en alto [anatema]; contra [anacronismo]; de nuevo [anabaptista]; conforme [analogía]; hacia atrás [anagrama]; separación [análisis, anatomía].
- analcima** (Gr.= vacío) Por carecer de propiedades eléctricas cuando se calienta o frota.
- anamesitas** (Gr. = en el medio) de von

- Leonhard (1832), rocas de textura intermedia entre basaltos densos y doleritas de grano grueso. Término en desuso.
- anatexis** (Gr.= ana = arriba, tektos = fundido). Término creado por Sederholm (1913): refusión o disolución de una porción de la corteza terrestre a gran profundidad. Otra: anatemita = roca de textura esquistosa con sinuosidades, es de facies más profunda que las embrechitas.
- anchimonomineral** (Gr.= anchi = casi, mono = uno) son las rocas tipo peridotitas, leucititas, glauconititas, etc..
- andalucita** (Andalucía, Provincia de España).
- andro** (Gr.= hombre [andrógino]).
- anemo** (Gr.= viento [anemómetro]).
- anemoclástico** (Gr.= viento-fragmento roto)
- anerobio** (Gr.= an = sin ; aerobio = vida que se desarrolla en un ambiente con oxígeno (aire) libre)
- anisométrico** (Gr.= aniso = desigual, metrón = medida)
- anfi** (Gr.1º= ambos [anfíbio]; 2º alrededor [anfiteatro]).
- anfíboles** (Gr.= ambiguo) por su variedad de formas.
- angiosperma** (Gr.= aggeion = vaso, sperma = simiente) Plantas con flores.
- anhédrico** (Gr.= an = sin; hedra = base. Cristal que no presenta caras)
- anhídrita** (Gr.= an = sin; hudor = agua).
- anisopaquico** (Gr.= aniso = desigual; pakhus = espesor)
- anisotropía** (Gr. = aniso = desigual, trepein = vuelta, girar. Medio cuyas propiedades físicas varían según la dirección)
- anorogénico** (Gr. = an = sin; genico = génesis de montañas)
- anortita** (Gr.= an = sin, orthos = recto) Los clivajes no forman ángulo recto.
- anortosita** (Gr.= an = no; orthos = recto o derecho).
- anoxia** (Gr.= an = sin, oxia = oxígeno)
- anquimetamorfismo** (Gr.= ank i= casi) Metamorfismo de muy bajo grado o transición entre diagénesis y metamorfismo en rocas arcillosas o pelíticas.
- ante** (Lat.= delante [anteojos]).
- anti** (Gr.= contra [anticlinal]).
- anto** (Gr.= flor [antología]).
- antofilita** (Lat.= antophyllum = clavo de espina).
- antr** (Gr.= carbón).
- antraxilón** (Gr. Antra = carbón; xilón = madera).
- antropo** (Gr.= hombre [antropología])
- antropógeno-a** (Gr. Anthropos = hombre y geno = hecho, engendrado) Hecho por el hombre, sinónimo de antrópico.
- aoritas** (Gr.= inmadurez)
- apatita** (Gr.= engañar) ciertas gemas confundidas.
- aprita** (Gr. = aploos = simple)
- apo** (Gr.= de lejos-fuera [apogeo]).
- apofilita** (Gr.= apo = de; filita=hoja) Por la tendencia a clivarse cuando se calcina.
- apófisis** (Gr.= apophusis = brote de un árbol)
- arcaico** (Gr.= archaido [viejo]).
- arcosa** (Gr.= antiguo)
- argentita** (Lat.= argentum = plata)
- ártico** (Gr. = arktos = oso, por encontrarse la estrella polar en la Constelación de la Osa Menor)
- aritm** (o) (Gr.= número).
- arqueo** (Gr.= antiguo [arqueozoico]).
- arsénico** (Gr.= masculino) Se creía que los minerales eran de sexos distintos.
- arcilla** (Gr.= blanco).
- archi** (Gr.= 1º en el grado más alto [archiducado]; 2º preminencia [arzobispo]).
- aristo** (Gr.= mejor, noble).
- arterio** (Gr.= arteria).
- artesiano-a** (Lat. = artesia = Artois, localidad de Francia) Significa pozo del que surge naturalmente agua por los efectos de la presión hidrostática.
- ártico** (Gr. = arktos = oso)
- arto** (Gr.= pan).
- artr** (o) (Gr.= articulación).
- asbesto** (Gr.= asbesto = incombustible)
- astenolito** (Gr. = asthenos = sin resistencia; lithos = piedra)
- atmo** (Gr.= vapor [atmosfera]).
- augita** (Gr.= brillo).
- autigénesis** (Gr. Auto = mismo; génesis = origen).
- auto** (Gr.= uno mismo [automóvil]).
- autóctono** (Gr.= auto = propio, tono = tierra).
- astero** (Gr.=estrella).
- astroblema** (Gr. = astron = astro; blema = golpe. Cráter meteorítico)
- atmófilo** (Gr. = atmos = vapor; philos = amigo)
- ateroesclerosis** (Gr.= ather = pasta; skleros = duro)

augita (Gr. = auge = brillo)
australopitecos (Lat. = astralis = austral; Gr.=
 pithekos = mono)
autóctono (Gr.= autos = de sí mismo; khtón =
 tierra)
autótrofo (Gr. = auto = de sí mismo; trophe =
 alimentación)
axinita (Gr.=eje, por la forma de sus cristales
 parecidos a cuñas).
axiolita (Gr.= axis = eje; litos = roca; textura de
 devitrificación de trizas aplastadas en
 ignimbritas)
azimut (Arabe = as-asamt = camino recto)
azoico (Gr. = a = sin; zoon = animal)
azufre (Lat. = sulfur = azufre)

B

banquise (Franc. = capa de hielo no muy gruesa
 y fácil de romper por los barcos que se
 forma en la superficie del mar y en los lagos
 en la zonas polares). En español = banquisa
bar (o) (Gr.= pesado [barómetro, baritina,
 bariesfera]). Unidad de presión igual a 0,986
 atmósferas.
baritina (Gr. = pesado).
barján (término del Turkestán = duna en
 media luna)
barril (Inglés = barrel = unidad de volumen
 usada por los petroleros, equivalente a 42
 galones y a 158,98 litros)
basalto (deriva de una palabra etíope que sig-
 nifica "piedra negra que lleva hierro").
batial (Gr. = vatus = profundo) Término pro-
 puesto por E.Haug (1907) para ambientes
 marinos de 200 a 3000 metros.
batolito (término propuesto por Suess, 1892
 del Gr. bato = profundo; lito = roca).
bauxita (del pueblo Baux en Provenza,
 Francia)
bellemnites (Gr. belemnion = flecha)
bentónico (Gr. benthos = fondo) seres del
 fondo oceánico.
berilo (Gr.= palabra griega referente a gemas
 verdes).
berma (Holandés = berme = borde)
bibli (o) (Gr.= libro).
bio (Gr.= vida).
biocenosis (Gr. = bios = vida, koinos = en
 común).
bioclasto (Gr.= bio = vida, klasto = roto)

biógeno (Gr.= bio= vida, geno = origen)
bioherma (Gr.= bio = vida; herma = escollo,
 montículo).
biostroma (Gr.= bio = vida; stroma = estrato-
 manto).
bioturbación (del Gr = bio = vida, del Lat. =
 turbatio = desorden)
bis-bi (Lat.= dos [bisabuelo, bípedo]).
bitownita (de Bytown = antiguo nombre de la
 ciudad de Ottawa en Canadá)
blasto (Gr.= blastos = yema, brote).
bleno (Gr.= mucosidad).
botánica (Gr.=hierba). El fundador del térmi-
 no parece haber sido San Isidro, obispo de
 Sevilla (560-636).
bradi (Gr.= lento [bradipepsia, bradicardia]).
braqui (Gr.= corto [braquianticlinal (anticlinal
 corto), braquicéfalo]).
braquiópodo (Gr. = brankhión = brazo, pous =
 pie)
brecha (Ital. = breccia = roca fracturada)
brom (o) (Gr.= hedor [bromuro]).
bronc (o) (Gr.= traquea [traquitis]).
butir (o) (Gr.= manteca).
bytownita (de Bytow, antiguo nombre de la
 ciudad de Ottawa, Canadá)

C

caco-caq (Gr.= malo [cacofonía; caquexia;
 caco])
cadilito (Lat. = cadere = caer; litos = roca)
calcantita (Gr.= latón y flor).
calcedonia (Gr.= khalkedon, ciudad del Asia
 Menor)
calcita (Lat.= calx = calcita)
calco (Gr.= cobre).
calcófilo (Gr.= khalkos = cobre, philos = ami-
 gos; término propuesto por Goldsschmidt
 en 1923 para los elementos químicos pro-
 pensos a combinarse con el azufre).
calcopirita (Gr.= calco = atón).
caldera (Lat.= caldaria, recipientepara cocer o
 hervir. Cráter producido por hundimiento
 de la parte central de los volcanes).
cali (Gr. = hermoso [caligrafía]).
caolín (Chino = cao = alto; lin = colina; locali-
 dad de China)
cámara (Gr. = kamara, bóveda o cuarto above-
 dado, por ejemplo, camarero, camarilla,
 cámara magmática).

cámbrico (término latino con que se conocía al país de Gales, término propuesto por Sadgwick en 1835 para el sistema más antiguo de la era primaria)

canto (del Lat. = cantum = orilla, esquina [término genérico para designar un fragmento de roca, canto rodado])

caolinita (zona centro austral de China llamada Kao Lin; otra, del Chino kailing = collado alto, es el nombre de una colina de Jauchu Fa de donde se extrae el mineral).

carlsbad (Karlsbad, nombre de una ciudad de Alemania [macla de feldespato])

casiterita (Gr. = estaño).

cata (Gr.=1º hacia abajo [catazona, cataclismo]; 2º completamente [catástrofe]).

cataclasis (Gr.= kataclasis = acción de romper)

catástrofe (Gr.= katastrophe = poner lo de arriba abajo).

catógeno (Gr.= de arriba hacia abajo).

caustobiolita (Gr.= combustible).

cefal (o) (Gr.= cabeza [cefalópodo]).

celestina (Lat. Caelestis = celeste).

ceno (Gr.= vacío [cenotafio]).

ceolitas (Gr.= zein = hervir, pues cuando son calentadas largan el agua en forma de espuma).

cero (Gr.= cera [ceroplástica]).

chalazolita (Gr.= granizo).

charnokita (de la localidad próxima a Madras en la India; granito con microclino e **hipers-teno**, su nombre se debe a Lord Charnock, fundador de Calcuta, cuya tumba (1693) es de charnokita).

chernozem (Ruso = tierra negra)

chonita (Gr.= polvo, toba muy fina)

cerusita (Lat.=plomo blanco).

cian (o) (Gr.= azul, cianuro).

cianita (Gr.= azul).

cianofíceas (Gr.= kuanos = azul, phucos = alga)

cicl (o) (Gr.= círculo)

ciclotema (Gr.= ciclo-depósito).

ciclosilicatos (Gr.= kyklos = círculo o anillo)

cibernética (Gr.= kybernetes = piloto, timonel)

cinemat (o) (Gr.= movimiento [cinemática, cinematógrafo]).

cinerita (Lat.= cinis = ceniza)

cínico (Gr. = kyon = perro)

cis-citer (Lat.= de acá [cisandina, cisplatina]).

circum (Lat.= alrededor [circunferencia]).

cito (Gr.= célula [citología]).

cladogénesis (Gr. clado = rama, genesis = origen)

clástica (Gr.= klastos=quebrado, roto).

clepto (Gr.= robar [cleptómano]).

clivaje (del Neerlandés, klieven = partir)

clorita (Gr.= verde).

cloro (Gr.= verde).

co-com-cor (Lat.= reunión [cooperación, compadre, convecino]).

co-col (Lat.= reunión, cooperación [coadyutor, colección, correlativo]).

colomorfo (Gr.= cola-goma y forma).

coloides (Gr.= kolla = goma).

coluvio (Lat. = colluere = lavar totalmente)

condrodita (Gr.= grano, por aparecer en granos aislados).

coprógeno (Gr.= excremento)

coprolito (Gr.= copros = excremento; litos = roca)

cordillera (Lat.= chorda = cuerda)

corismita (Gr.= separar).

cosm (o) (Gr.= kosmos = orden, mundo).

cráter (Gr.= krater = vaso)

cratón (Gr. = Kratos = fuerte, sólido)

cresto (Gr.= útil [crestomatía]).

crioclastía (Gr.= crio = frío, clastos = roto)

crioconita (Gr.= frío).

crioedafología (Gr.= frío-suelo)

criolita (Gr.= frío, piedra)

cripto (Gr.= escondido [criptocristalino]).

criptozooico (Gr. = cripto = escondido; zoos = vida)

cris (Gr.= oro [crisóstomo]).

crisocola (Gr.= oro y cola).

crystalografía (Gr.= krystallo = hielo; grafo = descripción).

crocoíta (Gr.= azafrán por su color).

crom (o) (Gr.= color [cromita]).

cron (o) (Gr.= tiempo [cronología]).

cuadro-cuatri-cuadru (Lat.= cuatro [cuadrilátero, cuadruplicado, cuatrimotor]).

cuarzo (proviene del alemán antiguo).

cuasi (Lat.= casi [cuasilíquido]).

cuesta (Lat. = Costa = costado, costilla)

cultura (Lat. = colere = cultivar, fomentar)

cuprita (Lat.= cuprum = cobre).

cutan (Lat. = cutis = piel)

D

dacita (deriva de Dacia, antiguo nombre de

- Transilvania, Rumania).
- dáctil** (o) (Gr.= dedo [dactilografía]).
- datolita** (Gr.= dividir, por el carácter granudo de la variedad maciza).
- de** (Lat.= intensidad [deparar]).
- deca** (Gr.= diez [decamerón]).
- deci** (Lat.= diez [decimal]).
- delta** (nombre de la letra griega delta por la semejanza con la forma del depósito aluvial a la salida de un río).
- demo** (Gr.= pueblo [demografía]).
- dendrita** (Gr.= árbol).
- derma** (Gr.= piel [dermatólogo]).
- dermolito** (Gr.= piedra con textura de piel, sinónimo de lava pahoehoe).
- desierto** (egipcio antiguo = deshert = rojo, referido a los suelos del N de Egipto)
- detrítico** (Lat. = detritus, de detere = desgastar frotando, fragmento mineral o lítico desgastado en un medio de sedimentación)
- deutérico** (Gr.= deuterios, segundo en el sentido de número ordinal; modificaciones mineralógicas secundarias en rocas ígneas formada por la acción de fluidos hidrotermales procedentes del mismo magma, con formación de minerales hidroxilados)
- devónico** (nombre propuesto por Sedgwick y Murchison en 1839 para un sistema de la era Primaria. Procede de la localidad de Devon en Inglaterra)
- di** (a) (Gr.= a través de [diagonal], distancia [diorama]).
- diabasa** (Gr.= diabasis, acción de atravesar, creado por Brognart en 1807).
- diaclasa** (Gr.= dia = a través, klasis = ruptura; ruptura de las rocas sin desplazamiento de las partes)
- diadáctica** (Gr.= de lado a lado, dividido en dos partes).
- didact.** (Gr.= enseñar [didáctica]).
- diadisita** (Gr.= penetración a través, según Pomerol y Fouet cuando el ascenso magmático forma vetas que cortan la estratificación de la roca), esquistosas [pliegues ptigmáticos de Sederholm]).
- diagénesis** (Gr.= dia = a través, génesis = formación; procesos físico-químicos que llevan a la litificación de un sedimento).
- diagnosis** (Gr.= acción de reconocer)
- dialéctica** (Gr. = dialektike = arte de conversar)
- diamante** (Gr.= adamas= invencible).
- diamictita** (Gr.= dia=a través, micto = mezcla).
- diáspora** (Gr.= esparcir, debido a que el mineral decrepita al ser calentado).
- diastema** (Gr.= diastema = intervalo; 1)pequeña interrupción en la sedimentación indicada por una superficie netaque separa dos capas, 2) intervalo entre los dientes de diversos animales).
- diastrofismo** (Gr.= diastrophe, distorsión; cualquier fenómeno de deformación de la corteza terrestre)
- dinam** (o) (Gr.= fuerza [dinamometamorfismo])
- diópsido** (Gr.= doble y apariencia, puesto que la zona prisma vertical puede estar, aparentemente orientada en dos direcciones).
- diorita** (Gr.= diorizein = distinguir).
- disfótico** (Gr.= dis = mal-fótico = luz).
- disteno** (Gr.= dis = dos, steno = fuerza; mineral disteno = cianita, según las direcciones posee durezas muy distintas (5 y 7)).
- distrófico** (Gr.= mal nutriente).
- do-dis** (Lat.= separación [difamar, discordancia]).
- dodeca** (Gr.= doce [dodecaedro])
- dolerita** (Gr.= engañoso, a causa de no poder distinguirla megascópicamente de la diorita).
- dolico** (Gr.= largo [dolicocefalo]).
- domo** (Gr.= doma; techo en cúpula).
- doxa** (Gr.= opinión, paradoxa = paradoja = opinión que se aparta de la opinión corriente. Término usado por Platón).
- drumlin** (Gaélico = colina morénica alargada parecida al lomo de una ballena)
- dunitas** (proviene de los montes Dun de Nueva Zelanda, roca ultra básica).
- duripan** (Lat.= durus = duro; pan = batea, cuenca de evaporación)

E

- e-es** (Lat.= separado, fuera de [emanar, excéntrico]).
- eclogita** (Gr.= ekloge = elección).
- ecología** (Gr. = oikos = casa y logo = tratado)
- ectinitas** (Gr.= ekteneia= tensión; ektenes = alargado [roca metamórfica recristalizada generada en ambientes de tensión, sin aporte]).
- ecto** (Gr.= fuera de... [ectoparásito]).

- edafología** (Gr.= edafo = suelo; logía = ciencia).
- edro, edría, édrico** (Gr.= hedra, sufijo, asiento, base. Superficies planas de los cristales)
- egirina** (Dios islandés del mar).
- electrum** (Gr.= elektron = ámbar, oro plateado).
- eluviación** (Lat.= eluere = lavar, zona donde se acumula lo lavado; ver lixiviación)
- embrequitas** (Gr.= embeber o empapar [gneis de ojos de los anti guos autores]).
- en (Gr.= dentro [encéfalo]).
- enalógeno** (Gr.= en dentro; alógeno = extranjero)
- enargita** (Gr.= distinto, en alusión a su clivaje).
- enclave** (Lat. Inclavare = cerrar con llave = xenolito)
- end** (o) (Gr.= en el interior [endomórfico]).
- endógeno** (Gr.= endo = dentro; geno = origen)
- endorreico** (Gr.= endo = en, dentro de; rhein = fluir)
- enstatita** (Gr.= oponente, debido a la naturaleza refractaria).
- enter** (o) (Gr.= intestino [enterología]).
- entomo** (Gr.= insecto [entomología]).
- eo** (Gr.= aurora [eoceno]).
- eoceno** (Gr.= eos = aurora; zainos = reciente; término creado por Ch. Lyell en 1833 para designar al período que marca el amanecer de los tiempos actuales).
- eón** (Gr.= aión = eternidad)
- epi** (Gr.= prefijo inseparable = sobre [epitafio, epitermal, epigénesis]).
- epiclástico** (Gr.= epi = arriba; clasto = romper; clastos formados en el proceso sedimentario)
- epíbole** (Gr.= epibole = invasión; en paleontología zona de abundancia o zona de apogeo de una especie, sin. acmé)
- epibolitas** (Gr.= estrato).
- epidoto** (Gr.= aumento, debido a que la base del prisma vertical tiene un lado más largo que el otro).
- epigénesis** (Gr.= epi = arriba; geneia = nacimiento)
- epilimnio** (Gr.= epi = arriba, limnio = pantano).
- epilófico** (Gr. Epi = arriba, lófico = montaña).
- epeiro** (Gr.= continente [epirogénesis])
- episteme** (Gr.= ciencia).
- epitaxia** (Gr. = epi = encima; taxis = disposición)
- equino** (Gr.= erizo equinodermo)).
- era** (Lat.= aera = duración)
- erg** (Árabe = duna)
- eritrina** (Gr.= rojo).
- erot** (Gr.= amor [erotismo]).
- erosión** (Lat. = erodere = roer)
- eruptivo** (Lat.= salir afuera [erupción]).
- escaf** (a) (Gr.= barco [escafandra])
- escapolita** (Gr.= flecha).
- escato** (Gr.= último [escatología])
- escorodita** (Gr.= ajo, por el olor que desprende al ser calentado).
- esfalerita** (Gr.= traidor).
- esfena** (Gr.= cuña, por el desarrollo característico de lo cristales [esfeno, esfenoides]).
- esfero** (Gr.= globo [esférico, esferulitas]).
- esmectita** (Gr.= esmektikos = que limpia; arcilla; arcillas del grupo de las montmorillonitas)
- esmeril** (del Cabo Emeri en Grecia).
- espélico** (Gr. caverna [espeleología]).
- especie** (Gr.= eldo, Lat. = especies = lo común en una multiplicidad de individuos).
- espodumeno** (Gr.= ceniza coloreada).
- esquialito** (Gr.= skia=sombra, Goodspeed propuso el término para las inclusiones que quedan como vestigio en una roca cristalina).
- esquisto** (Gr.= schizein = dividir).
- esquizo** (Gr.= dividir o hendir [esquizofrenia]).
- estalactita** (Gr.= goteando, que escurre gota a gota).
- estalagmita** (Gr.= estalagma = gota).
- estannina** (Lat.= estaño).
- estat** (Gr.=estable [estático]).
- estaurolita** (Gr.= cruz, por la forma cruciforme de las maclas).
- estereo** (Gr.= sólido [estereoscopia]).
- esteto** (Gr.= pecho [estetoscopio]).
- estereoscopia** (Gr.= stereos = sólido; skopein = mirar)
- estilbita** (Gr.= brillo).
- estilo** (Gr.= punzón [estilo, estilográfica]).
- estilolita** (Gr.= columna de piedra).
- estilpnomelano** (Gr.= estilinos = brillante; melano = negro)
- estoma** (Gr.= boca [estomatología]).
- estratosfera** (Gr.= estrato= estrato; sfera = esfera).
- estromatolito** (Gr. = stroma= manto; lito = roca)

estructura (Gr.= tecto; Lat.= struere = construir)
estuario (Lat.= marea).
ética (Gr.= ethos = hábito, costumbre; es el estudio de lo que es bueno para el hombre según Aristóteles).
etimo (Gr.= origen [etimología]).
etio (Gr.= causa [etiología]).
etn (o) (Gr.= pueblo-raza [etnografía]).
eu (Gr.= bien, bueno, bello, verdadero, cierto)
eufónico (Gr.= eu = bien, photidzein = iluminado)
euédrico (Gr.= eu = bien, hedra = base)
eutaxítico (Gr.= eu = bien; taxo = orden)
eutéctico (Gr. eutekos = funde bien)
eutrófico (Gr. = eutros = alimentos)
eucrita (Gr.= bien distinguible, según Rose 1864, gabro anortosítico con cantidad apreciable de máficos).
eufónico Gr.= eu = bien, fónico = uz).
eufónica (Gr.= de buen aspecto o de buena ley; atribuido a Haüy como sinónimo de gabro saussurítico de grano grueso).
eutrófico (Gr.= eu = bien; trófico = nutriente).
evolución (Lat.= evolvere = desenvolver, desarrollar)
ex (Lat.= que ha dejado [ex ministro]).
exo (Gr.= fuera de [éxodo, exomorfismo]).
exógeno (Gr.= exo = uera; geno = origen)
extra (Lat. extremado, fuera de [extraordinario]).

F

facolito (Gr.= faco = lente [facolito]).
fago (Gr.= comer [fagocito]).
fanero (Gr.= visible [fanerozoico, fanerítica = roca ígnea donde sus componentes minerales se ven a simple vista]).
faring (Gr.= faringe [faringitis]).
fármaco (Gr.= medicamento [farmacia]).
feldespató (del alemán antiguo = cristal de campo).
felsita (alemán = fels = roca, término megascópico con el que se designa rocas riolíticas claras y con pactas).
fenaquita (Gr.= impostor, por confundirse con el cuarzo).
feno (Gr.= aparecer [fenocrystal]).
fenoclastico (Gr.= feno=mostrar; clastos=roto).

fenocristales (Gr.= phainen = mostrar + krystallos = cristal).
fenómeno (Gr. = phainomenon = lo que aparece)
filo (Gr.= amigo, amante [filosofía]).
filón (Gr. = phillon = hoja)
filogenia (Gr. desarrollo de la especie; en oposición a ontog nia que es el desarrollo del individuo).
filosilicato (Gr.= phyllon = lámina u hoja).
filosofía (Gr. Philos = amigo, sophia = sabiduría)
fiordo (Noruego = valle glaciar que desemboca en el mar)
fisi (o) (Gr.= naturaleza [física]).
fito (Gr.= planta [fitología]).
flaser (del alemán = fajas, lenticulos [granitos flaser]).
fleb (Gr.= vena [flebitis-flebitas]).
flebita (Gr.= vena).
flogopita (Gr.= fuego).
fluorita (Lat.= fluere = fluir, debido a que se funde más fácilmente que ciertas piedras preciosas parecidas).
fluvial (Lat. = Fluvius = río o lo referente a río)
flysch (alemán antiguo = facies sedimentaria rítmica de lutitas y grauwacas)
fon (o) (Gr.= sonido-voz [fonolita]).
foide (sustantivo creado por Johannsen para designar abreviada mente a todos los feldespatoides).
fonolita (Gr.= sonido y roca, creado por Klaproth en 1801 par reemplazar el término alemán "Klingstein" = piedra sonora).
fósil (Lat.= fossilis, término que los antiguos aplicaban a tod lo que era desenterrado. En la edad media el término fósil era empleado tanto para un mineral, roca o un fósil propiamente dicho, posteriormente el término quedó restringido a todas las estructuras de organismos existentes anteriores a los tiempos históricos, mayores de 500.000años y que se conservaron en las rocas).
foto (Gr.= luz [fotografía]).
freático (Lat.= pozo).
fren (o) (Gr.= inteligencia [frenología]).
ftanita (Gr.= anticpar).

G

gabro (italianismo, probablemente del Lat.

“Glaber” = terso o liso. Según Montague, en lenguaje montañés es la mejor de todas las piedras de Dios).

galact (Gr. = leche [galactómetro-galaxia])

gam (o) (Gr.= unión [gameto]).

gastero (Gr.= estómago [gastronomía-gastrópodo]).

galacto.= leche [galactómetro-galaxia]).

gastrolito (Gr.= estómago-roca).

geiser (islandés = geysir = fuente intermitente de agua caliente acompañada por vapor)

género (Gr.= genos, Lat. = genus = lo que es común a diversas especies).

geo (Gr.= tierra [geología]).

geoda (Gr.= como la Tierra).

geodesia (Gr.= geo =Tierra, desia = división; ciencia que trata sobre la medición de la Tierra).

geomorfología (Gr. Geo =Tierra, morfo = forma,logía = tratado).

geront (o) (Gr.= viejo [gerontología]).

ginec (o) (Gr.= mujer [ginecología]).

giro (Gr.= círculo [giróscopo]).

gley o glei (Ruso = glei = materia arcillosa)

gliptogénesis (Gr.= glipto = tallado; conjunto de procesos erosivos que actúan sobre la corteza terrestre. Elaboración de un relieve de erosión).

gliptolito (Gr.= glipto = tallar; lito = roca)

glos (Gr.= lengua [glosario-glotología]).

gluc (Gr.= dulce [glucosa]).

gnom (o) (Gr.= sentencia [gnómico]).

gnomon (Gr.= reloj de sol dispuesto horizontalmente).

gonfolita (Gr.= perno).

graf (Gr.= escribir [textura gráfica]).

grafito (**granate** (Lat.= granates = como un grano).

granito (Lat.= granum = grano o semilla).

guano (Quechua = huanu = bosta)

gutolita (Gr.= guto = derramado).

H

hagio (Gr.= santo [hagiografía]).

halista (Gr.= sal, océano).

halita (Gr.= sal).

halmirógeno (Gr.= salino).

halmirólisis (Gr.= disolución por efecto del agua de mar).

hamada (Arabe = hamada = desierto rocoso)

hect (o) Gr.= ciento [hectogramo]).

hecho (Lat. = facere = algo que está ahí, algo irreversible).

helicítica (Gr.= sinuoso, espiral [textura helicítica]).

helio (Gr.= sol [heliófico]).

hemat (o) hematita (Gr.= sangre [hematología-hematita]).

hemi medio [hemisferio-hemimorfismo]).

hapalocrato (G r.= apalo=bueno,suave; crato = dominar).

hepat (o) (Gr.= hígado [hepatología]).

hepta (Gr.= siete [heptágono]).

hermenéutica (Gr. = hermeneutike = arte de la interpretación)

herpolita (Gr.= erpein = deslizar, reptar; deformaciones durante la sedimentación o durante la diagénesis temprana).

hetero (Gr.= otro [heterosexual, heterógeno]).

hexa (Gr.= seis [hexágono]).

hialomelana (Gr.= vidrio negro).

hialomíctica (Gr.= hialo = vidrio, micta = mezclado;según Brogniart, 1813, se refiere a los granitos sin feldespatos igual que el greisen de los sajones).

hidr (o) (Gr.= agua [hidrología]).

hidrólisis (Gr. = hidro = agua; lisis = disolución)

hier (o) (Gr.= sagrado [hierático]).

higro (Gr.= húmedo [higrómetro]).

hip (o) (Gr.= caballo; hippos = debajo [hipódromo-hipotermal]).

hiper (Gr.= exceso-superioridad [hipertensión-hiperfusibles- hipersteno]).

hipersteno (Gr.= mucho y fuerte puesto que es de mayor dureza que la hornblenda).

hipo (Gr.= debajo-inferioridad [hipótesis-hipotensión-hipotermal]).

hipolimnio (Gr.= hipo = debajo,limno = pantano).

hipsográfico (Lat. hypsos = altura y graphia = descripción). Por ejemplo mapa de curvas de nivel. (hipsométrica = curva que une puntos de igual altura = curva de nivel)

hipno (Gr.=sueño [hipnopsis]).

histo (Gr.= tejido [histología]).

holo (Gr.= todo [holoceno]).

holoédrica (Gr.= holo = todo, edros = caras, que posee todos los elementos de simetría).

homeo (Gr.= parecido [homeopatía]).

homogéneo (Gr.= homo = igual y geneo = origen)

hornfels (del alemán = roca de cuerno).

horo (Gr.=hora [horóscopo]).

hoz o foz (Lat. = faucem = se refiere a todo corte, disección o tajo profundo y estrecho. desfiladero).

humus (Lat. = humus = tierra)

I

i-im (Lat.= en, privado de [ilícito-inexacto-irresponsable]).

icnología (Gr.= icno = impresión, logía = tratado. Buckland en 1830 lo usó por primera vez como la rama de la paleontología que estudia los rastros fósiles en sentido amplio).

icnita (Gr.= impresión. Huella, traza fósil deja-da en el suelo por un organismo animal).

icono (Gr.= imágen [iconoclasta]).

icor (Gr.= sangre de los dioses, suero, linfa; tér-mino usado por Homero para indicar el humor blanco que en los dioses ocupaba el lugar de la sangre. Término usado por Sederholm para los fluídos de composición granítica que embeben las migmatitas).

icter (Gr.= amarilléz [ictericia]).

idea (o) (Gr.= idein = ver, aspecto o forma exte-rior [ideograma]).

idio (Gr.= propio [idiomorfismo]).

idocrasa (Gr.= forma y mezcla; debido a que la forma de los cristales parecen corresponder a una combinación de diferentes minerales).

ígneo (Lat.= igneus = fuego).

ignimbrita (Lat.= ignis = fuego; imber = lluvia).

iluviación (Lat. = in = dentro; alluere = lavar, ver lixiviación)

imbricado (Lat. = imbrex = teja)

inducción (Lat. inducere = introducir)

infra (Lat.= debajo de [infrarojo]).

inter (Lat.= en medio de, entre [internacio-nal]).

intra (Lat.= adentro [intragranular]).

inosilicatos (Gr.= inos=músculo; tejido fibro-so; cadena).

isostasia (Gr. iso.= igual; stasia = en equilibrio; término propuesto por Dutton, 1889, para designar el equilibrio gravitatorio que regula las alturas de los continentes de acuerdo con las densidades de las rocas subyacentes).

isohipsa (Lat. = iso = igual, hipsa = altura)

isostasia (Gr.= isos = igual; stasis = inmovilidad).

L

lacolito (Gr.= lakkos = cisterna; lithos = roca).

lahar (Javanés = torrente de barro)

lapilli (Lat.= lapillus = piedra pequeña [lapi-dador-lápida]).

lamprófiros (Gr.= luciente, a causa de la bioti-ta brillante).

laterita (Lat. = later = ladrillo)

laurasia = supercontinente constituido por América del norte (Escudo de Laurentia), Europa y Asia

lava (italiano = inundación).

lepidolita (Gr.= lepidos=escamas).

lapilli (Lat.= lapillus=piedrecita)

lepto (Gr.= delgado [leptometamorfismo])

leuco (Gr.= blanco [leucita-leucocito-leucocrá-tico])

lexic (o) (Gr.= lenguaje [léxico-lexicología]).

lignito (Lat. = lignum = madera)

limnio (Gr.= pantano [limnología]).

limonait (Gr.= prado, alusión a su formación en pantanos).

lit (o) (Gr.= piedra [litología]).

litofisa (Gr.= piedra, burbuja).

lixiviación (sin. eluviación; lavado de las sus-tancias solubles o coloidales de un suelo por aguas de infiltración dando un horizonte lavado o eluvial y otro horizonte de concen-tración o acumulación llamado iluvial)

log (o) Gr.= palabra-ciencia [lógica-logo-monólogo].

lórico (Gr.= montaña).

loess (Alemán = sedimento fino eólico)

lopolitos (Gr.= lopus= hondonada, cuenca).

lutita (Lat. = lutus = fango)

M

macro (Gr.= grande [macroscópico]).

magma (Gr.= pasta).

mapa (Lat. Medieval = servilleta, pedazo de tela [mappa mundi]). Los geógrafos y nave-gantes de la edad media solían dibujar los mapas en un trozo de tela.

mar (hebreo antiguo = mar, cualquier exten-sión de agua de cierta importancia)

margarita (Gr.= perla).

mega (lo) (Gr.= grande [megáfono]).

mel (o) (Gr.= canto-música [melodía]).

meláfiro (Gr.= mela=oscuro, firo= erróneo;

término de Brognart, 1813).

melan (o) (Gr.= negro [melanocrático]).

meso (Gr.= medio [mesotermal]).

met (a) (Gr.= más allá, cambio [metamorfismo-metafísica]).

metabolita (Gr.= arrojar más allá).

metafísica (Gr. = meta = después; después de la física)

metamorfismo (Gr.= meta=cambio, morfos=forma).

metarrosis (Gr.= meta=detrás, después; rrosis=unión, disposición).

meteor Gr.= elevado, en el aire [meteorito]).

método (Gr. = camino más corto)

metr (o) (Gr.= medida [metro-metrónomo]).

miarolítica (textura) (italiano= de miarolo, nombre local de una variedad de granito italiano).

mica (probablemente proviene del Lat.=mica-re=brillar).

micr (o) (Gr.= pequeño (micrón-microscopio).

microclino (Gr.= pequeño e inclinado).

miel (o) (Gr.= médula [mielitis]).

migma (Gr.= mezcla [migmatita]).

milonita (Gr.= myle=molino).

mimetita (Gr.= imitador).

mio (Gr.= músculo [miocardio]).

mioceno (Gr.= meion=menos, kainos=reciente).

miri (a) (Gr.=diez mil [miriada]).

mit (o) (Gr.= fábula-leyenda [mitología]).

mnemo (Gr.=memoria [mnemotécnica]).

molibdenita (Gr.= plomo).

molico (Lat. = mollis = blando)

mon (o) (Gr.= único [monograpus-monotrópico]).

monacita (Gr.= estar solitario).

moniliforme (Lat.= monil = collar. Término de Barrois para referirse a ciertos filones graníticos).

monzonita (de Monzoni, Tirol).

moral (Lat. = mores = costumbres)

morfo (Gr.= forma [morfología]).

moscovita (de Moscú).

multi (Lat.= numeroso [multiforme]).

N

nau (Gr.= nave [nautico-náuseas-náutilus]).

natrolita (Lat.= natrium=sodio).

necro (Gr.= muerto [necrología]).

necton (Lat.= natate = nadar, seres nadadores).

nefelina (Gr.=nube).

nefro (Gr.= riñón [nefritis]).

nematoblasto (Gr.= nematos=hilo, blastos=germinar).

neo (Gr.= nuevo [neógeno]).

nerítico (Gr.= cierto gastrópodo).

nesosilicatos (Gr.= neso = isla).

nevé (Fran. = neve = neviza)

neumo (Gr.= pulmón [neumonía]).

neuro (Gr.= nervio [neurología]).

nihilismo (Lat. = nihil = nada)

noso (Gr.= enfermedad [nosocomio]).

O

octa (o) (Lat.= ocho [octaedro]).

ocre (Gr.= amarillo pálido).

odont (Gr.= diente [odontólogo])

ofítica [textura] (Rocas ofíticas como doleritas, ofitas, diabasas, variolitas. Deriva su nombre por el aspecto de piel de ofidio que presentan estas rocas por efecto de la alteración de los piroxenos).

oftalmo (Gr.= ojos [oftalmología]).

oikos (Gr.= lugar para vivir u hogar).

oligo (Gr.= poco [oligomítico]).

oligoceno (Gr.= oligo=poco; zainos = reciente).

oligomítico (Gr.= poco mezclado).

olistolito (Gr.= olisto = deslizarse; lito = roca)

olistostroma (Gr.= olisto = deslizarse; stroma = capa)

oncogenia (Gr.= onco = individuo, bulto; genia = desarrollo; desarrollo del individuo. op.= filogenia = desarrollo de la especie).

oncolito (Gr.= onco = bulto, lito = roca)

onir (o) (Gr.= sueño [onírico]).

omni (Lat.= todo [omnívoro-omnipresente]).

onix (Gr.= uña).

onoma (Gr.= nombre [onomatopeya-onomástico]).

onto (Gr.= ser [ontología]).

oolita (Gr.= huevo de piedra).

ópalo (Sánscrito = upala = gema o piedra preciosa).

optálico (Gr.= optaleos=horneado como ladrillo [metamorfismo óptico]).

orden (Lat. = ordo; Gr. = kosmos)

oro (Gr.= montaña [orografía-orógeno-orogénesis]).

ornito (Gr.= pájaro [ornitología]).

oropimento (Lat.= auripigmentum = pintura dorada).

orto (Gr.= recto [ortogonal]).
ortoclasa (ortosa) (Gr.= orto = recto o en ángulo recto; clasa = hendir).
ortoqueme (Gr. = orto = verdadero; Ingl.= queme = chemical, químico)
oste (o) (Gr.= hueso [osteología]).
ot (o) (Gr.= oído [otitis]).
oxi (Gr.= ácido [oxígeno]).
ozoquerita (Gr.= ozo = oler; querita = cera).

P

palagonita (de Palagonia , Sicilia)
paleo (Gr.= antiguo [paleontología]).
palí (m) (Gr.= de nuevo [palimpsesto = manuscrito parcialmente borrado utilizado para escritura posterior. Palingénesis, se refiere a la regeneración de granitos por anatexis]).
palingénesis (Gr.= palin = otra vez; génesis = origen).
pan (Gr.= todo [panideomorfo]).
pangea (Gr.= pan = todo; gea = tierra)
paquí (Gr.= espeso [paquidermo]).
para (Gr.= 1º junto a [paralelo], 2º contra [paradoja]).
paradoja (Gr. = contrario a la opinión común).
parálico (Gr.= junto al mar).
pato (Gr.= enfermedad [patología]).
pectolita (Gr.= compacto, por su hábito).
ped (Gr.= niño [pediatría]).
pedión (Gr.= plano, cara).
pedología (Gr.= pedo = suelo; estudio del suelo).
pegmatitas (Gr.= pegma = esqueleto o bastidor, aludiendo al cuarzo y feldespatos trabados).
pelágico (Gr.= pelagos = alta mar [animales y vegetales que viven nadando]).
pelita (Gr.= limo-fango).
pen (Lat.= casi [penúltimo-peneplanicie]).
península (Lat. = peni = casi e ínsula = isla)
pena (Gr.= cinco [pentágono]).
peri (Gr.= alrededor [perímetro-periglaciáripedesértico]).
perthita (de la localidad Perth, Ontario, Canadá).
petro (Gr.= petra = piedra)
petrogénesis (Lat. = petra = roca, génesis = origen)
petrografía (Lat. Petra = roca, grafía = descripción)

philosophia (Gr.= philo = amor; sophia = conocimiento o sabiduría).
pingo (Esquimal = protuberancias en suelos congelados)
pir (o) (Gr.= fuego [pirita]).
pirargirita (Gr.= fuego y plata).
pirita (Gr.= fuego).
piroclastita (Gr.= pyro = fuego; klastos = roto, quebrado).
pirofilita (Gr.= fuego y hoja, pues se exfolia al calentarse).
pirolusita (Gr.= piro = fuego; lucita = lavar; pues se utiliza para lavar el color del fierro del vidrio por su carácter oxidante).
piromérito (Gr.= fuego, parte).
piromorfita (Gr.= fuego y forma).
piropo (Gr.= fuego).
piroxeno (Gr.= extraño al fuego, nombre equivoco pues se pensó que no aparecía en rocas ígneas).
pirrotina (Gr.= rojizo).
pisolita (Gr.= arbeja).
pitec (Gr.= mono [pitecantropo]).
plagioclasa (Gr.= oblicuo).
plancton (Gr.= plagktos = errante [seres que flotan sin nadar, zooplancton y fitoplancton]).
plataforma (Franc. = plate = llano, forme = forma)
plast (Gr.= formar [plástico]).
pleur (Gr.= costado [pleura]).
plintita (Gr. = plinto = ladrillo)
plioceno (Gr.= pleion = más; kainos = reciente).
pluto (Gr.= rico).
pod (o) (Gr.= pié [podología]).
podsol (Ruso = pod = similar a ; zola = ceniza)
poiquilítica (Gr.=poikilos = variado).
poli (Gr.= mucho [poliedro]).
polihalita (Gr.= mucha sal).
polimíctico (Gr.= mucho, mezclado).
pórfiro (Gr.= púrpura. Plinio II ya lo usaba para rocas púrpuras moteadas de blanco. Otra, término que proviene de una roca egipcia usada como ornamental y en construcciones en tiempos muy antiguos y que contiene cristales grandes en una matriz de grano fino y de color rojizo).
pos (t) (Lat.= después [posterior-postdiluviario]).
postulado (Lat. = postulare = pedir, reclamar)
pragmatismo (Gr. = pragma = acción)
pre (Lat.= delante de [precámbrico]).

pro (Gr.= delante [prólogo]).
pro (Lat.= por, en vez de [pronombre]).
proto (Gr.= primero [protosaurio]).
protero (Gr.= anterior, primero [proterozoico]).
protógino (Gr.= proto=primero; gino=nacer; se refiere a una variedad especial de granito gnéisico de los Alpes (Jurine,1806)).
psamita (Gr.= arena).
pséfita (Gr.= guijarro).
psic (o) (Gr.= alma [psiquis]).
psilomelano (Gr.= fino y negro).
ptero (Gr.= ala [pterodáctilo]).
ptigmático (Gr.= materia plegada [pliegues ptigmáticos]).
pycnostroma (Gr.= pycno = denso; stroma = depósito)
pyrogenesis (Gr = pyro = fuego; término propuesto por R.A Sonder, 1956; se refiere a la génesis de las intrusiones y efusiones magmáticas).

Q

quelación (Gr. = quela = garra)
querargirita (Gr.= cuerno y planta).
querógeno (Gr.= Quero = cera; geno = generado)
quertófiros (Gr.= cuerno, por el aspecto córneo de la roca).
quingu (Lat. = cinco [quingüésimo]).
quiro (Gr.= mano [quirófano]).
quiróptero (Gr. quiro=mano, ptero = alas; murciélagos)

R

radio (Lat.= rayo [radiología]).
rambla (Árabe = ramla = arenal)
rapakiwi (del finés = roca alterada según Tilas, 1735. Es un granito muscovítico anfibólico con orbículas de ortosa).
re (Lat.= repetición [recobrar]).
reg (Árabe = en el Sahara, superficie desierta cubierta por cantos facetados eólicos)
regolito (Gr.= rego = manto).
rhegmagenesis (Gr.= rhegma = fisura, fractura; término propuesto por R.A.Sonder, 1947, para referirse a las fallas generadas por tensiones en la corteza terrestre).

retinita (Gr.= resina).
retro (Lat.= atrás, hacia atrás [retroceder]).
rexistasia (Gr. = rhexis = romper, stasis = estabilidad [ruptura del equilibrio por causas climáticas, tectónicas o antrópicas] opuesto: biostasia = estabilidad morfológica mientras la roca va siendo alterada)
riolita (Gr.= torrente de lava, torrente, río. Término usado por Richtofen en 1860).
rino (Gr.= nariz [rinoceronte-rinitis]).
rizo (Gr.= raíz [rizoma]).
rodocrosita (Gr.= rosa y color).
rodonita (Gr.= rosa).
rutilo (Lat.= rutilus = rojo).

S

saber (Gr. = episteme; Lat. = scientia)
sábulo (Lat.= sabulus=arena)
sacar (o) (Gr.= azúcar [sacarosa]).
saprócrato (Gr.= sapro=podrido; crato=dominar).
sapropel (Gr.= sapro = podrido; pel = pelita)
sarco (Gr.= carne [sarcófago]).
satis (Lat.= bastante [satisfecho]).
sedimento (Lat. = sedimentum = asentamiento).
sema (Gr.= señal-significación [semántica-semáforo]).
seif (Arabe = forma de espada)
serir (Arabe del Sahara libanés = serir = seco)
seudo (Gr.= falso [seudópodo]).
si (m),(n) (Gr.= con [simpatía, sinónimo-sinogénico]).
siderita (Gr.= hierro).
sienita (de syene = egipto).
sisá (Lat.= sisa = cortada; corte oblicuo o al sesgo. Sisamiento = shearing; sisa = shear).
skialitos (Gr.= sombra; son estructuras relictonebulíticas en masas plutónicas).
sobr (Lat.= sobre [sobresalto]).
soliflucción (Lat.= solum = suelo; fluir = fluir).
somat (o) (Gr.= cuerpo [somática-metasomatismo]).
sorosilicatos (Gr.= soror = hermana-grupo).
spillita (Gr.= mancha; según Brognart 1827, es sinónimo de variolita. Hoy en día se utiliza el termino para basaltos albitizados).
sub (Lat.= bajo [subterráneo]).
super-supra (Lat.= sobre [superestructura]).
stock (ingles = tronco).

T

tafonomía (Gr.= taphos = enterrar; nomos = ley) Estudia todos los fenómenos que le ocurren a un organismo desde que muere hasta que es enterrado y fosilizado.

taphrogenesis (Gr.= taphos = fosa, término creado por E. Krenkel, 1956, referido a la formación de horst, graben, fallas escalonadas, etc).

tanatocenos (Gr.= tanatos = muerte; cenosis = común).

taquí (Gr.= rápido [taquímetro, taquicardia]).

taquilitas (Gr.= taquí = rápido; lisis = soluble; que se funde fácilmente).

taxi (Gr.= tasa [taxímetro]).

taxonomía (Gr.= taxis = ordenamiento; nomos = ley).

tecnó (Gr.= arte [tecnología]).

tectogénesis (Gr. = tekton = estructura, génesis = origen)

tectosilicato (Gr.= tekton = esqueleto-armazón-estructura).

tefra (Gr.= cenizas).

tele (Gr.= lejos [televisión-telescópico]).

teo (Gr.=Dios [teología]).

terapeut (Gr.= que cura [terapeuta]).

term (o) (Gr.= calor [térmica]).

terráqueo (Lat. = terra = tierra, aqua = agua [representación de la esfera terrestre = globo terráqueo])

tetra (Gr.= cuatro [tetragonal]).

theralitas (Gr.= thera = monstruo, litos = roca).

toba (italiano = tufo = piedra arenosa blanda).

toco (Gr.= parto [tocología]).

tolólisis (Gr.= un edificio circular).

tonalita (deriva de los Alpes del Tonale en el Tirol).

top (o) Gr.= lugar [topografía]).

toponimia (Gr. = topo = lugar, onimia = nombre)

tóxico (Gr.= veneno [toxicología]).

tradicón (Lat. = traditio = transmisión, relato)

trans-tra (Lat.= más allá [transatlántico])

trapps (término de origen sueco, que significa gradas o escalón, el término del sueco antiguo era "trappar" y se refiere a los grandes derrames basálticos).

tremalito (Gr. = trema = agujero)

tri (Lat.= tres [tricono]).

tropismo (Gr.= dirigirse a [isotropía-fototropismo-hidrotropismo]).

pismo-hidrotropismo]).

tropopausa (Gr.= tropo=cambio; pausa=final; es la capa que está por encima de la estratosfera y en ella no se verifican cambios de temperatura).

troposfera (Gr.= tropo = cambio; sfera = esfera; es la capa atmosférica donde se desarrollan todas las turbulencias, tormentas y nubes. Posee un espesor de 8 km en los polos y de 16 km en el ecuador. Significa esfera de cambio. Por encima se desarrolla la estratosfera).

U

uadi, uad (Arabe = guad- guadi = valle)

ulter (Lat.= más allá [ultramar-ulterior]).

uni (Lat.= uno [uniforme]).

unívoco (Lat.= unum = uno y vocare = llamar)

urano (Gr.= cielo [uranometría]).

utopía (Gr. = ou-topos = ninguna región, ninguna)

V

vi (z)-vice (Lat.= en vez de [virrey-vizconde-vicecónsul]).

vitrinta (Lat. = vitrium = vidrio)

X

xeno (Gr.= extranjero, extraño [xenolito-xenocristal-xenomorfo]).

xero (Gr.= seco [xerofitas]).

xilo (Gr.= madera [xilografía])

Y

Ylem (Gr. = sustancia primordial)

yuxta (Lat.= junto a [yuxtaponer]).

Z

zoo (Gr.= animal [zoología]).

B. PREFIJOS DE ORIGEN GRIEGO

prefijo/ significado/ ejemplo

a-,an privación afonía, analfabeto
 ana- a la inversa anacronismo, anagrama
 anti- oposición antibiótico, antiguas
 apo- lejos de aponeurosis;apóstrofe
 archi-,arqui- preeminencia archiduque;arqui-
 tecto
 arz- superioridad arzobispo
 cata- hacia abajo cataclismo
 di- dos diptongo
 di(a) entre diafragma;diálogo
 dis- con dificultad disfónico
 ecto- externo ectoplasma
 en- dentro encerrar
 end(o) dentro endomorfismo
 epi sobre epidemia; epígrafe
 eu- bien euforia;eufemismo
 exo- fuera de exometamorfismo
 hemi- medio hemiplejía,hemisferio
 hiper- exceso hipermetropía
 hipó- inferioridad hipotérmico
 met(a) más allá, cambio metamorfismo
 pali(m) otra vez palinséptico
 para- contra,junto a paradoja,paramorfismo
 peri- alrededor periferia, periscopio
 pro- delante procesión,pronombre
 sí(m),(n) con simetría, sinóptico

C. TÉRMINOS GRIEGOS EMPLEADOS COMO PREFIJOS O QUE FORMAN PARTE DE VOCABLOS ESPAÑOLES

prefijos/ significado/ ejemplos

acant(o) espina acantáceas
 acro- alto acrópolis;acróbata
 actin(o) rayo de luz actinio
 aden(o)- glándula adenoides
 aero- aire aeronave
 agro- campo agropecuario
 al(o) otro aloquímico
 andro- varón androceo
 anemo- viento anemómetro
 anfi- ambos,alrededor anfibio,anfiteatro
 ant(o) flor antera;antología
 antra(c) carbón antracita
 antropo- hombre antropología
 aristo- mejor aristocracia

aritm-(o) número aritmética
 arqueo- arqueología
 arteri(o)- arteria arteriosclerosis
 artr(o) articulación artrópodo
 aster(o) estrella asteroide
 astr(o) estrella astronomía
 atmo- vapor atmósfera
 auto- uno mismo automóvil, autómata
 bar(o) peso barógrafo;barítono
 bati- profundidad batial
 bibli(o) Biblia
 bio- vida biología
 bleno- mucosidad blenorragia
 bradi- lento bradicardia
 braqui- corto braquianticlinal
 brom (o) hedor bromoformo
 bronc(o) tráquea bronconeumonía
 butir(o)- manteca butiroso
 caco-çaq- malo caquexia
 calco- cobre-bronce calcografía, calcopirita
 cali- hermoso calígrafo
 cardi (o)- corazón cardiología
 cefal (o)- cabeza cefalópodo
 cenó- vacío cenotatio
 cen(o)- común cenestesia
 cian(o)- azul cianosis
 cicl(o) círculo ciclo
 cinemat (o)- movimiento cinemática
 cito- célula citología
 clepto- robar cleptomanía
 clor(o)- verde cloro
 cosm(o) mundo cosmos
 crio- frío crioscopia
 cript(o)- escondido criptocristalino
 cris (o)- oro crisolito;crisantemo
 cristal (o) cristal cristalografía
 crom (o) color cromatografía
 cron (o)- tiempo cronómetro
 dactil (o)- dedo dactilar
 deca- diez decámetro
 dem(o)- pueblo demócrata
 derm(o)- piel dérmico
 dico- en dos partes dicotomía
 dinam(o) fuerza dinámica
 dodeca- doce dodecaedro
 dolico- largo dolicocefalia
 enter(o) intestino enterología
 entomo- insecto entomología
 eo- aurora eocuartario
 equino- erizo equinodermo
 erot- amor erotismo
 escaf(o)- barco batiscafo

escato-	último escatología	icono-	imagen iconoclasta
esfeno-	cuña esfenoides	icter	amarillez ictericia
esfer(o)	globo esferulita	ide(o)	idea ideología
esquizo-	hendir esquisto	idio	especial idiomorfismo;idiotismo
estat-	estable estático	iso-	igual isoorientación
estereo-	sólido estereoscópio	kilo-	mil kilogramo
esteto-	pecho estetoscopio	leuc(o)	blanco leucocrático
estil(o)-	punzón estilolita;estilete	léxico-	lenguaje lexicografía
estoma-	boca estómago	lit(o)-	roca litogénesis
etio-	causa etiología	log(o)-	palabra, ciencia logarítmico
etn(o)-	raza etnografía	macro-	grande macrocristales
fago-	comer fagocitar	mega(lo)-	grande megacristal
fanero-	manifiesto fanerozoico	melan(o)	oscuro, negro melanocrático
feno-	aparecer fenocrystal	mel(o)	música melodía
fil(o)-	amido filosofía	meso-	medio mesotermal
filo-	hoja filosilicatos	meteor(o)	elevado en el aire meteorito
fis(io)-	naturaleza física	metr(o)-	medida metro
fito-	vegetal fitología	micr(o)-	pequeño microcristal
fleb-	vena flebitis	miel(o)	médula mielitis
fon(o)-	sonido fonolita	mio-	músculo miocardio
foto-	luz fotólisis	miri(a)-	diez mil miriada; miriápodo
fren(o)	inteligencia frenopatía	mis(o)-	odiar misógino, misántropo
galact-	leche galaxia	mit(o)-	leyenda mítomano, mítico
gam(o)-	unión gameto	mnemo-	memoria mnemotécnico
gastero-	vientre gasterópodo	mon(o)-	único monoclinal
gen-	género genealogía	morfo-	forma morfología
geo-	tierra geología	nau-	nave náutica
geront(o)	viejo gerontocracia	necro-	muerto necrópolis
ginec(o)	mujer ginecología	nefr(o)-	riñón nefrología
gir(o)	círculo girasol	neo-	nuevo neógeno
glos-	lengua glossópterus;glosa	neumat-	aire neumático
gluc-	dulce glucosa	neumo-	pulmón neumonía
glicer(o)-	dulce glicerina	neur(o)	nervio neurología
gonio	ángulo goniómetro	noso-	enfermedad nosocomio
graf(o)-	escribir grafología	octa-,octo-	ocho octógono
hect(o)-	ciento hectogramo	odont(o)	diente odontología
helio-	sol heliógrafo	oftalm(o)-	ojos oftalmología
hemat(o)-	sangre hematología	olig(o)	poco oligoelemento
hemo-	sangre hemorragia	onir(o)-	sueño onírico
hepat-	hígado hepático	onoma-	nombre onomástica
hepta-	siete heptágono	onto-	ser ontología
hetero-	otro heterogeneidad	ornito-	pájaro ornitología
hexa-	seis hexágono	oro-	montaña orografía
hidr(o)-	agua hidrología	orto-	recto ortografía
hier(o)	sagrado hierofanta	oste(o)	hueso osteología
hipno-	sueño hipnosis	ot(o)-	oído otitis
hip(o)-	caballo hipocampo	oxi-	ácido (oxígeno) oxígeno
histo-	tejido histología	paleo-	antiguo paleontología
holo-	todo holocausto;holografía	pan-	todo panallotriomorfo
homeo-	parecido homeopatía	pant(o)-	panteón,pantógrafo
hom(o)-	homogéneo	paqui-	espeso paquidermo
horo-	hora horóscopo;hora	pato-	enfermedad patología

ped- niño pediatría
 penta- cinco pentágono
 pir(o) fuego pirotecnia
 pitec- mono pitecantropo
 plast- formar plástica
 pleur- costado pleuresía
 pluto- rico plutocracia
 pod(o) pie podología
 poli- mucho polígono
 proto- primero protocordillera
 psic- alma psicología
 ptero- ala pterópodo
 quiro- mano quirófano
 cir- cirugía
 rin(o) nariz rinitis
 rizo- raíz rizópodo
 sacar- azúcar sacárido
 sarco- carne sarcófago
 sema- señal semáforo; semántica, significación
 pseudo- falso pseudofósil
 sider(o) hierro siderurgia
 somat(o) cuerpo somatología
 taqui- veloz taquigrafía
 tauro- toro tauromaquia
 tauto- lo mismo tautología
 taxi- tasa taxímetro
 tecn(o) arte tecnología
 tele- lejos telemetría
 teo- dios teólogo
 terapeut- que cura terapeuta
 term(o) calor término
 tetra- cuatro tetragono
 toco- parto tocólogo
 top(o) lugar topografía
 tóxico veneno toxicología
 urano- cielo uranografía
 xeno- extranjero xenomorfo
 xero- seco xerófila
 xilo- madera xilografía
 zoo- animal zoológico

D. PREFIJOS DE ORIGEN LATINO

prefijos/significado/ejemplos

a-,ad- proximidad adyacente;abordar
 ab-,abs- separación abdicar, abstenerse - privación
 ante- delante anteayer
 bis-, bi- dos veces birrefringencia
 biz- bizcocho

circum- alrededor circumpacífico
 cis-, citer- de acá cisandino
 co- unión coautor
 con-, com- asociación compenetración
 cuadr(i) cuatro cuadrícula
 cuadru- cuadruplicar
 cuasi- casi cuasicristal
 de-, des- negación deshacer
 deci- diez decilitro
 di-, dis- separación difamación, disculpa
 e-,es- separación, fuera de emanación; escoger
 ex- fuera de exportar, cesación de cargo, expresidente
 extra- fuera de extraterritorial
 i-, im- privación ilegible, imprecendente
 in-, ir- incierto, irracional
 infra- inferioridad infrasaturado
 inter- entre intercalar; interceder
 intra- dentro intraplaca
 multi- mucho, numeroso multitud
 omni- todo omnívoro
 pen- casi penesalino
 pos(t)- después postdeposicional
 pre- delante de preceder
 pro- en vez de pronombre
 quinqu- cinco quinquagésimo
 radi (o) rayo radimetría
 re- repetición reconstruir, recargar, rechazar,
 retro- hacia atrás retroceso; retrógrado
 satis- bastante satisfacer
 sobre- superioridad sobrecorrimiento
 sub- bajo subterráneo
 super-,supra- sobre supersónico; supranacional
 trans-, tras- más allá transferir, transparente,
 tri- tres trigonal
 ulter- más allá ulterior
 ultra- ultrarápido
 uni- uno unipersonal
 vi(z)-, vice- en vez de vicepresidente
 yuxta- junto a yuxtaposición

E. ALGUNAS LOCUCIONES LATINAS Y EXTRANJERAS DE USO FRECUENTE EN NUESTRO IDIOMA

A

ad hoc: Lat. A esto, para esto. Hacer una cosa **ad hoc** es como decir a propósito, expresamente.

ad honorem: Lat. = para dar honor. Un título ad honorem es honorario o sea el que lo disfruta nada cobra.

ad libitum: Lat.= a voluntad.

ad litteram: Lat.= a la letra. Citar los autores a la letra o **litteram** es reproducir literalmente el párrafo o frase que se cita.

ad referendum: Lat. =para un ulterior examen. Se trata de una fórmula diplomática. Una proposición que se acepta **ad referendum** es como decir bajo condiciones.

alias: Lat.= de otro modo. Se emplea indicando un seudónimo o mote. En forma abreviada se escribe (a).

alter ego: Lat.= otro yo. Amigo de confianza, o auxiliar insuperable en una empresa.

ante meridiem: Lat.=antes del mediodía.

a posteriori: Lat.= de lo posterior. Cuando de lo que ha ocurrido se infiere las causas y motivos de un hecho determinado.

a priori: Lat.= de antemano, de lo anterior. Aplícase a las proposiciones que se establecen sin fundamento sólido en la experiencia.

aut Caesar, aut nihil: Lat. o César o nada. Dícese que César Borgia escogió esta divisa, que puede aplicarse a todos los hombres de ambición desmedida.

B

bona fide: Lat.= buena fé. Puede uno equivocarse de buena fe o de **bona fide**.

C

casus belli; Lat.= caso de guerra. Es el caso que se presenta en las relaciones entre dos países y que motiva el rompimiento de las hostilidades.

cogito, ergo sum (Lat. = pienso, luego existo)
comme il faut: Francés= Como es necesario. Se aplica a una mujer o a un hombre de mérito; una mujer **comme il faut** es que tiene muchas virtudes y talento.

consummátum est: Lat.= todo está consumado. Últimas palabras de Jesucristo en la cruz. Se dice a propósito de una catástrofe y de la muerte.

córam pópulo: Lat.= en público. Hablar **córam pópulo** es hablar en alta voz y con valentía.

currente cálamo Lat.= al correr de la pluma.

Escribir **currente cálamo** es escribir muy de prisa y sin meditar lo que se escribe.

CH

Chi lo sa?: Ital.= quién lo sabe?

Chi va piano, va sano: quién va despacio, va seguro.

Chi va piano, va lontano: quién va despacio, va lejos.

D

de facto: Lat.= de hecho. Una cosa puede existir de hecho pero, a veces, no de derecho o de **jure**.

delenda est Carthago: Lat.=hay que destruir a Cartago. Se emplea para designar la tenacidad del enemigo que lucha hasta conseguir la destrucción del adversario. Con estas palabras terminaba sus discursos Catón, el Antiguo.

de plano: Lat.= sin dificultad. Empleada en el lenguaje forense:quiere decir inmediatamente, sin formalidades. Cominmente se dice **de plano** indicando facilidad para hacer tal o cual cosa.

de visu: Lat.= por haberlo visto. Lo que se conoce **de visu** esto es, por haberlo visto.

divide ut regnes:Lat.= divide para reinar. Siembra la discordia entre los fuertes y lograrás dominar. Máxima política de Maquiavelo.

dixi:Lat.= he dicho. Para terminar un discurso.
dolce far niente: Ital.= dicho del pueblo de Nápoles, es dulce no hacer nada.

Dura lex, sed lex: Lat.= la ley es dura, pero es la ley.

E

editio prínceps: Lat.= primera edición.

eisen und blut: Alem.= hierro y sangre. Famosa frase de Bismarck, el gran político, a quién se llamó el Cansiller de hierro.

entente cordiale: Fran.= armonía cordial. Buenas relaciones entre dos países.

errare humánum est: Lat.= es propio del hom-

bre equivocarse. Se usa para atenuar un error propio.
 est modus in rebus: Lat.= indica que en todo debe procederse siempre con decorosa medida.
 eureka: Gr.= ¡he encontrado!. Arquímedes exclamó **eureka** al descubrir en el baño la ley del peso específico.
 ex o ab abrupto: Lat.= con brusquedad. Hablar en público bruscamente, sin previa preparación en lo que va a decirse.
 ex cátedra: Lat.= es hablar **ex cátedra** es hablar en tono doctoral. que no admite réplicas ni distinciones.
 excelsior: Lat.= más alto. Se emplea para expresar la aspiración a lo muy elevado y noble.
 ex officio: Lat.= Lat.= oficialmente. Por designación oficial de los poderes públicos.
 ex professo: Lat.= de propósito. Hablar de una cosa **ex professo**.
 extra muros: Lat.= fuera de las murallas, Afuera de una circuns tancia.

F

facta non verba: Lat.= Hechos, no palabras. Indica que las palabras son inútiles cuando no van seguida de los hechos.
 far niente: Ital.= no hacer nada.
 for ever: Ingl.= por siempre.

G

gloria victis: Lat.= gloria a los vencidos.
 grosso modo: Lat.= de un modo grosero. Se usa en sentido de **en general**.

H

hábeas corpus: Lat.= que tenga el cuerpo (se sobreentiende que para ser presentado ante el tribunal.
 handicap: Ingl.= en el deporte, uno de los competidores o equipo se somete a condiciones especiales.
 hic et nunc: Lat.= aquí y ahora. Enseguida, inmediatamente.
 hic jácet: Lat.= aquí yace.
 high life: Ingl.= gran vida, vida elegante.

I

ibidem: Lat.= en el mismo lugar o en el mismo caso.
 idem: Lat.= lo mismo.
 id est: Lat.= esto es. Se escribe casi siempre abreviada: **i.e.**
 in abstracto: Lat.= en abstracto.
 in ánima vili: Lat.= en un ser vil. Locución empleada, en los experimentos científicos hechos con animales (ensayo de un veneno o medicamento peligros **in ánima vili**.
 in artículo mortis: Lat.= en el artículo de la muerte. Confesar se, hacer testamento **in artículo mortis**. También se dice **in extremis**.
 in extenso: Lat.= por entero. Tratar todos los temas de un asunto determinado.
 in extremis: Lat.= en último momento. Hacer testamento "**in extremis**".
 in fine: Lat.= al fin. Al final de un párrafo, de un capítulo. Dícese, por ejemplo: **Esta disposición se encuentra en tal o cual artículo del Código, in fine**.
 in memóriam: Lat.= en memoria. En conmemoración.
 in pectore: Lat.= en el pecho. Significa para sus adentros, aplicándose al pensar.
 in promptu: Lat.= de pronto.. De repente, de improviso, en el momento. Se emplea en música.
 in rérum natura: Lat.= en la naturaleza de las cosas. Una hipó tesis científica que no se comprueba **in rérum natura** no tiene valor.
 in situ: Lat.= en el mismo sitio. Los diamantes fueron hallados **in situ**, en la misma roca donde se formaron.
 inter nos: Lat.= entre nosotros.
 inter se: Lat.= entre ellos.
 ipso facto: Lat.= por el mismo hecho.

J

jure et facto: Lat.= de derecho y de hecho.

L

lapsus cáлами (Lat.= error escapado al correr de la pluma. Se aplica en el mismo sentido que **lapsus linguae** pero refiriéndose a errores escritos.

lasciate ogni speranza, voi che'intrate: Ital.= dejad toda esperanza vosotros que entráis. De la Divina Comedia del Dante, está colocada en la puerta de los infiernos.
 liberum arbitrium (del Lat. = libre albedrio = libertad de elección)

M

magister dixit: Lat.= lo dijo el maestro.
 mágnum opus: Lat.= obra magna.
 mare mágnum: Lat.=mar grande. En sentido familiar significa abundancia de una cosa, y también, abundancia y desorden.
 mens sana in córpore sano: Lat.= mente sana en cuerpo sano. La salud del cuerpo, como lo expresa Juvenal, es condición importante para la salud del espíritu.
 mise en scène: Franc.= disposición del escenario. Decorado, menaje; vestuario de los comediantes, etc., cuando significa aparato escénico.
 modus vivendi: Lat.= modo de vivir.
 motu proprio: Lat.= por propio impulso. Obrar por propio impulso.
 mutatis mutandis: Lat.= cambiando lo que hay que cambiar. Hechos los cambios necesarios.

N

natura non facit saltus: Lat.= la naturaleza no da saltos. Aforismo del filósofo Leibniz. Quiere decir que la naturaleza no crea especies ni géneros absolutamente distintos; existe siempre entre ellos algo intermedio que sirve de lazo de unión.
 necessitas caret lege: Lat.= la necesidad carece de ley. Lo que hacemos a impulsos de una necesidad imprescindible no se nos puede imputar.
 Nec plus ultra: Lat.=no más allá. Dícese también **non plus ultra**, y significa un límite.
 nil novi sub sole: Lat. nada nuevo bajo el Sol. Palabras de Salomón en el Eclesiastés.
 non bis in ídem: Lat.= no dos veces por la misma cosa. Axioma de jurisprudencia, en virtud del cual no puede uno ser juzgado dos veces por el mismo delito.
 nosce te ípsium: Lat. conócete a ti mismo.

Traducción latina de la inscripción griega que figuraba en el frontón del templo de Delfos.

P

per se: Lat.= por sí. De suyo, directamente. Debe aplicarse a cuestiones filosóficas.
 pleno jure: Lat.= con todos los poderes.
 plus ultra: Lat.= más allá. En todas las ciencias, en todas las artes se puede ir a un más allá.
 Pulchritudo splendor veritatis : Lat. = la belleza es el resplandor de la verdad.
 poste restante: Franc. = lista de correos.
 post meridiem: Lat.= después del mediodía. Se escribe abreviado **p.m.** y suele usarse en el horario de ferrocarriles indicando las horas que siguen al mediodía, hasta la madrugada.
 post scriptum: Lat.= después de lo escrito. Suele escribirse abreviado: **p.s.**
 pot pourri: Franc.= olla podrida. Se usa indicando un conjunto heterogéneo de muchas cosas que ofrecen pintorescos contrastes. En música, cuando se trata de varias piezas distintas reunidas en una sola.
 presto: Ital.: de prisa. Usado en música.
 prima facie: Lat.= a primera vista.
 primo: Lat.= primero, en primer lugar.

Q

quid pro quo: Lat. una cosa por otra. Error.
 quo vadis?: Lat.= a donde vas?

R

raid: Inglés= incursión. Generalmente agresiva.
 requiescat in pace: Lat.= descanse en paz!
 res nullíus: Lat. cosa de nadie. Lo que no pertenece a nadie.

S

salus pópuli suprema lex esto: Lat.= sea la ley suprema la salvación del pueblo. Máxima de derecho público, en Roma.

sans culottes: Franc.= sin pantalones. Nombre que se daba a los agitadores de la Revolución Francesa. Se dice en castellano: **descamisados**.

savoir faire: Franc.= saber hacer. Habilidad, estilo, tacto.

savoir vivre: Franc.= saber vivir. Adaptarse al medio en que se vive.

se non é vero, é bene trovato: Ital.= si no es cierto, está bien hallado. Hay dichos ingeniosos que son graciosas mentiras.

sic trānsit gloria mundi: Lat. así pasa la gloria del mundo. Las glorias mundanales son transitorias y perecederas.

Simplex sigillum veri : Lat. = lo sencillo es la clave de la verdad.

sine díe: Lat.= sin fijar día. En lenguaje parlamentario y diplomático. Aplazar la discusión **sine díe**.

sine qua non: Lat.= sin lo que no.

si vis pácem, para béllum: Lat.= si quiere la paz, prepárate para la guerra. Quiere decir que los pueblos deben de estar armados para que puedan hacerse respetar.

statu quo: Lat.= el estado en que se hallaban antes las cosas. Cuando dos naciones en guerra acuerdan el **statu quo**, quiere decir que seguirán las cosas como estaban antes de romper las hostilidades.

sublata causa, tóillitur effectus: Lat.= suprimida la causa, desaparece el efecto.

sub lege libertas: Lat.= la libertad bajo la ley. Cuando la libertad no está sometida a la ley, que es el orden, se vuelve libertinaje.

sui géneris: Lat.= de su género. Algo **sui géneris** es algo partiular, especialísimo, raro , extravagante.

súrsum corda: Lat.= arriba los corazones. Se refiere a que el hombre debe tener pensamientos elevados.

T

that is the question: Ingl.= esa es la cuestión.

to be or no to be: Ingl.= ser o no ser. Monólogo de Hamlet.

tu quoque, fili! (o tu quoque Brute!: Lat.= tú también, hijo mío!

tutti quanti: Ital.= todos cuanto son. Todos sin excepción ninguna.

U

urbi et orbi: Lat.= a la ciudad (Roma) y al mundo. Expresión que forma parte de la bendición Papal. También se dice por extensión: publicar una noticia **urbi et orbi**, es decir por todas partes.

ut infra: Lat.= como abajo. Véase: **ut supra**

ut supra: Lat.= como arriba. Fórmula que se emplea en los escritos para referir a lo que antecede. También se dice **vide supra**, véase más arriba. Las locuciones **ut retro** y **ut infra** tienen análogo empleo.

V

vade mécum: Lat.= va conmigo. Se dice así de un amigo íntimo.

vedi Napoli e poi muori: Ital.= ve Nápoles y muérete después.

veni, vide, vincí: Lat.: vine, vi, vencí. Palabras de César al Senado al comunicarle su victoria sobre

el Rey del Ponto. Se dice a propósito de los triunfos fáciles.

verba volant, scripta manent: Lat.= las palabras vuelan los escritos quedan. Hay que poner más cuidado en lo que se escribe que en lo que se habla.

verbi gratiá: Lat.= por ejemplo (v.g.).

véritas ódium párit: Lat.= la franqueza engendra el odio. La franqueza es a veces peligrosa.

vía: Lat.= camino de ...

vice versa: Lat.= lo contrario de...

vide: Lat.= ve, mira. se usa como remisión. Sobre este asunto **vide** (o consulta) tal o cual autor.

vis á vis: Franc.= cara a cara. Sostener una conversación **vis á vis**.

viva voce: Lat.= viva voz. Testimonio de **viva voce**.

voilà: Franc.= he aquí.

volo, non váleo: Lat.= quiero, pero no puedo.

vox pópuli, vox Dei: Lat.= voz del pueblo, voz de Dios.. Según este adagio, rara vez se equivoca la opinión unánime del pueblo.

F. REPRESENTACIONES POR MEDIO DE CURVAS

isobaras = curvas de igual presión.

isotermas = curvas de igual temperatura.

isonefas = curvas de igual nebulosidad.

isohietas = curvas de igual precipitación atmosférica.

isobrontas = curvas de igual propagación de tormentas.

isoceránicas = curvas de igual frecuencia de tormentas.

isopagas = curvas de igual frecuencia de heladas.

isopécticas = curvas de igual comienzo de heladas.

isotacas = curvas de igual comienzo de deshielo.

isopicnicas = curvas de igual densidad de los mares.

isohalinas = curvas de igual salinidad de los mares.

isocrimenas = curvas de igual temperatura mínima de los mares.

isocasmas = curvas de igual frecuencia de auroras polares.

isogonas = curvas de igual declinación magnética.

isoclinas = curvas de igual inclinación magnética.

isodinamas = curvas de igual intensidad del campo magnético.

isoanómalas = curvas de igual exceso y defectos de gravedad.

isogammas = curvas de igual intensidad del campo gravitacional.

isosistas = curvas de igual intensidad sísmica.

isocronas = curvas de igual tiempo.

isobasas = curvas de igual cambio del nivel del hielo pleistocénico.

FE DE ERRATAS

Página 199	Williams	Rosenbuch	Lessing
rocas ácidas	>66%	>65%	>58%
rocas intermedias	66-52	65-52	58-61
rocas básicas	52-45		51-44
rocas ultrabásicas	<45		<44

Reconocimientos	6
PRIMERA PARTE	7
Prólogo	9
Introducción.....	11
1. Micro y macro cosmos	17
2. El sistema solar	45
3. La tierra	67
4. Composición química de la tierra	105
5. Mineralogía	113
6. Propiedades físicas de los minerales	137
7. Sistemática mineral.....	151
SEGUNDA PARTE: Petrografía. Rocas ígneas, rocas sedimentarias, rocas metamórficas..	163
8. Procesos endógenos y exógenos.....	165
9. Las rocas eruptivas	173
10. Estudio de las rocas eruptivas	189
11. Las rocas sedimentarias	217
12. Esquema de las rocas sedimentarias	231
13. Concepto de facies sedimentarias	247
14. Metamorfismo	269
15. Ciclo geológico	283
TERCERA PARTE	291
16. Geología estructural	293
17. Geomorfología.....	319
18. Nociones de paleontología y estratigrafía	347
19. Geología económica	375
20. Teorías orogénicas.....	383
21. Conceptos sobre tectónica de placas	393
22. Algunos conceptos sobre paleoclimatología	417
23. Agua dulce.....	425
24. Breve historia de la geología.....	435
Bibliografía.....	441
Abreviaturas usadas en el texto	445
ANEXO. Léxico de términos geológicos de raíces principalmente griegas y latinas	447
Fe de erratas.....	470

Este libro introductorio está dirigido a estudiantes y a todas aquellas personas interesadas en las Ciencias de la Tierra. La primer parte del libro posee un capítulo que trata sobre el espíritu de la Ciencia en general. Luego se incursiona sobre el estado del conocimiento que el hombre tiene del macro y microcosmos para tratar en el segundo capítulo El Sistema Solar y así aproximarnos al objetivo principal que es el Planeta Tierra cuyas características generales se desarrollan en el tercer capítulo. Luego se habla sobre los “elementos” que constituyen el Planeta que son los minerales (Mineralogía). La segunda parte del libro trata sobre las rocas (Petrografía), que corresponden a agregados mono o poliminerale que, según sus condiciones físicoquímicas de formación deducidas por las texturas, se clasifican en ígneas, sedimentarias y metamórficas. La tercera y última parte del libro es integradora y en ella vemos las deformaciones de las rocas (Geología Estructural), la formación del relieve terrestre en el accionar de la atmósfera e hidrosfera sobre la litosfera (Geomorfología); siguen la Paleontología y la Bioestratigrafía, fundamentales para el naturalista en la datación relativa de eventos geológicos y estudio de la evolución de la vida. A continuación datos básicos sobre Geología Económica introducen al lector en el origen y aplicación de las materias primas minerales. El origen de las montañas y lo que hoy es el paradigma de la geología, la tectónica de placas, también son considerados. Finalmente, en breves capítulos, el autor trata algunos aspectos de la paleoclimatología apuntando al denominado “calentamiento global” así como algunos aspectos básicos sobre el problema del “agua dulce”. Se agrega por último a modo de apéndice, un léxico de términos geológicos. El autor cita con frecuencia resúmenes de trabajos de distintos autores, escritos en revistas y libros de divulgación científica, dado que considera pueden resultar útiles al lector no solo por su contenido sino para apreciar la diversidad de conocimientos y su progreso en los distintos temas abarcados.

Juan Pedro Spikermann

Juan Pedro Spikermann alcanzó el título de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires en 1967 y es Doctor en Ciencias Geológicas de la misma Universidad desde 1976. Ejerció la docencia entre los años 1967 y 2005 en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires pasando por diversos cargos hasta el de Profesor Asociado en la Cátedra de Introducción a la Geología. Como docente dirigió una tesis doctoral y más de una veintena de trabajos finales de licenciatura. Fue Profesional de la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) entre los años 1968 y 1978 e Investigador Independiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) de la Argentina entre los años 1978 y 2008. Como investigador dirigió becarios y realizó más de 40 publicaciones científicas.

ISBN 978-987-22121-6-2



9 789872 212162