

483-1142/44

LEMIT. 52 (12) / 22

30

INSPECCION

Geodinámica interna y externa. Procesos plutónicos, volcánicos, sedimentarios y metamórficos

GEODINAMICA INTERNA Y EXTERNA

Las rocas son agregados naturales de minerales, estando constituidas la mayoría de ellas por varias especies minerales. Tradicionalmente se ha dividido a las rocas en tres grandes grupos:

- 1.- Rocas ígneas: rocas formadas de la consolidación de mezclas fundidas. Las rocas ígneas constituyen el 65% de la corteza terrestre.
- 2.- Rocas sedimentarias: rocas formadas de la acumulación y consolidación de sedimentos sueltos, de la precipitación química de una solución cerca de la superficie terrestre, o de restos orgánicos remanentes de plantas y animales. Constituyen el 8% de la corteza.
- 3.- Rocas metamórficas: rocas derivadas de otras rocas preexistentes y que han sufrido transformaciones en estado sólido como respuesta a marcados cambios de temperatura, presión y ambiente químico en el interior de la corteza terrestre.

Uno de los grandes objetivos de la geología es el estudio de las interacciones entre los procesos que producen estos tres tipos de rocas. Si bien como esquema clasificatorio fundamental esta distinción es muy útil, conviene siempre recordar que la naturaleza es un continuo, y que existen rocas transicionales entre los tres tipos. En la figura 1 se muestran las interacciones entre los procesos generadores e ilustrativo del ciclo de las rocas en la corteza terrestre.

MAGMAS Y ROCAS IGNEAS

Rocas ígneas son aquellas formadas de la solidificación de mezclas fundidas de alta temperatura conocidas con el nombre de magmas. Los magmas son fundidos naturales generados en el interior de la Tierra, de composición primordialmente silicática, que llevan comúnmente cristales en suspensión (aunque pueden carecer de ellos) y fases gaseosas (volátiles) atrapados en burbujas. En consecuencia, en los magmas coexisten comúnmente los tres estados de la materia: sólido, líquido y gaseoso. La composición silicática es la más común y es la que genera la enorme mayoría de las rocas ígneas. Existen no obstante, magmas de composición totalmente diferente, como los magmas carbonáticos y los magmas sulfídicos, aunque su abundancia comparativa es muy escasa.

Una característica de los magmas es su movilidad, así, enormes volúmenes de materiales fundidos pueden ascender dentro de la corteza terrestre y extruirse en su superficie a través de fisuras o aparatos volcánicos. A su vez, debajo de esos centros volcánicos, grandes cuerpos de magma ascendidos desde niveles más profundos se solidifican en profundidad sin hacer nunca erupción en superficie.

Composición de los magmas

La composición química de los magmas ha podido ser inferida con razonable precisión analizando químicamente los productos de su solidificación, es decir las rocas ígneas. El elemento químico más abundante en las rocas es el oxígeno (abundancia atómica 48-65%). La enorme mayoría de las rocas ígneas están compuestas por minerales (principalmente silicatos) en la que los restantes elementos químicos, metálicos y semimetálicos, están coordinados con el oxígeno. Por esa razón, es de uso común presentar los análisis químicos de las rocas ígneas en forma de porcentajes de óxidos (porcentajes en peso). Los óxidos mayoritarios que componen las rocas ígneas son los siguientes:
SiO₂; TiO₂; Al₂O₃; Fe₂O₃; FeO; MgO; MnO; CaO; Na₂O; K₂O; P₂O₅ y H₂O

De estos componentes mayoritarios de las rocas ígneas la sílice (SiO_2) es el más abundante (35-75%). Esta abundancia preponderante de la sílice y el hecho de que las rocas están formadas primordialmente por silicatos condujo a una clasificación primaria de las rocas ígneas y los magmas basada exclusivamente en el tenor de sílice:

Márgmas y rocas ígneas

ultrabásicos 45% < básicos 52% < intermedio 66% < ácidos 75%

Además de los óxidos mayoritarios los magmas contienen también elementos en pequeña proporción (0,01% <) a los que se denomina elementos traza (ej. Li, Rb, Sr, Ni, Cr, Zr, Y, etc.). A su vez, la fase gaseosa presente en los magmas se compone principalmente de vapor de H_2O , interviniendo también otros gases como CO_2 , N_2 , B, CH_4 , HCl , SH_2 y S.

El análisis químico de los componentes mayoritarios y los elementos traza de las rocas ígneas proporcionan un dato de gran valor a los efectos de determinar la formación y evolución de los magmas que le dieron origen.

Propiedades físicas de los magmas

Numerosas características del comportamiento magmático están condicionadas por propiedades físicas de los magmas como la temperatura, la densidad y la viscosidad.

La temperatura de extrusión de los magmas tiene una relación directa con su composición química. Así, los magmas de bajo contenido de sílice (magmas básicos) desarrollan altas temperaturas, en tanto que por el contrario los magmas más silíceos o ácidos se extruyen a temperaturas más bajas. Típicos intervalos de temperatura que marcan esta relación son los siguientes:

magmas básicos $1050^\circ\text{C} - 1200^\circ\text{C}$

magmas intermedios $900^\circ\text{C} - 1000^\circ\text{C}$

magmas ácidos $700^\circ\text{C} - 900^\circ\text{C}$

Existe también una relación directa entre la composición química y la viscosidad del magma. Los magmas ácidos, de alto contenido en sílice, son generalmente muy viscosos, por lo que las extrusiones magmáticas de esta composición tienden a ser generalmente circunscritas y de escaso desarrollo areal. Inversamente, los magmas básicos tienen una viscosidad considerablemente más baja, lo cual les confiere una mayor fluidalidad y en su extrusión pueden formar "coladas" de lava de gran extensión.

Evolución magmática

A mediados del siglo XIX, al iniciarse los estudios microscópicos y químicos de las rocas y los minerales que las constituían, prontamente se demostró la existencia de una gran variedad de rocas ígneas, las que poseían una vasta amplitud composicional tanto química como mineralógica.

En las primeras décadas del siglo XX, los estudios de campo y de laboratorio más detallados demostraron que era altamente improbable que cada una de las especies de rocas ígneas reconocidas representara la solidificación de un magma líquido de igual composición. Por el contrario, todas las evidencias sugerían la existencia de un número reducido de magmas de composición relativamente uniforme denominados primarios o primitivos, que caracterizan a ambientes geotectónicos particulares y operaron durante toda la escala del tiempo geológico. La composición de estos magmas primarios desde su generación en la litósfera hasta su emplazamiento o extrusión en la corteza terrestre sufre en muchos casos grandes modificaciones producidas por diversos procesos conocidos como mecanismos de la evolución magmática. Estos

PROCESOS Y PRODUCTOS VOLCANICOS

Las erupciones volcánicas por su corta duración, constituyen uno de los pocos procesos geológicos que permiten observar la formación de rocas. Además de esta singularidad, la espectacularidad de las efusiones, su rico significado geológico y repercusión humana, han motivado un fuerte inventivo en el conocimiento de este campo, particularmente en los últimos años.

El estudio de los fenómenos magmáticos extrusivos actuales constituye el campo de estudio de la Vulcanología, que es la encargada de suministrar modelos de comparación en la identificación e interpretación de las acumulaciones volcánicas del pasado geológico, que desde el Precámbrico al Actual han tenido lugar no solo en la corteza terrestre sino también en otros cuerpos del Sistema Solar.

IMPORTANCIA HUMANA

Los fenómenos volcánicos, especialmente los de gran magnitud, influyen de muy diversa forma las actividades humanas. En general el resultado inmediato de las erupciones volcánicas, bajo la forma de cóladas (Fig. 4) y especialmente como materiales fragmentados (píroclásticos) o de flujos de barros volcánicos, es de severas consecuencias: pérdida de vidas, destrucciones forestales, edificaciones, de cultivos, etc. Buena parte de los estudios vulcanológicos modernos tienen por objetivo el análisis de áreas críticas, a través de estudios históricos, geológicos y geofísicos, (comportamiento sísmico, gravimétrico, etc.), con la finalidad de pronosticar estas erupciones y delimitar zonas de riesgo, y de esta forma prevenir o atender catástrofes tales como las producidas por el monte Vesubio, el Krakatoa o el Monte Pelée en Martinica.

Sin embargo la caída de las tefras, especialmente cenizas constituyen un aporte químico y físico altamente beneficioso a la fertilidad de los suelos. A su vez, mineralizaciones metálicas y no metálicas de gran importancia económica están netamente vinculadas a procesos y productos volcánicos, a las que se asocian además las aguas termales y la provisión de otro recurso muy codiciado: la energía geotérmica. Muchas veces constituyen atractivos turísticos por la belleza y/o exotividad de sus manifestaciones.

IMPORTANCIA GEOLOGICA

Es mucho lo que se puede aprender de los procesos ígneos a través del estudio de las manifestaciones volcánicas. En primer lugar, las lavas constituyen la única evidencia directa de la existencia de magma en profundidad. Los volcanes constituyen algo así como ventanas, a través de las cuales podemos estudiar no solo los magmas, sino también la evolución de los materiales que se encuentran en el interior de la corteza y manto, inaccesibles a la observación directa.

Las manifestaciones explosivas de gran magnitud diseminan y han diseminado sobre la superficie terrestre capas de gran extensión areal, cuyo tiempo de acumulación, comparado con los tiempos geológicos, pueden ser considerados casi instantáneos. Estas capas, fácilmente distinguibles en paquetes de sedimentos, constituyen niveles síncronos, que pueden ser usados para la ubicación cronológica de las acumulaciones por debajo o por encima de las mismas en localidades ampliamente espaciadas. Por lo tanto constituyen capas o niveles guías de gran utilidad geológica.

Determinadas manifestaciones que ocurren en determinadas condiciones y en un momento dado, pueden producir un conjunto de efectos en la corteza terrestre, tales como terremotos, tsunamis, etc., que pueden provocar transformaciones o modificaciones y consecuencias.

mente ambientales y biológicos significativos. Una prueba de ello es que varias erupciones del presente siglo—muy modestas en comparación con las generadas en la antigüedad geológica— al arrojar finos materiales a la alta atmósfera, disminuyeron notoriamente la radiación solar sobre la superficie del planeta, reduciendo las temperaturas medias y estacionales por varios años ocasionando cambios climáticos importantes.

LOCALIZACION DEL VULCANISMO

La mayor parte de las manifestaciones volcánicas se ubican dentro del contexto de la Tectónica Global o de Placas en los siguientes lugares:

1. Bordes de placas (o interplaca)

1.1. Divergentes. Característicos de dorsales centro-oceánicas donde se produce el derrame continuo de lavas basálticas con típicas estructuras en almohadilla. Este vulcanismo es escasamente fragmentario y muy voluminoso, representando aproximadamente unos $2/3$ del volumen total de materiales volcánicos erupcionados anualmente (Fig. 5).

1.2. Convergentes. Cadenas de volcanes de tipo compuesto (integrada por capas de materiales lávicos y fragmentarios intercalados) de composición predominantemente andesítica que constituyen cadenas de arcos islandicos (Japon, Marianas, Aleutianas, etc.) o cadenas de márgenes continentales (cadena de volcanes tipo andina) asociadas con subducción. Vulcanismo preferentemente explosivo con importantes acumulaciones de depósitos de flujos piroclásticos y de flujos de barros piroclásticos (lahares). Moderada presencia de lavas de composición riolíticas o basálticas (Fig. 6).

2. Intraplaca

2.1. Puntos calientes: Puntos fijos del manto de alta temperatura que van marcando una línea de volcanes en la superficie de la placa en movimiento; son característicos en corteza oceánica, por ejemplo, orla de islas de Hawai, pero también pueden estar instalados sobre corteza continental.

2.2. Montes submarinos. Son abundantísimos, por ejemplo hay más de 12.000 para el Pacífico norte. Son de naturaleza basáltica y junto con el vulcanismo de las dorsales constituyen la mayor parte de la corteza oceánica.

2.3. Pisurales. Efusiones tranquilas, generalmente no explosivos, de materiales predominantemente basálticos en ambientes continentales. Constituyen los basaltos de meseta. Se derraman a lo largo de fracturas corticales a veces con volúmenes extraordinarios (Basaltos de Paraná, Basaltos Río Columbia, etc.). Existen efusiones de escala más reducida en relación con valles o zonas controladas por fracturas (grabén tectónicos).

VULCANISMO EXPLOSIVO.

Como se ha comentado anteriormente el vulcanismo produce dos tipos petrográficos bien contrastados. Por un lado lavas, en las efusiones "tranquilas", casi siempre basálticas (las coladas más comunes del registro geológico y del Sistema Solar, Fig. 4) y por otro las explosivas, altamente destructivas, generadoras de rocas detríticas, las rocas piroclásticas, generalmente de composición andesítica, dacítica o riolítica. Los cuerpos lávicos de estas últimas composiciones son de volumen reducido.

A medida que el magma asciende en la corteza se van produciendo variaciones físicas importantes. Una de las más significativas es el alivio de presión sobre el mismo, a medida que disminuye su profundidad. Este cambio tiene igual resultado que disminuir la presión sobre una masa gaseosa: al destaparla burbujea por desmezcla del CO_2 ; de la misma manera el vapor de agua

el vapor de agua- el gas magnético mas abundante- se separa del magma en ascenso.

Para que haya vulcanismo explosivo se requiere, además de un contenido apreciable de volátiles, alta viscosidad magmática. Los magmas de baja viscosidad (muy fluidos) dejarán crecer y escapar las burbujas sin oponer gran resistencia, y aún, podrán fluir tranquilamente. En cambio los viscosos resisten el paso y crecimiento de burbujas hasta ser despedidas por estas presiones gaseosas para ceder violentamente en las explosiones. La viscosidad depende, entre otras variables, de la temperatura, la composición y el contenido de gases magnéticos.

Los materiales originados en las explosiones volcánicas se conocen genéricamente como tefras y se clasifican, al igual que las rocas sedimentarias fragmentarias en politas, psamitas y pselitás, (véase rocas sedimentarias), anteponiendo el prefijo piro. La acumulación mas difundida es la toba (piropsamita).

Los individuos típicos de las rocas piroclásticas son las bombas, de formas redondeadas que evidencian el estado pastoso durante la eyección, las escorias, generalmente gruesas, de colores oscuros y alvéolos equidimensionales, las punitas (o pómez), de coloración clara y tamaño variado, muy vesiculares, de composición ácida. Otros componentes son los bloques, pedazos de rocas volcánicas (líticas macizas), cristales y porciones de las rocas atravesadas por el conducto o desgarradas por la explosión.

TIPOS DE VULCANISMO

En base a la explosividad y caracteres de los productos generados, se reconocen variedades que, de los más tranquilos a los mas violentos, pueden agruparse en forma esquemática en:

1- Hawaiano: efusiones tranquilas de lavas basálticas, poco viscosas. Escaso a nulo material piroclástico. Producen volcanes en escudo, lavas cordadas y aa.

2- Stromboliano: más activo que los hawaianos y de composición basáltica o andesítica; bombas y bloques conformando típicamente conos cónicos. También volcanes compuestos o estratovolcanes (Fig. 4).

3- Vulcaniano: explosiones intermitentes y eyección a gran altura de eyectos. Bloques frecuentes, poco material vesicular. Composición intermedia. Escaso volumen de las erupciones.

4- Feleano: avalanches de materiales calientes. Depósitos reducidos. Volcanes de composición intermedia o ácida. Derivadas de explosiones vulcanianas o strombolianas.

5- Plinianas: las explosiones más violentas y voluminosas. Gran trituración y formación de depósitos pumiceos (ácidos). Desarrollo regional de tefras. El material eyectado puede dar varias veces la vuelta al mundo como resultado del alcance atmosférico del chorro eruptivo.

6- Ignimbríticas: flujos de masas de tefras y gases a altas temperaturas que descienden por los flancos de los volcanes y producen desde depósitos modestos hasta enormes, de centenares de kilómetros cúbicos (Fig. 4). La alta temperatura de estas masas permite en algunos casos el soldamiento de los eyectos, en cuyo caso constituyen las denominadas tobas soldadas, asociadas comúnmente a la formación de calderas (Fig. 4), que llegan a tener diámetros de hasta 40 kilómetros, como en el caso del Cerro Galán, en la Puna catamarqueña.

Los depósitos de estos flujos piroclásticos parecen ser tan vastos como los derrames basálticos y son de reciente comprensión, hasta hace algunos años eran interpretados como lavas (los soldados) o como depósito de caída de tefras (los no soldados).

SEDIMENTACION Y CUENCAS

La sedimentología o petrología sedimentaria consiste en el estudio científico de las rocas sedimentarias y de los procesos que las originan. Comprende la descripción, clasificación e interpretación genética de estos materiales.

Roca sedimentaria es cualquier tipo de material formado por procesos sedimentarios (sedimentación). Las rocas sedimentarias pueden presentarse como depósitos incoherentes o sueltos (como por ejemplo la arena); caso en el que se denominan sedimentos o pueden aparecer indurados o consolidados llamándoseles entonces sedimentitas; las sedimentitas son la mayoría de las veces el resultado de la litificación de sedimentos. Vale destacar que desde los extremos de incoherencia a coherencia total existen todo tipo de transiciones.

Clasificación de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se clasifican por su origen en tres tipos principales: a) ROCAS CLASTICAS, b) ROCAS QUIMICAS y c) ROCAS BIOGENICAS.

Las rocas clásticas, mecánicas o detríticas son las que están constituidas por componentes sólidos procedentes de la desintegración o desmenuzamiento de otras rocas preexistentes. Cada uno de los componentes de las rocas clásticas recibe la designación de clasto. Un clasto es entonces un fragmento de tamaño, forma y composición variada que deriva de la destrucción física de otras rocas (ígneas, metamórficas o sedimentarias).

Las rocas químicas, también llamadas rocas aclásticas o cristalinas, son el resultado de la precipitación química de sales y óxidos a partir de soluciones áceas. Los componentes de estas rocas, a diferencia de las clásticas, son cristales formados "in situ".

Por último, las rocas biogénicas son sedimentos y sedimentitas que se han originado como resultado de la actividad orgánica.

Tipos de rocas clásticas

Entre las rocas clásticas se reconocen las siguientes variedades: rocas epiclásticas, rocas piroclásticas y rocas cataclásticas. Las rocas epiclásticas son aquellas en las que los clastos derivan de la desintegración meteorica de otras rocas y que, en su mayor parte, han sido transportadas y depositadas mecánicamente por los agentes externos de la superficie terrestre (viento, aguas, hielo, etc.). Rocas piroclásticas son sedimentos y sedimentitas cuyos clastos (piroclastos) se han formado por fragmentación o trituración volcánica; los depósitos piroclásticos son, por lo tanto, resultado de fenómenos volcánicos explosivos. Rocas cataclásticas poseen constituyentes fragmentarios que se han originado por fuerzas tectónicas que desintegraron masas rocosas preexistentes. Naturalmente, estas sedimentitas se forman en el interior de la corteza y están restringidas a zonas de fallamiento.

Entre las rocas mecánicas, se destacan por su abundancia las epiclásticas, a las que se subdivide en tres grandes categorías sobre la base de las dimensiones (granulometría) de los individuos (clastos) constituyentes. Las denominaciones generales de sedimentos y sedimentitas epiclásticas son las siguientes:

Tamaño de clastos	Tipo de roca	Denominación para sedimentos	Denominación para sedimentitas
	Rocas psamíticas	Gravás y cascajos	Conglomerados y brechas
2 mm	Rocas psamíticas	Arenas	Areniscas "senso lato"
0,062 mm	Rocas pelíticas	Limos, arcillas, fangos	Limolitas, arcilitas, lutitas

cas y de baja temperatura en las plutónicas) entre ambos tipos de roca.

Existen clasificaciones mineralógicas, químicas y mineralógico-químicas de las rocas ígneas. En el cuadro adjunto (Fig.3) se presenta una sistemática muy simplificada que muestra las principales características químicas (contenido de SiO_2) y mineralógicas (abundancia de cuarzo y proporciones entre feldespatos calcosódicos-plagioclasas y potásicos) de las rocas ígneas más comunes.

Los cuerpos de las rocas plutónicas

Las rocas plutónicas aparecen formando cuerpos intrusivos de formas y dimensiones muy variadas, desde pocos metros hasta miles de kilómetros de extensión. De acuerdo con su relación en el campo con las rocas que invaden, los cuerpos pueden ser concordantes (contactos paralelos a la estratificación o foliación de las rocas de caja) o discordantes (contactos que forman un ángulo que corta a los estratos o foliación de la roca de caja). De acuerdo a la forma, tamaño y relaciones con las rocas de campo los cuerpos de rocas plutónicas (plutones) reciben distintas denominaciones:

Filonas capa: cuerpos de forma tabular, concordantes, paralelos a la estratificación de la roca de campo, que pueden tener hasta varios centenares de metros de espesor. La composición de las rocas que forman filonas capa es casi siempre básica.

Diques: cuerpos de roca tabular que cortan a la estratificación o foliación de las rocas que invaden (cuerpos discordantes). Su espesor varía desde centímetros hasta centenares de metros. Ocasionalmente se encuentran enjambres de diques dispuestos en forma vertical distribuidos en forma oval o circular alrededor de una intrusión, a los que se denominan diques circulares.

La composición de los diques abarca un amplio espectro composicional, desde rocas básicas hasta rocas ácidas.

Lacolitos: cuerpos concordantes en forma de hongo, que tienen una base plana y un techo arqueado en forma de domo. Sus dimensiones varían entre 1-8 km de diámetro y un espesor máximo de 1000 metros. Rocas ácidas a intermedias forman la mayor parte de los lacolitos.

Facolitos: cuerpos de formas curvadas, asociados a intrusiones magmáticas en rocas plegadas, a lo largo de cuyas capas el magma se inyecta concordantemente. La composición de los facolitos es muy variable y la extensión areal puede alcanzar a las decenas de kilómetros.

Batolitos: grandes cuerpos intrusivos, de paredes verticales a subverticales, en los cuales el piso no es visible. Los batolitos están compuestos típicamente por rocas ácidas (granitos y granodioritas). Convencionalmente se emplea la denominación batolito cuando la superficie aflorante supera los 100 km^2 (existen batolitos de miles de kilómetros de extensión). Los cuerpos de menor tamaño, inferiores a 100 km^2 de superficie aflorante son denominados stocks.

Lopólitos: grandes cuerpos lenticulares, generalmente concordantes, con su piso y techo en forma concava, con forma transversal semejante a un embudo. Sus diámetros varían entre docenas y centenares de kilómetros. Los lopólitos están compuestos casi exclusivamente por rocas plutónicas ultrabásicas y básicas, poseyendo algunos de ellos una delgada capa superior de rocas ácidas.

mecanismos son los que determinan en última instancia la existencia de diferentes rocas ígneas cuyas composiciones químico-mineralógicas son transicionales, formadas a partir de un magma primario particular. Los principales mecanismos evolutivos que se han postulado son los siguientes:

Diferenciación magmática:

Este término incluye todos aquellos procesos por los cuales un magma inicialmente homogéneo, de una composición determinada, genera en última instancia rocas ígneas de composición diferente. El mecanismo de diferenciación magmática más invocado es la crystalización fraccionada, que involucra a todos los procesos mecánicos que impiden que los cristales que están creciendo en el seno del líquido magmático se equilibren con este. Esta falta de equilibrio puede ocurrir como producto del hundimiento de cristales de minerales pesados en un líquido menos denso (fraccionamiento gravitativo), escape de los líquidos residuales de una cámara magmática sometida a eventos compresivos (filtrado a presión), enfriamientos rápidos que impiden el equilibrio sólido-líquido.

Otro proceso de diferenciación magmática aunque de menos importancia es la inmiscibilidad líquida, por el cual durante el enfriamiento de los líquidos magmáticos de composición particular se separarían porciones al estado líquido de composición diferente, conformando un sistema semejante al de agua y aceite. Ciertas rocas de la luna y algunas terrestres han sido explicadas con producto de inmiscibilidad líquida.

Mezcla de magmas

Una serie completa de rocas ígneas puede formarse si se admite que dos magmas primarios de composición contrastante (un magma básico y un magma ácido) se mezclan en distintas proporciones.

Asimilación magmática

En todos los casos vistos hasta ahora los procesos de diferenciación involucraron cambios en la composición magmática dentro de sistemas cerrados, es decir sin incorporación o intervención de material extraño al fundido ígneo. Sin embargo, los líquidos magmáticos invaden o se encuentran en contacto con rocas sólidas que pueden ser de composición muy diferente y con las que no se encuentran obviamente en equilibrio. Estas rocas que alojan a los cuerpos magmáticos se llaman rocas de caja. La composición del magma resulta en muchos casos modificada en mayor o menor proporción por la incorporación de material proveniente de las rocas de caja. Este proceso de modificación que en mayor o menor medida sufren todos los magmas en su ascenso dentro de la corteza terrestre se conoce como asimilación magmática.

Las rocas ígneas y su sistemática

Los magmas pueden solidificarse en profundidad o ascender y derramarse en superficie formando por ejemplo las típicas coladas de lava. Estos dos comportamientos extremos—entre los cuales existe toda una gama de productos intermedios—ha conducido al reconocimiento tradicional de dos grandes tipos de rocas ígneas, las volcánicas o extrusivas y las plutónicas o intrusivas.

Rocas ígneas Volcánicas: solidificación en superficie o cerca de la superficie
Plutónicas: solidificación en profundidad formando cuerpos intrusivos

Las rocas plutónicas pueden ser visibles únicamente después que un largo período erosivo las pone al descubierto.

Las diferentes condiciones físicas de formación y de velocidad de enfriamiento durante la solidificación (enfriamiento lento en plutónicas y rápido en volcánicas) determina considerables diferencias en la textura (forma, tamaño y disposición de los cristales), y en menor medida en la mineralogía (variedades de alta temperatura en las volcánicas).

Por lo tanto, las rocas psefiticas son las que están constituidas por clastos mayores a 2 mm; las gravas y los conglomerados muestran sus clastos con aristas y vértices desgastados (cantos rodados), mientras que los cascajos y brechas poseen clastos con aristas y vértices agudos (clastos angulosos). Las rocas psamíticas poseen tamaño de grano variable entre 2 y 0,062 mm y las pelíticas son aquellas cuya granulometría es inferior a los 0,062 mm (62 micrones).

Del mismo modo, las rocas piroclásticas son subdivididas en piropsefitas, piropsamitas y piropelitas.

Tipos de rocas químicas y biogénicas

Por su parte, los sedimentos y sedimentitas químicas son muy heterogéneos desde el punto de vista de su mineralogía, dado que aparecen numerosas variedades composicionales. No obstante, su constitución química preferentemente monocomposicional permite que se los subdivida en base a sus constituyentes. De esta forma se reconocen sedimentos carbonáticos (calizas), silíceos, ferríferos, aluminíferos, manganesíferos, fosfáticos, sulfáticos, etc. Algunos de ellos son agrupados bajo la denominación de evaporitas (esencialmente sulfatos, cloruros) dado que se forman por procesos de precipitación a partir de soluciones concentradas (salmueras).

Las rocas biogénicas pueden tener diversos modos de formación, tales como a) acumulación de partes duras de organismos (huesos, conchillas, etc.), b) concentración de materia orgánica y c) modificación por los organismos de las condiciones físico-químicas de los medios naturales.

Una síntesis de la clasificación de rocas sedimentarias puede apreciarse en el cuadro adjunto:

		Psefitas conglomerados, brechas
	Epiclásticas	Psamitas areniscas, arenas
		Pelitas lutitas, arcilitas
Clásticas		Piropsefitas brechas volcánicas
	Piroclásticas	Piropsamitas tobas, cenizas
		Piropelitas chonitas
	Cataclásticas	 brechas de falla
	Carbonáticas	 calizas (tosca, ónix)
	Silíceas	 pedernal
Químicas	Fosfáticas	 guano, fosforitas
	Ferruginosas	 hematita
	Evaporíticas (sulfatos, cloruros)	 yeso, halita
	Esqueléticas	 conchillas, caliza arrecifal
Biogénicas	Organógenas	 carbón, asfaltita, etc.
	Bioinducidas	 calizas algales

Vale destacar que las clasificaciones tienden solo a brindar ordenamientos generales de los materiales naturales, pero de ninguna manera puede admitirse la segregación absoluta de los diversos grupos de rocas. De este modo, a todo nivel, aparecen los denominados tipos híbridos de rocas sedimentarias en los que los materiales de cualquiera de las principales variedades aparecen mezclados entre sí. Es así que pueden darse mezclas psefitico-psamíticas, epi-piroclásticas, clásticas-químicas, químicas-biogénicas y clásticas-biogénicas. Son ejemplos de rocas híbridas las lutitas (epi-piroclásticas) y las margas (material pelítico junto a material carbonático).

Abundancia de las rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias ocupan tan solo el 8% del volumen de la corteza terrestre. No obstante, si consideramos la superficie terrestre encontramos que más del 75% de la misma está constituida por rocas sedimentarias. O sea que, si bien, respecto a la totalidad de la corteza guardan un tenor muy subordinado en comparación con las rocas ígneas y metamórficas, se advierte que la porción más externa o superficial de la corteza aparece esencialmente formada por los materiales sedimentarios. Este concepto es de gran importancia en relación con las actividades humanas, que obviamente se desarrollan a nivel de la porción más superficial de la corteza del planeta.

Se ha estimado, además que los materiales sedimentarios poseen un volumen de 5×10^8 kilómetros cúbicos. Si bien la distribución de sedimentos no es pareja, ya que en algunos sitios de la corteza están prácticamente ausentes y en otros alcanzan espesores de varios miles de metros, el volumen mencionado permitiría cubrir la totalidad de la superficie terrestre con una lámina de alrededor de 810 metros de materiales sedimentarios.

A pesar de las numerosas variedades de sedimentos y sedimentitas, la mayor parte de los depósitos (un 95%) está constituida por psamitas, pelitas y rocas carbonáticas. De ellas las más importantes volumétricamente son las pelitas, a las que siguen en orden decreciente de abundancia las psamitas y las carbonáticas.

Los procesos formadores de rocas sedimentarias

Cuadro general del ciclo sedimentario. Eventos que llevan a la generación de las rocas sedimentarias y transformación de los materiales con el tiempo (Fig. 7).

Concepto de meteorización: destrucción de las rocas por acción de agentes estáticos que operan en la atmósfera. Cuando la meteorización es provocada por acción física se denomina desintegración y cuando lo es por fenómenos químicos se la llama descomposición. La meteorización origina tres tipos de materiales: a) sustancias en solución, b) resistentes o materiales presentes en la roca original y que permanecen inalterados y c) nuevos minerales o minerales secundarios.

Agentes de erosión, transporte y depositación de los materiales sedimentarios. Los productos de la meteorización son movilizados principalmente por los siguientes agentes:

- a) agente eólico
- b) agente áqueo, en el que se reconocen mares y océanos, lagos, pantanos y ríos
- c) agente glacial

Las rocas epiclásticas pueden formarse por la acción de cualquiera o varios de estos agentes, en tanto que las químicas sólo podrán generarse en relación con los agentes áqueos. Respecto a estos últimos; las corrientes responsables de la movilización de clastos o materiales sedimentarios diversos varían con el agente: en los ríos y arroyos prevalece la corriente inducida por la fuerza de gravedad, en otros cuerpos de agua se destacan las corrientes asociadas con el oleaje; además, en los mares y océanos, se encuentran también las corrientes marinas y las corrientes provocadas por las mareas.

Acumulación de los sedimentos

Los productos sedimentarios tienen como sitios primordiales de acumulación a áreas negativas de la superficie terrestre o regiones con topografía deprimida en relación con las áreas circundantes. Estos colosales recipientes de materiales sedimentarios reciben la denomina-

ción de cuencas sedimentarias o cuencas de depositación.

Las cuencas sedimentarias pueden ser de reducido tamaño (como algunos valles intermontanos de pocas centenas de kilómetros cuadrados) u ocupar extensísimas regiones de la superficie de la tierra (como ser- por ejemplo- los océanos). Su configuración o geometría es variable de lugar a lugar y en una misma cuenca también cambia con el correr del tiempo geológico; algunas han tenido una corta historia, en cambio otras han permanecido como cuencas durante decenas de millones de años. También resultan variables los espesores de rocas sedimentarias que en ellas se acumulan, ya que a veces la cubierta es tan solo de unas decenas de metros, mientras que en otras la potencia de la columna o pila de sedimentos y/o sedimentitas se mide en kilómetros. Es asimismo cambiante el carácter de los sedimentos que en ellas se acumulan, pues en algunas el relleno es más o menos constante en espacio y tiempo, en tanto que en otras resulta variable tanto en sentido areal como en el vertical.

La distribución de tipos de rocas sedimentarias, las dimensiones de las cuencas, los espesores de los depósitos son dependientes de a) las condiciones climáticas y tectónicas de la región donde se ubique la cuenca así como sus variaciones temporales; b) los ambientes de depositación, c) los agentes de transporte de los materiales; d) los factores biológicos y e) la naturaleza o constitución de los materiales sedimentarios disponibles.

En la Fig. 8 se muestra la distribución de las cuencas deposicionales en diversas regiones de la superficie terrestre; en éstas se vinculan con el modelo de tectónica global. Pueden reconocerse los siguientes ejemplos:

1) En los márgenes continentales activos o áreas de convergencia de placas.

- a) Trincheras
- b) Cuencas de antearco
- c) Cuencas de intrarco
- d) Cuencas de trasarco

2) En zonas de divergencia de placas

- a) Cuencas asociadas a cordilleras o dorsales oceánicas
- b) Cuencas de zonas de divergencia continentales, o "rifts"

3) Cuencas de los márgenes continentales pasivos: cuencas pericratónicas

4) Cuencas intracontinentales

Diagénesis de los sedimentos. Es el conjunto de cambios que experimentan los sedimentos una vez que han sido depositados. Los efectos más importantes de la diagénesis se logran a medida que los sedimentos van siendo sepultados por acumulación de materiales sedimentarios suprayacentes. Entre los diversos procesos diagenéticos vale mencionar a la compactación (reducción del espacio poroso de los sedimentos por acción de carga de la columna sedimentaria suprayacente; obviamente muy efectiva en rocas porosas como las pelitas), la cementación (precipitación de una sustancia o lialina en los poros de los sedimentos por circulación de soluciones saturadas; lleva a la litificación de buena parte de las rocas pelíticas, psamíticas y también biogénicas) y la recristalización (disolución parcial y reprecipitación de sustancias químicas que lleva normalmente al crecimiento de los cristales y a la induración de las rocas químicas).

El metamorfismo es el proceso mediante el cual las rocas de la corteza terrestre sufren cambios mineralógicos y estructurales en respuesta a nuevas condiciones físico-químicas, distintas de aquellas que prevalecieron durante el origen primario de las rocas sujetas al mismo.

Los procesos metamórficos, que se realizan en estado sólido, son controlados por la temperatura, la presión y el tiempo. De ellos se excluyen la meteorización y diagénesis, que ocurren en niveles superficiales de la corteza.

El metamorfismo puede ser isocónico, cuando las rocas metamórficas conservan la misma composición química que las rocas originales, o metasomático cuando cambia la composición de las rocas.

La Temperatura es el factor dominante. Cuando la misma aumenta por sobre los 200° C las reacciones entre minerales producen cambios en las rocas; sometidas a más de 700° C se funden originando líquidos anatécnicos de composición granítica. Temperaturas mayores, que pueden llegar a 1000° C en el máximo grado del metamorfismo, se producen por contacto de un cuerpo ígneo con su roca de caja o en xenolitos contenidos en lavas.

La presión es el otro factor de importancia. Puede ser confinada o dirigida. La de más importancia en el proceso metamórfico es la presión confinada o litostática; la misma se incrementa en proporción con la carga producto del espesor creciente de las rocas de la corteza; a profundidades de aproximadamente 20 Km es del orden de 6000 atmósferas. A altas presiones las rocas se tornan plásticas, dúctiles y son capaces de moverse como fluidos espesos. La presión dirigida o tectónica se genera por esfuerzos compresivos, producto de movimientos corticales; puede originar localmente fajas de rocas trituradas conocidas como rocas cataclásticas, típicas de un metamorfismo dinámico. El caso general y frecuente es aquel en el que temperatura y presión actúan en forma conjunta.

El tiempo es un factor importante en el desarrollo del metamorfismo. Muchos cinturones metamórficos se desarrollaron a través de una larga historia geológica, como en el caso de los generados en el Precámbrico, que insinuaron hasta varios cientos de millones de años. Para completar la evolución metamórfica de los mismos. En otros casos, como en el de los metamorfismos de contacto térmico o en metamorfismos dinámicos, el proceso es mucho más corto; completándose en

Se localiza en fajas delgadas en zonas orogénicas ó en áreas ophiolíticas cratónicas.

Mineralogía de las rocas metamórficas

Los procesos metamórficos desarrollan minerales de iguales especies que los del dominio ígneo, tales como cuarzo, feldospatos, mica y anfíboles, además de otros que lo caracterizan, debido a que solo se forman en las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo. Entre estos últimos debemos destacar los minerales del grupo de la clorita, típicos del bajo grado metamórfico, los granates característicos del medio a alto grado según sea su composición, los silicatos de aluminio tales como la pirofilita (de bajo grado), la andalusita (de baja presión), la cinabrita y la sillimanita (de medio a alto grado) y otros como la muilita, cordierita, estaurolita y el epidoto. Estos minerales son típicos del metamorfismo y van acompañados en las rocas por feldospatos, micas (biotita o muscovita) y cuarzo.

El crecimiento de un mineral metamórfico (blasténesis) depende de la composición de la roca originaria. En la Fig. 10 se presenta un diagrama ACT mostrando los campos de las rocas madres más comunes y la composición de algunos minerales metamórficos. El diagrama ACF muestra la variación de los componentes mayoritarios, excepto SiO_2 (cuarzo) que se asume está presente en exceso.

Las rocas metamórficas

Rocas madres: No obstante que cualquier clase de roca de la corteza terrestre puede sufrir metamorfismo y producir un derivado metamórfico, la mayoría de estas rocas son originadas a partir de un esedro número de rocas madres sedimentarias e ígneas. Los tipos más comunes se reconocen por su estructura (ejemplo la esquistosidad) y por su composición mineral (clorita, granate, etc.).

Entre las rocas más comunes de bajo grado metamórfico se encuentran las pizarras y filitas que derivan del metamorfismo de sedimentos arcillosos. Presentan grano fino, colores variables, son esquistosas y ricas en mica. Los esquistos son muy frecuentes en mediano grado metamórfico y tienen grano mineral más grueso que las anteriores y composición variable (cuarzo, feldospatos, micas, anfíboles, granate, etc.) según la roca madre de la que provengan. La estructura esquistosa es característica de ellos. Los gneises muestran grano medio a grueso y tienen una estructura bandada. Están compuestos por cuarzo y feldospatos acompañados por otros minerales metamórficos tales como biotita, granate, epidoto, etc. Pueden derivar tanto

lapsos de tiempo que varían entre momentos de miles de años a pocos años en caso de fenómenos de contacto en cuerpos intrusivos pequeños.

Los tipos de metamorfismos y su situación geológica (ver fig. 9)

1) Metamorfismo regional. Se relaciona con procesos geológicos que operaron en escala mayor y ocurre en fragmentos tectónicamente activos de la corteza terrestre conocidos como cinturones orogénicos o cinturones móviles; donde se generaron altas temperaturas y fuertes presiones.

Las rocas formadas por este proceso se encuentran asociadas con rocas plutónicas tales como granitos. Se extienden en amplias regiones, que pueden alcanzar varios cientos de kilómetros de largo, como en las Sierras de Córdoba y San Luis en Argentina.

En el metamorfismo regional todos los agentes o controles tienden a trabajar en conjunto; el período de plegamiento de las rocas usualmente coincide con el metamorfismo y la perturbación tectónica profunda producida por la orogénesis favorece la migración de materia y el emplazamiento de rocas ígneas.

En la corteza terrestre estos fenómenos ocurren en los bordes activos entre placas oceánicas y continentales, en las trincheras, donde se acumulan espesos prismas de sedimentos que se metamorfizan a altas presiones y bajas temperaturas, según un metamorfismo regional conocido como de soterramiento, que origina minerales típicos como el glaucófano. Otro lugar de ocurrencia es en amplias regiones internas de los continentes, sujetas a baja-intermedia y altas temperaturas (tipo dinámico-térmico).

2) Metamorfismo de contacto. Esto es causado por el calor desarrollado por intrusiones ígneas emplazadas en la corteza en rocas que poseen una temperatura menor a la de la intrusión ígnea. Desarrolla aureolas metamórficas que rodean los cuerpos intrusivos. El ancho de la aureola depende del tamaño del cuerpo intrusivo y de su temperatura (variable entre 700 y 1200°C) y la temperatura y composición de la roca de caja.

3) Metamorfismo dinámico. Este proceso, de desarrollo local, tiene lugar en zonas sujetas a fuertes movimientos corticales. La presión es el agente principal y sus productos son las rocas con un tipo de cristallinización; el calor originado por la fricción y/o la asociación de este fenómeno con efectos del metamorfismo regional pueden producir también una recristalización de las rocas afectadas por la movilización.

de rocas sedimentarias cuarzo-feldespáticas como de rocas ígneas básicas como de sedimentos arcillosos-calcareos. Estas son típicas de Warronos de medio a alto grado metamórfico.

Las amfibolitas son los productos metamórficos tanto de rocas ígneas básicas como de sedimentos arcillosos-calcareos. Están compuestas por feldospatos calco-sódicos (plagioclasa) y amfibolitas. La esquistosidad es pobre; son rocas nacizas. Los mármoles están compuestos por calcita, de grano fino o grueso, eventualmente acompañada por otros minerales metamórficos ricos en calcio. Derivadas del metamorfismo de calizas. Son frecuentes tanto en procesos regionales como de contacto.

Las cuarcitas son metamorfitas ricas en cuarzo (también se las conoce como metacuarcitas) derivadas de las cuarcitas sedimentarias. Son rocas nacizas generalmente de colores claros y proceden tanto del metamorfismo regional como de contacto.

Los hornfels son rocas típicas del metamorfismo de contacto. Son rocas de grano fino y presentan colores variados, generalmente oscuros. Derivan del metamorfismo de arcillitas y areniscas de grano fino.

Las granulitas son rocas de alto grado metamórfico, semejantes a gneises, pero con minerales metamórficos anhídros debido a la alta presión y temperatura de su formación.

Las gneis son rocas compuestas por dos elementos; uno metamórfico (usualmente esquistoso, tipo esquistos o gneis) y otro granítico dispuesto en forma de vanas u ojos en íntima concordancia con el componente metamórfico.

Facies y series de facies metamórficas

Las facies metamórficas se definen como un conjunto de asociaciones minerales que son estables en condiciones particulares de presión y temperatura. Una serie de facies metamórficas es un conjunto de facies (ó asociaciones minerales) que pueden ser representadas en una curva o en una serie de curvas en un campo de equilibrio presión-temperatura. Esta curva o curvas también podrían ser interpretadas como de grado geotérmico.

El metamorfismo de contacto se caracteriza por las facies hornfels albino-epidoto, hornfels hornblendiferos, hornfels piroxénicos y quartzitas (esta última la de mayor temperatura, puede alcanzar los 1000° C).

El metamorfismo regional ó diagenético tiene dos facies mayores: la de los esquistos verdes (de grado bajo a medio) y la de hornfels

amfibolitas (almendricas o cordieritas, según la presión).

Las facies más importantes del metamorfismo de enterramiento son las de Pumpelloita y la de los Esquistos glaucofánicos.