

Capítulo 1

Conceptos Fundamentales

Introducción

La petrología ígnea estudia los fundidos magmáticos y a las rocas que cristalizan desde los mismos. El origen por cristalización desde un fundido es un criterio suficientemente simple como para considerar a una roca como ígnea. Pero raramente se puede observar directamente su formación y sólo en el caso de las lavas que se enfrían directamente en superficie. Por tal razón se han desarrollado criterios de observación para definir el origen de las rocas ígneas. Tales criterios incluyen, observaciones de campo y petrográficas.

Criterios de campo: Los cuerpos intrusivos comúnmente cortan a las estructuras tales como el bandeo o la foliación de la roca de campo, en la cual intruyen y producen algunos efectos térmicos en el contacto. Cuando se desarrolla una estrecha zona de grano fino, en el margen de un intrusivo, o un cocimiento de la roca de caja, ambos son buenos indicadores del origen ígneo del cuerpo plutónico. Asimismo si se observan ciertas formas específicas en los cuerpos de roca que se reconocen como de origen ígneo, tales como estrato-volcanes, flujos pahoehoe, filones, lacolitos, etc., que siempre se asocian con procesos ígneos, o que han sido directamente observados, son todos elementos que se utilizan para establecer el origen ígneo de las rocas involucradas.

Palabras clave: Granitos. Sierra de Velasco. Geoquímica. Wolframio.

Criterios textuales: La petrografía, es la rama de la petrología, que estudia las rocas bajo el microscopio de polarización con luz transmitida, utilizando secciones delgadas. Así se pueden asociar ciertas texturas de intercrecimiento, como de lenta cristalización desde un fundido. Cuando los cristales se forman por enfriamiento de un fundido, usualmente desarrollan formas cristalinas casi perfectas, si no hay obstrucción al crecimiento de los cristales. Como el fundido continúa su enfriamiento y mas cristales se forman, ellos comienzan a interferir unos con otros, modificando sus hábitos cristalográficos, resultando texturas de interpenetración de cristales, constituyendo texturas entrelazadas (intercrecimientos), en que los límites de los granos minerales se interpenetran mutuamente. Con el enfriamiento rápido y solidificación de un fundido, resulta una textura vítrea característica, por falta de ordenamiento cristalino se forma un sólido vítreo, que se reconoce al microscopio por su carácter óptico isótropo.

En razón que los líquidos no pueden transmitir esfuerzos dirigidos, raramente se desarrollan foliaciones. Un criterio textural común para distinguir a las rocas ígneas, de las rocas metamórficas de alto grado, en muestras de mano, es justamente la falta de orientación de los minerales en las rocas ígneas. Este criterio debe ser aplicado con cuidado, porque algunos procesos ígneos, tales como el asentamiento de cristales y el flujo magmático, pueden producir alineamientos de los minerales que podrían ser confundidos con los caracteres de las rocas metamórficas.

Depósitos Piroclásticos: resultan de las erupciones explosivas y son tal vez los más difíciles de reconocer como de origen ígneo. Usualmente la parte magmática ha solidificado y

enfriado antes de haber sido depositado, conteniendo una proporción importante de material pulverizado que corresponde a rocas preexistentes. La deposición del material piroclástico, responde en gran parte a procesos sedimentarios, que hacen más difícil su identificación. Hay algún debate entre los geólogos si las rocas piroclásticas deben ser consideradas como ígneas o como sedimentarias. Ellas son ígneas en el sentido que la mayor parte del material que forma los depósitos son de origen volcánico (esta es la parte “piro”). Y ellas son sedimentarias en el sentido que las partículas sólidas han sido depositadas por un medio fluido, aire o a veces agua (esta la parte “clástica”).

Interpretación de las rocas ígneas: El estudio de las rocas ígneas y de los procesos que les dan origen, deben considerar e interpretar ¿Cómo se generan los fundidos magmáticos? ¿Qué es un fundido? ¿Cómo los fundidos producen rocas ígneas cristalizadas? ¿Qué procesos acompañan a la cristalización? ¿Puede atribuirse la gran variación de composiciones de las rocas ígneas a diferentes fuentes, o ha variaciones en los procesos de fusión y cristalización? ¿Qué relaciones hay entre los diversos tipos de rocas ígneas y los ambientes tectónicos?

Para responder a estos interrogantes se debe tener:

1. Experiencia petrológica para conocer las rocas y las texturas. Ya que no se puede comenzar un estudio de rocas sin saber como: reconocer, describir, organizar y analizar las rocas.

2. Es necesario la utilización de los datos experimentales. Se puede entender la generación y cristalización de los fundidos por simulación de las condiciones a que habrían estado sometidas las rocas.

3. Bases teóricas son necesarias para entender y aplicar los resultados experimentales. Es necesario una base química que incluya elementos mayores, menores y trazas, además de isótopos, para evaluar la región fuente y los procesos magmáticos evolutivos.

4. Se requiere tener conocimiento y comprender las condiciones físicas que existen en el interior de la Tierra, ya que los fundidos se generan a profundidades que no podemos observar directamente, en condiciones de alta presión y temperatura y que tendrían relación con los ambientes tectónicos que originan cada tipo de roca.

5. Finalmente se necesita experiencia práctica de la actividad ígnea. La consulta bibliográfica basada en el estudio de las rocas ígneas comunes y procesos que actúan en la naturaleza, da un panorama para realizar el estudio de las rocas ígneas.

El interior de la tierra

Todas las rocas terrestres que se encuentran en la superficie terrestre, fueron derivadas originalmente desde el manto, aunque algunas lo han hecho a través de uno o más ciclos magmáticos, metamórficos y sedimentarios. Si estas rocas se han originado en profundidad es necesario entender a través de que procesos, ellas llegaron a la superficie.

El interior de la Tierra es dividido en tres unidades mayores: corteza, manto y núcleo (Fig. 1-1). Estas unidades, reconocidas hace décadas por los estudios sismológicos, permitió su separación por las discontinuidades en las velocidades de las ondas P (compresionales o primarias) y S (secundarias, transversales o de cizalla), en su propagación a través de las capas de la Tierra (Fig. 1-2).

Hay dos tipos básicos de corteza: oceánica y continental (Winter 2001). La corteza oceánica es delgada (aprox. 10 km de espesor) y tiene esencialmente composición basáltica. La

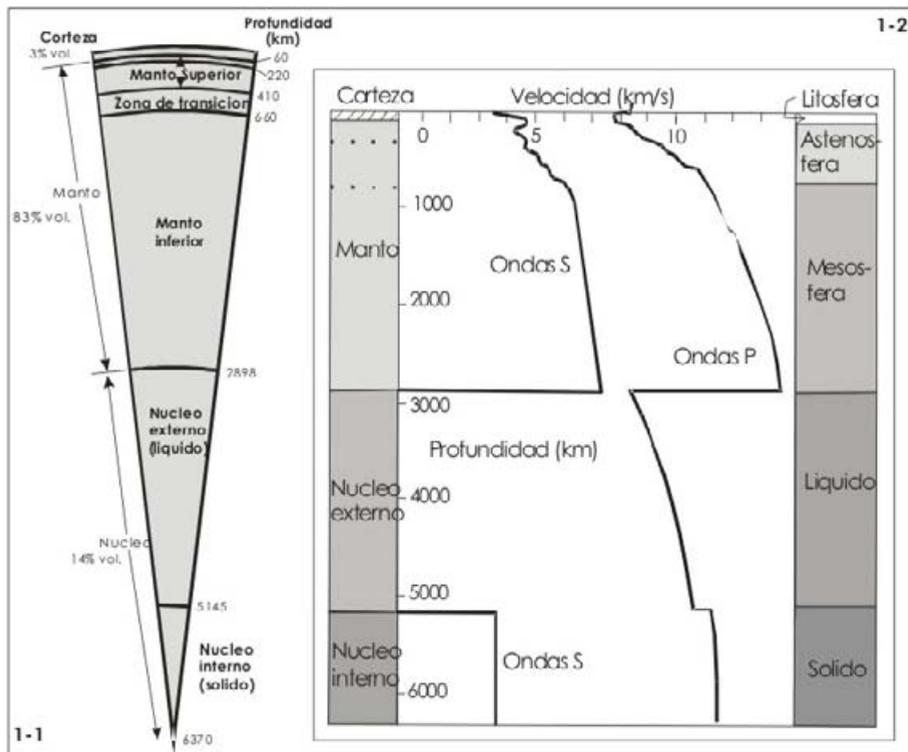


Figura 1-1. Subdivisiones mayores de la Tierra.

Figura 1-2. Variación de velocidad de las ondas P y S con la profundidad, con subdivisiones de la Tierra sobre la izquierda y subdivisiones reológicas sobre la derecha.

coraza continental es más gruesa (en promedio aprox. 36 km y se extiende hasta los 90 km) y es de composición más heterogénea, incluyendo distintos tipos de rocas sedimentaria, ígneas y metamórficas. Una composición promedio de la corteza continental estaría representada por una granodiorita. La corteza en general representa aprox. 3% del volumen de la Tierra.

Inmediatamente por debajo de la corteza, se encuentra el manto que se extiende hasta casi los 3000 km y comprende aproximadamente el 83% del volumen de la Tierra. El límite entre la corteza y el manto, es definida por la discontinuidad de Mohorovicic o Moho (discontinuidad M – 60 km). En esta discontinuidad la velocidad de las ondas P se incrementa abruptamente, desde 7 km/s. a más de 8 km/s. Esto produce tanto reflexión como refracción, permitiendo en forma relativamente simple determinar la profundidad. El manto está compuesto predominantemente por silicatos de magnesio y hierro. Asimismo dentro del manto hay varias discontinuidades sísmicas que separan capas con diferencias en las propiedades físicas, más que en las químicas. La capa mas superficial se extiende entre los 60 y 220 km, es llamada capa de baja velocidad, porque en ella las ondas sísmicas, tienen velocidades más bajas que las capas que se encuentran por arriba y por debajo. Esta baja velocidad de las ondas sísmicas es inusual, porque las velocidades generalmente se incrementan con la profundidad, por aumento de la densidad del material. La razón de la disminución de la velocidad de las ondas sísmicas es causada por una fusión parcial de hasta un 10% del material del manto. El fundido probablemente forma una delgada película discontinua entre los límites de los minerales, permitiendo un comportamiento más dúctil.

La capa de baja velocidad varía en espesor, dependiendo de la presión local, la temperatura, el punto de fusión y la disponibilidad de agua.

Por debajo de la capa de baja velocidad se encuentran otras dos discontinuidades sísmicas dentro del manto. La discontinuidad de 410 km, resulta de una fase de transición en la cual el olivino cambia a la estructura cristalográfica de tipo-espínela. Y a 660 km la coordinación de la sílice, cambia de la coordinación IV común, a coordinación VI, que es típica en la perovskita. Ambas transiciones marcan abruptos incrementos en la densidad del manto, que son acompañados por saltos en las velocidades de las ondas sísmicas.

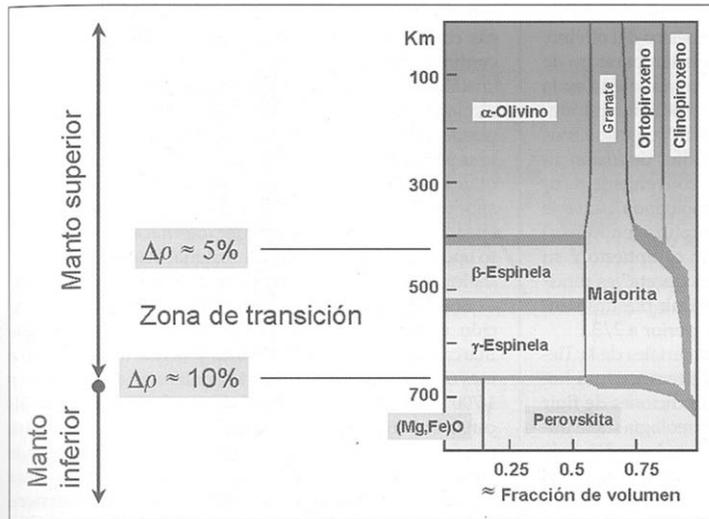


Fig. 1-3. Transición mineral en el manto de la espínela a la perovskita.

Por debajo de la discontinuidad de los 660 km, las velocidades de las ondas sísmicas se incrementan progresivamente en forma bastante uniforme, hasta el núcleo. El límite manto-núcleo es una marcada discontinuidad química, en la cual los silicatos del manto dan lugar a un material mucho más denso, rico en Fe-metálico con cantidades menores de Ni, S, Si, O, etc. La parte externa del núcleo es un fundido, mientras el núcleo interno es sólido. Las composiciones de las partes líquida y sólido, son probablemente similares. La transición a estado sólido se produce por el aumento de presión con la profundidad, que favorece el estado sólido. Las ondas S no pueden propagarse a través de los líquidos por que no transmiten los esfuerzos de cizalla. Aunque las ondas S sólo disminuyen su velocidad de propagación cuando hay delgadas películas de líquido entre los granos, pero desaparecen totalmente cuando alcanzan el núcleo externo. Las ondas P, disminuyen su velocidad en el núcleo líquido y se refractan hacia abajo, produciendo una zona de sombra sísmica, en la cual las ondas P, no alcanzan la superficie de la Tierra, según el sitio donde ellas se hayan originado.

Otra alternativa para considerar en las subdivisiones de la Tierra, se basa en las propiedades reológicas (Fig. 1-2). Usando este criterio, se puede considerar a la corteza como la porción más rígida de la parte superior del manto, por sobre la capa de baja velocidad y que se comporta como una unidad coherente y que se denomina litosfera. La litosfera tiene en promedio de 70 a 80 km de espesor bajo las cuencas oceánicas y de 100 a 150 km por debajo de los continentes. La parte más dúctil del manto que le sigue por debajo, es llamada

astenosfera. La litosfera y la astenosfera se distinguen por sus propiedades mecánicas y no por su composición ni por la velocidad de las ondas sísmicas. Esto es importante en la teoría de las placas tectónicas, porque la ductilidad de la astenosfera es la que provee la zona de dislocación sobre la cual se mueven las placas litosféricas rígidas. El manto por debajo de la astenosfera es llamada mesosfera. El límite astenosfera-mesosfera, debería corresponder a la transición de material dúctil a más rígido con el aumento de profundidad. El piso de la capa dúctil muestra bajo contraste en la velocidad de las ondas sísmicas. La mayoría de los geofísicos sostiene que la astenosfera se extiende hasta aproximadamente 700 km de profundidad. La naturaleza del manto por debajo no es bien conocida, pero las ondas sísmicas que cruzan la mesosfera por debajo de los 700 km están poco atenuadas, lo que sugiere la rigidez de esta capa.

Origen del sistema solar y de la tierra

El siguiente desarrollo resume las teorías mas aceptadas sobre el origen del sistema solar. El modelo mas popular sobre el origen del universo se refiere al Big Bang, que ocurrió entre 13 y 15 Ga. De acuerdo a los datos isotópicos de los meteoritos, el sistema solar se inició hace aproximadamente 4,56 Ga, a partir de una enorme nube de materia llamada “nébula solar”. La nébula consistió esencialmente de H_2 molecular, mas algo de He y cantidades menores de Be y Li (que fueron los únicos productos del Big Bang). Alrededor del 2% comprende elementos pesados, incluyendo algunos otros gases y partículas sólidas finas, presumiblemente creadas por reacciones nucleares de síntesis en estadios tempranos de evolución de las supernovas. La nebulosa comenzó a colapsar lentamente por atracción gravitacional e interacción de sus constituyentes. El porque ella comenzó a rotar y se aplanó tomando la forma de disco sería como resultado de la fuerza centrífuga y de la conservación del momento angular, resultando que la mayor parte de la masa se concentró hacia el centro conservando el momento angular del colapso gravitatorio, donde eventualmente se formó el Sol. Los cuerpos pequeños de metros a kilómetros, llamados planetesimales, comienzan a formarse y crecer en la nébula. El colapso gravitacional de la masa y su compresión habría generado considerable aumento de la temperatura y eventualmente se alcanzó un estadio donde se produjo la síntesis nuclear (fusión) del hidrógeno para formar helio.

Los primeros 100.000 años atestiguarían una rápida evolución del “proto-sol”, acompañada por una alta luminosidad causada por el calor generado y la contracción inicial. Cuando se alcanza la compresión adecuada, el Sol alcanza el “estadio T-Tauri”, caracterizada por una actividad menos vigorosa, que duraría mas de 10 Ma. El viento solar, una corriente cargada de partículas, cambia su carácter durante el estadio T-Tauri y comienza a emanar radialmente hacia fuera desde el sol, más que espiralmente desde los polos y la nébula pierde aproximadamente la mitad de su masa inicial durante este estadio.

Del material remanente, el 99,9% de la masa colapsó para formar el Sol y el restante 0,1%, con el mayor momento angular, permaneció en el disco. El disco de material tuvo suficiente masa para contraerse en la parte media del plano, donde localmente se separan acumulaciones locales formando los planetesimales. Los procesos de acreción planetaria tuvieron lugar bajo fuertes gradientes de presión y temperatura, generados por el temprano Sol. Como resultado, los elementos más volátiles y partículas sólidas de la nébula son evaporadas desde la porción interna mas caliente del sistema solar. Las partículas de vapor son expulsadas por el intenso viento solar T-Tauri y condensada directamente sobre los

sólidos cuando la temperatura es suficientemente baja. Sólo los grandes planetesimales pudieron sobrevivir a esta intensa actividad en la zona interna del sistema solar. Las actuales temperaturas de condensación (y la distancia del Sol a la cual tuvieron lugar) depende de los elementos particulares y de los componentes involucrados. Solo los elementos más refractarios sobrevivieron o se condensaron en las zonas más internas, mientras que los constituyentes más volátiles se movieron hacia fuera. Como resultado, los gradientes de temperaturas primarios y del viento solar, la nebulosa experimentó una diferenciación química basada en las temperaturas de condensación. Los óxidos más refractarios como, Al_2O_3 , CaO y TiO_2 , se condensaron rápidamente en las partes más internas del sistema solar, donde faltan los elementos más volátiles. Mientras que los metales como Fe, Mg y Ni, formaron silicatos de Fe-Mg-Ni, los metales alcalinos y silicatos, sulfuros y silicatos hidratados, H_2O , y sólidos de amonio, metano, etc., se fueron condensando progresivamente hacia fuera. La distancia más allá de la cual los componentes volátiles tales como el agua y el metano se condensaron se la denomina “línea de nieve”.

Aparentemente un gradiente de descenso de presión hacia fuera desde el centro de la nebulosa, también ha tenido lugar, principalmente en lo relativo a la temperatura de condensación del Fe metal versus silicatos, como así también en la relación Fe/Si (y contenido de oxígeno) de los planetas.

Los sólidos condensados continuaron acrecionándose como planetesimales. En la parte más interna del sistema solar, los materiales más refractarios se fueron acumulando y formaron los planetas terrestres (Mercurio, Venus, Tierra y Marte), así como los cuerpos relacionados que son los asteroides y meteoritos. En las partes más externas, más allá de la “línea de nieve”, se formaron los grandes planetas gaseosos (Júpiter, Saturno).

De esta muy breve descripción, queda claro que la composición de los planetas es en gran parte el resultado de condiciones específicas que existieron a diferentes distancias desde el centro de la nebulosa solar durante los primeros 10 Ma de evolución estelar. La composición de la Tierra es esencialmente el resultado de la antigua supernova que sembró la nebulosa solar con partículas sólidas y de los procesos de evaporación/condensación asociados con las temperaturas a la particular distancia de la Tierra, durante el estadio T-Tauri del Sol. Los procesos de diferenciación que produjeron la variación química a través del sistema no fueron totalmente eficientes. La composición de la Tierra es compleja y contiene algunos elementos muy estables, que no se ajustan a lo que se esperaría de la condensación a la distancia que está del Sol. Algunos de los variados constituyentes de la Tierra, incluyen los volátiles, que estuvieron contenidos en los tempranos planetesimales y que sobrevivieron a la completa vaporización durante el estadio caliente T-Tauri de evolución del Sol, mientras que otros componentes fueron agregados vía impactos de cometas y meteoritos desde la parte externa del sistema solar, conocido como bombardeo pesado que finaliza a 3,9 Ga. Los procesos descritos favorecieron la concentración de los siete elementos que constituyen el 97% de la masa de la Tierra (Tabla 1-1).

Elemento	Oxígeno	Magnesio	Hierro	Silicio	Azufre	Aluminio	Calcio
Porcentaje	50,7	15,3	15,2	14,4	3,0	1,4	1,0

Tabla 1-1. Abundancia atómica relativa de los elementos más comunes de la Tierra.

Estos elementos son consistentes con las abundancias solares y su condensación se habría producido a las temperaturas y presiones que reinaban en la Tierra dentro de los gradientes nebulares descritos.

Diferenciación de la tierra

El planetesimal que formó la Tierra, se produjo probablemente por acumulación secuencial causada por la gravitación, de materiales más densos, que concentraron una mezcla de Fe-Ni y otros óxidos pesados hacia el centro, con procesos de diferenciación, como resultado del calentamiento, causado por colapso gravitacional, por impactos y concentración del calor radiactivo. Eventualmente el planeta se calentó lo suficiente para iniciar la fusión a profundidades someras, por debajo de una corteza sólida, que se enfrió por radiación de calor hacia el espacio. Con el comienzo de la fusión la movilidad dentro de la Tierra se incrementó. Porciones densas de fundidos se movieron hacia abajo y las mas livianas hacia arriba. La energía gravitacional liberada por estos procesos generó probablemente suficiente calor como para fundir la totalidad de la Tierra, con la posible excepción de las capas mas externas, que también pudieron ser fundidas si hubo suficiente atmósfera gaseosa como para retardar la radiación y el enfriamiento.

Siderófilos	Calcófilos	Litófilos	Atmófilos	Biófilos
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au, Re, Mo, Ge, Sn, C, P, (Pb, As, W)	Cu, Ag, Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, (Ge), (Sn), Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, (Fe, Mo, Cr)	Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y, Tierras Raras, (C), Si, Ti, Zr, Hf, Th, (P), V, Nb, Ta, O, Cr, W, U, (H), F, I, Cl, Br, Mn, (Tl, Ga, Ge, Fe)	N, H, (O), (C), He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn,	H, C, N, (O), P.

Tabla 1-2. Clasificación geoquímica de los elementos (Goldschmidt, 1925).

El resultado de estos procesos fue que la Tierra se separó en capas controladas por la densidad y las afinidades químicas de los elementos que las forman. El concepto de afinidad química, en términos simples, se refiere al comportamiento de los elementos controlados por la configuración electrónica de las capas más externas y sus efectos en las características de los enlaces. Goldschmidt (1925) propuso que los elementos de la Tierra tienden a incorporarse en fases separadas, análogas a la distribución hallada en los meteoritos y en los hornos de fundición, separando a los elementos en:

Siderófilos: elementos asociados preferentemente con el hierro metálico.

Calcófilos: elementos que se asocian preferentemente con el azufre (en los meteoritos con la troilita).

Litófilos: elementos asociados preferentemente con el oxígeno y que por consiguiente forman parte de los silicatos.

Atmófilos: elementos propios de la atmósfera.

Biófilos: elementos esenciales para la vida animal y vegetal.

La clasificación de Goldschmidt es empírica, pero tiene una explicación teórica basada en la afinidad química. Los elementos siderófilos, se presentan esencialmente sin combinar, debido a su elevado potencial de ionización, en comparación con los elementos litófilos, cuyo potencial es más bajo y les permite entrar fácilmente en combinación. Los elementos calcófilos, si bien su potencial de ionización es más elevado que el de los siderófilos, su comportamiento es diferente por su capacidad de polarizar al azufre (mucho mas polarizable que el oxígeno), esto favorece la unión covalente entre ellos. La capacidad de polarización es a la vez función del potencial iónico del catión y del tamaño del anión. La relación litófilo-calcófilo se demuestra también en los cationes divalentes. El calcio y el magnesio son litófilos y forman silicatos, carbonatos y sulfatos; mientras que el hierro, cobalto, cinc y cobre, prefieren unirse al azufre y son calcófilos. El manganeso es un elemento intermedio, pues

aparece tanto en sulfuros como en sales oxigenadas.

Los elementos atmófilos pueden haberse formado tempranamente en la Tierra como pequeños océanos y atmósfera incipiente, pero la mayoría de los elementos gaseosos livianos no se sostuvieron durante los estadios tempranos de la Tierra y escaparon al espacio, por lo que la atmósfera y los océanos se habrían formado con posterioridad.

Después de unos pocos cientos de millones de años, este fundido diferenciado de la Tierra se enfrió y solidificó en condiciones similares a las actuales, teniendo si un gradiente distinto de temperatura y presión con la profundidad.

Las capas litófila, calcófila y siderófila, no deben confundirse con las capas actuales, corteza, manto y núcleo. El núcleo de la Tierra es la capa siderófila, pero los componentes calcófilos fueron disueltos en los siderófilos del núcleo y nunca se separaron como fases distintas. El manto representa una segregación litófila, pero ¿y la corteza? Ni la corteza continental ni el océano, se formaron por un proceso de diferenciación a gran escala en la Tierra primitiva (aunque esto habría ocurrido en las tierras altas de la Luna con las anortositas). La corteza oceánica de la Tierra ha sido reciclada muchas veces en el pasado y la corteza continental ha evolucionado lentamente con el tiempo. Los procesos por los que el manto se diferencia para producir corteza son predominantemente de origen ígneo.

¿Como se lograron estos conocimientos?

La pregunta que nos hacemos es si son correctas las interpretaciones de datos que se usan para ajustar la aproximación petrológica, que concierne al origen del Universo, del sistema solar y de lo que representa la Tierra. La explicación más simple de todos los datos sin violar las leyes físicas, es consistente con las leyes físicas de la mecánica celeste, la gravedad, síntesis nuclear, etc. También son consistentes con las observaciones geofísicas de las ondas sísmicas y la naturaleza del sistema solar.

Los datos de la composición y de las zonas del interior de la Tierra (Figs. 1-1 y 1-2) son el resultado de dichas investigaciones. Las rocas ígneas son el producto de fundidos en profundidad y conocemos con cierta certeza como ocurre tal fusión. Se han hecho perforaciones hasta el manto (pero nunca se alcanzó el núcleo), en el sentido de muestrear directamente tales materiales y nuestros hipotéticos manto y núcleo son de lejos materiales muy diferentes a los que encontramos en la superficie de la Tierra. ¿Qué evidencias tenemos que soportan la supuesta composición y estructura de nuestro planeta?

Primero, las cuidadosas y precisas mediciones de la constante gravitacional, que se usa para medir el momento de inercia de la Tierra, calcular su masa y su densidad promedio. La densidad promedio de la Tierra es de 5,52 g/cm³. Es relativamente sencillo inventariar la composición química de las rocas expuestas en la superficie, pero su densidad raramente es mayor a 3,0 g/cm³, por lo que en el interior de la Tierra debe haber material mucho más denso. Los elementos que constituyen el Sol, las estrellas y las superficies de otros planetas, tienen analogías con nuestro planeta.

La Fig. 1-4 ilustra las concentraciones estimadas de los elementos en la nébula solar (estimada desde los meteoritos). El hidrógeno es de lejos el elemento más abundante y debe haber constituido la nébula original. Otros elementos (excepto el He) fueron sintetizados desde el H en el Sol y las estrellas. El decrecimiento en las abundancias con el incremento del número atómico (Z) refleja la dificultad de sintetizar progresivamente átomos más grandes. Otra característica interesante que se observa en la figura es la curva en “sierra”, que está de

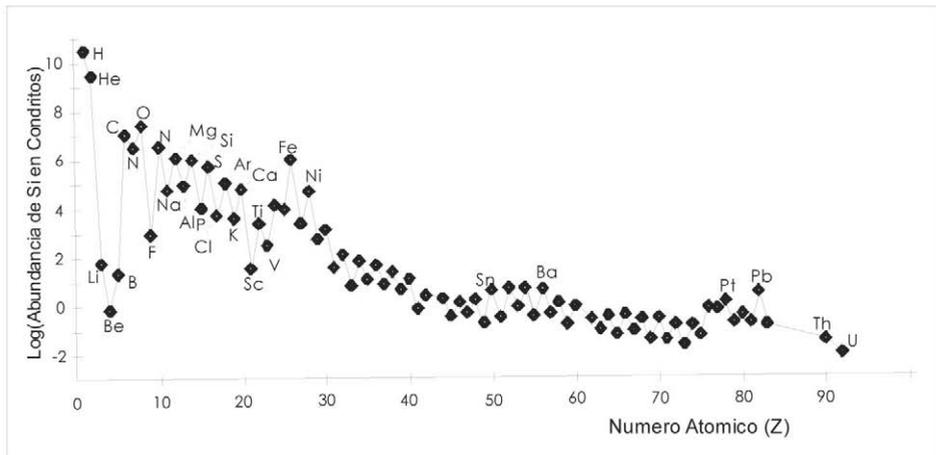


Fig. 1-4. Abundancia estimada de los elementos de la nébula solar (expresada en átomos de Si $\cdot 10^6$).

acuerdo con la regla de Oddo-Harkins, que dice que los átomos con números pares son más estables y por lo tanto más abundantes, que los que están formados por números impares. Esto permite asumir que los elementos más comunes como el Fe, el Mg y Ni, son mucho más abundantes en el sistema solar, que en la corteza de la Tierra y se puede inferir que también están concentrados en la Tierra. El Fe es suficientemente denso para satisfacer la alta densidad requerida para la Tierra de $5,52 \text{ g/cm}^3$.

Los estudios sísmicos indican diferentes comportamientos en las velocidades de las ondas P y S, en variados materiales a elevadas presiones y temperaturas, que pueden ser medidas en el laboratorio y comparadas con las velocidades sísmicas dentro de la Tierra, como se determinan en los sismos. Adicionalmente, los fenómenos de reflexión y refracción de las ondas sísmicas evidencian la estructura interna de la Tierra y las profundidades de sus discontinuidades, que permiten la subdivisión en corteza, manto, núcleo externo y núcleo interno, así como otros detalles geofísicos.

Así como conocemos más acerca de las muestras del manto obtenidas, hay un gran número de rocas que se encuentran en la superficie y cuyo origen corresponde al manto. En zonas de subducción fósiles, fragmentos de corteza oceánica y del manto subyacente han sido incorporadas a los prismas de acreción, los que por levantamiento y erosión, dejan expuestas estas rocas de manto. Xenolitos de material de manto son llevados ocasionalmente hasta la superficie, por los basaltos. Materiales del manto profundo llegan a la superficie como xenolitos en las diatremas de kimberlitas diamantíferas. La vasta mayoría de las muestras encontradas son rocas ultramáficas compuestas por olivino y piroxenas. En razón de la alta densidad de estas rocas, no es fácil que puedan alcanzar la superficie, que es mucho menos densa.

Meteoritos

Los meteoritos son objetos sólidos extraterrestres que han impactado en la superficie terrestre después de haber sobrevivido el pasaje a través de la atmósfera. La mayoría de ellos corresponden a fragmentos derivados de la colisión de grandes cuerpos, principalmente del

cinturón de asteroides que orbitan entre Marte y Júpiter. Ellos son muy importantes, porque representan restos de estadios tempranos a intermedios del desarrollo de la nébula solar que por subsecuentes alteraciones y diferenciaciones dio lugar a la formación de la Tierra, por lo que dan invaluable información sobre la construcción del sistema solar. Los meteoritos han sido clasificados en diferentes formas y la Tabla 1-3, ofrece una clasificación simplificada, que da indicaciones generales sobre los tipos mas importantes.

Meteoritos Metálicos: están compuestos principalmente por aleación metálica Fe-Ni.

Meteoritos Pétreos: están compuestos por minerales silicáticos.

Meteoritos Metálicos-Pétreos: contienen cantidades similares de Fe-Ni y silicatos.

Los meteoritos metálicos (Fe-Ni) se piensa corresponden a fragmentos del núcleo de algún planeta terrestre que ha sufrido diferenciación desde silicatos, sulfuros y líquidos metálicos, como se discutió en la hipótesis de génesis de la Tierra. Estos meteoritos contienen cantidades de siderofilita (aleación de Fe-Ni) y fases de calcofilita (segregaciones de troilita: FeS). La aleación de Fe-Ni está compuesta de dos fases, kamacita y taenita, las cuales se separan con el enfriamiento desde una fase única homogénea. Estas dos fases están comúnmente intercrecidas siguiendo un patrón como lamelas cruzadas que se intersectan (cross-hatched) llamada “textura de Widmanstätten” (Fig. 1-5). Los meteoritos Metálicos-pétreos son considerados meteoritos “diferenciados” porque constituyen grandes cuerpos y habrían sufrido diferenciación geoquímica. Los meteoritos asimismo, registran grandes variaciones en desarrollo, que representarían diferentes partes de un planeta. Por otra parte, las colisiones entre asteroides, cambia a los cuerpos meteoríticos originales en fragmentos que son remezclados y brechados, como se observa en muchos de ellos.

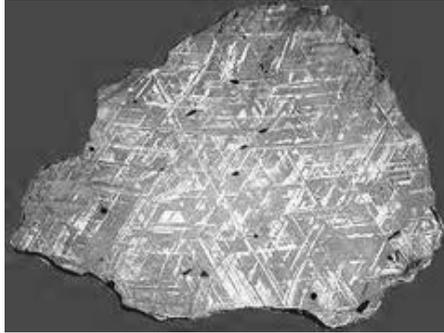


Fig. 1-5. Textura de Widmanstätten, en meteorito metálico.

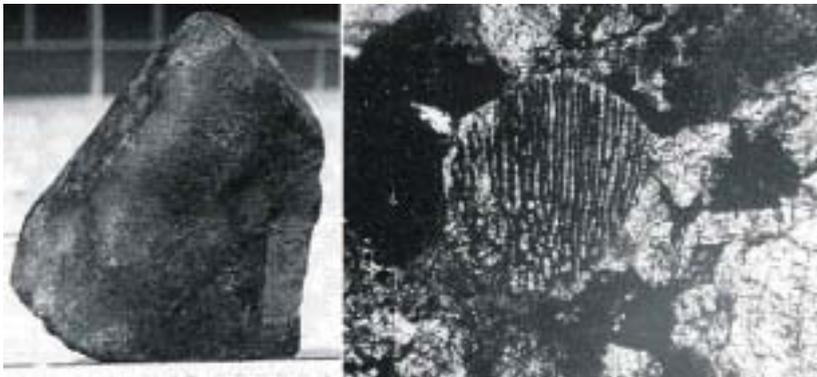


Fig. 1-6. Meteorito Casilda. A: vista macro. B: condrito polisomático fibrorradiado de clinostatita con opaco incluido con hábito subparalelo (0,27 mm diámetro, nicoles cruzados).

Los meteoritos pétreos son subdivididos sobre la base del contenido de “cóndrulos”, que son inclusiones silicáticas esféricas con tamaños entre 0,1 y 3 mm de diámetro. Los cóndrulos parecen ser gotas de vidrio que han cristalizado dando origen a minerales silicáticos. Los meteoritos con cóndrulos se denominan “Condritos” y los que carecen de ellos “Acondritos”.

Los acondritos, son también meteoritos diferenciados, al igual que los metálicos y los de hierro-pétreos, a diferencia de los condriticos (Fig. 1-6 A y B) que son considerados meteoritos no-diferenciados, porque el calor requerido para permitir la fusión y diferenciación de un planeta, habría destruido los cóndrulos vítreos. El pequeño tamaño de los cóndrulos indica enfriamiento rápido (< 1 hora), que sería el requerido en el enfriamiento de una nébula al tiempo de su formación. Ellos probablemente se formaron después de la condensación y antes de la formación de los planetesimales. Edades determinadas indican 4.550 Ma, por lo que los condritos son considerados como los tipos de meteoritos más primitivos, en el sentido que se piensa que su composición es muy próxima a la nébula solar original. Se sugiere que todos los planetas terrestres interiores se formaron desde un material de composición condritica promedio. Esto ha conducido al desarrollo del modelo Condritico de la Tierra. Este modelo provee un buen ajuste para la mayoría de los elementos que componen la Tierra, con algunas pequeñas diferencias. Por ejemplo, la Tierra es mucho más densa y debe tener mayor relación Fe/Si que los condritos. Los modelos de formación de los planetas, se basan en las temperaturas de condensación en función de la distancia desde el Sol y explican las composiciones químicas de los planetas y sus variaciones, asumiendo que algunos meteoritos los representan.

Clase		Subclase	Nº de caídas	% de caídas
Hierro		Todas	42	5
Hierro-Pétreos		Todas	9	1
Pétreos	Acondritos	SNC's (Marte)	4	8
		Otros	65	
	Condritos	Carbonaceos	35	86
		Otros	677	

Tabla 1-3. Clasificación simplificada de Meteoritos. (Sears y Dodd, 1988).

Algunas subdivisiones de los meteoritos se basan en sus texturas y/o contenido mineral. Hay considerable variación en la composición global así como en la mineralogía. Sobre 90 minerales encontrados en los meteoritos pétreos, sólo algunos no se encuentran en la Tierra. Diversos meteoritos parece que vinieran de la Luna y de planetas próximos como Marte, por lo que su estudio provee importante información sobre la composición química del sistema solar y de sus integrantes.

Variaciones de presión y temperatura con la profundidad

Para explicar como se forman los fundidos magmáticos y el metamorfismo, se debe entender que condiciones físicas (presión y temperatura), que tienen lugar en el interior de la Tierra, para poder evaluar como responden los materiales a dichas condiciones. La presión se incrementa con la profundidad, como resultado del peso de los materiales que se sobreponen, mientras que la temperatura se incrementa como resultado de la lenta transferencia de calor desde el interior de la Tierra hacia la superficie.

Gradientes de presión

La presión ejercida en un medio dúctil o fluido resulta del peso de la columna de material sobrepuesto (Fig. 1-7).

Para la presión hidrostática

$$P = \rho gh$$

Donde P es la presión, ρ es la densidad, g es la aceleración de la gravedad, h es la altura de la columna de material que está por encima (profundidad). La condición de la presión hidrostática es que la misma es igual en todas las direcciones (vertical y horizontal). En el caso de las rocas que se vuelven dúctiles con la profundidad y cumplen esta condición, se denomina presión litostática.

En las proximidades de la superficie de la Tierra, las rocas están sometidas a deformación frágil, por lo que soportan presiones diferenciales según la dirección. Si las presiones horizontales, exceden a las verticales, las rocas pueden responder con fracturas o con plegamientos.

Un cálculo más preciso de la presión en la base de la corteza, se realiza utilizando un promedio de la corteza y si se fuera a mayor profundidad se usaría la densidad representativa del manto.

Por ejemplo, un promedio de densidad cortical es $2,8\text{g/cm}^3$. Para calcular la presión en la corteza continental a 35 km, sustituimos en la siguiente ecuación:

$$\begin{aligned} P &= 2800 \text{ kg/m}^3 \times 9,8 \text{ m/s}^2 \times 35.000 \text{ m} \\ &= 9,8 \times 10^8 \text{ kg/(m s}^2) \\ &= 9,8 \times 10^8 \text{ Pa} = 1 \text{ GPa} \end{aligned}$$

$$1 \text{ GPa} = 1 \times 10^9 \text{ Pa} = 1 \text{ kg/(m.s}^2)$$

Esto da un buen promedio de presión para la corteza continental de $1 \text{ GPa}/35 \text{ km}$, o aproximadamente $0,03 \text{ GPa/km}$, o 30 MPa/km .

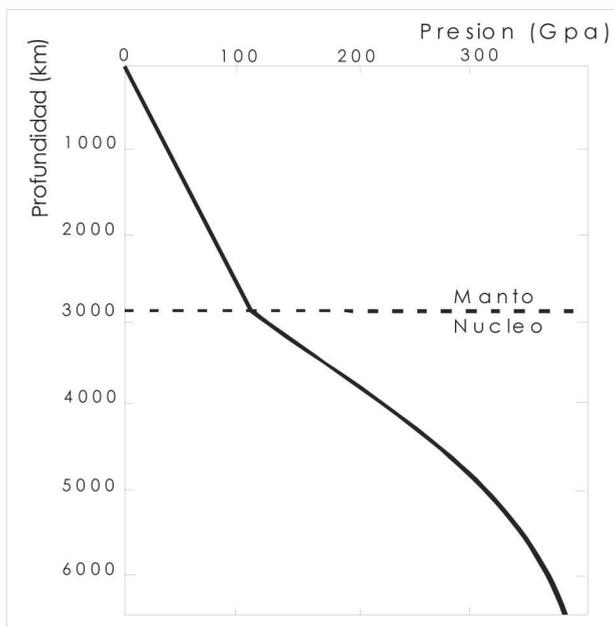


Fig. 1-7. Variación de la presión con la profundidad.

Una densidad representativa para el manto superior es de 3,35 g/cm³, resultando para el manto un gradiente de presión de aproximadamente 35 MPa/km.

Gradientes de temperatura

Determinar el gradiente geotérmico, o sea la variación de la temperatura con la profundidad, es mucho más dificultoso de hacerlo que con la presión (Fig. 1-8). Hay dos fuentes primarias de calor en la Tierra.

1. Enfriamiento: calor desarrollado tempranamente en la historia de la Tierra, desde los procesos de acreción y diferenciación gravitacional, que gradualmente se va perdiendo con el tiempo. Hubo un gradiente inicial de temperatura una vez que el planeta solidificado comenzó a enfriarse. Hay también una partición gravitacional continuada del hierro en el núcleo interno que contribuye también aportando calor.

2. Decaimiento de isótopos radiactivos: la mayoría de los elementos radiactivos, están concentrados en la corteza continental y su decaimiento produce del 30 al 50% del calor que alcanza la superficie de la Tierra.

Una vez generado, el calor es transferido desde las zonas calientes a las zonas más frías, por cuatro procesos que dependen del material involucrado en la transferencia:

1. Si el material es suficientemente transparente o traslúcido, el calor puede ser transferido por **radiación**. La radiación es el movimiento a través de un medio de partículas/ondas, tales como la luz visible o infrarroja del espectro. Este es el principal camino por el cual la Tierra pierde calor desde la superficie hacia el espacio. Por este camino también recibimos energía desde el Sol. La transferencia de calor por radiación no es posible dentro de la tierra sólida, excepto posiblemente a gran profundidad, donde los minerales silicáticos están lo suficientemente calientes como para perder su opacidad a la radiación infrarroja.

2. Si el material es opaco y rígido, el calor puede ser transferido por conducción. Esto involucra la transferencia de energía cinética (mayormente vibracional) desde átomos calientes a otros más fríos. El calor por conducción es bastante eficiente en metales, en los cuales los electrones están libres para migrar. Pero la conducción es pobre en los minerales silicáticos.

3. Si el material es más dúctil y puede ser desplazado, el calor puede ser eficientemente transferido por **convección**. En sentido amplio, la convección es el movimiento de material, como respuesta a diferencias de densidad, causada por variación térmica o composición. Se considerará aquí el tipo de convección que involucra la expansión de material por aumento de calor, debido a que aumenta su capacidad de flotar. La convección puede involucrar flujo en una sola dirección, en tal caso el material caliente que se mueve se acumulará en el tope de un sistema dúctil (o si hay enfriamiento y aumento de densidad, el material se acumulará en la base de un sistema). La convección puede también tener lugar como un movimiento cíclico, típicamente debajo de una celda cerrada se localiza una fuente de calor. En dicha celda de convección el material más caliente asciende y desplaza lateralmente al material más frío y denso que tiende a descender y así se mantiene el sistema, constituyendo un ciclo continuo.

4. **Advección**: es similar a la convección, pero involucra la transferencia de calor con las rocas en movimiento esencialmente horizontal. Por ejemplo, una zona caliente profunda que es levantada por tectonismo, o erosión y ascenso isostático, en ambos casos el calor asciende físicamente con las rocas, aunque en forma pasiva.

La convección puede actuar eficientemente en el núcleo líquido y en algunos fluidos astenosféricos del manto y puede ser responsable del alto flujo de calor medido en las

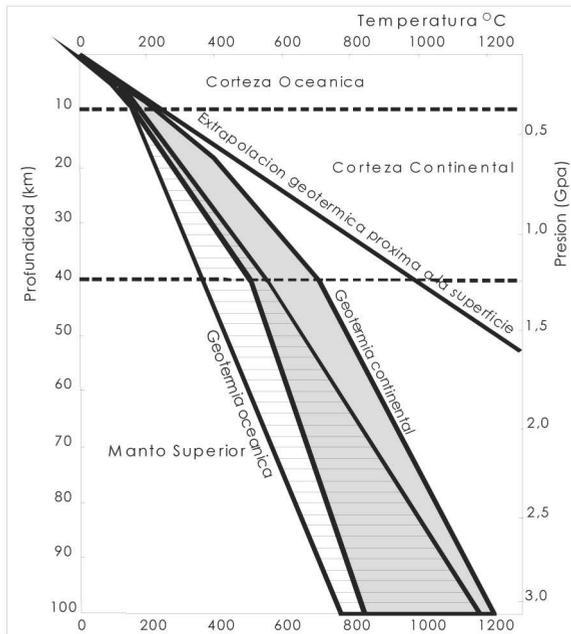


Fig. 1-8. Estimación del rango de variación del gradiente geotérmico en áreas oceánicas (rayado horizontal) y en áreas continentales (gris), hasta los 100 km.

dorsales medio-oceánicas. Es también el método primario de transferencia de calor en los sistemas hidrotermales por encima de los cuerpos de magma o dentro de la corteza oceánica superior, donde el agua circula libremente encima de roca caliente. Más allá de estas áreas la conducción y la advección son los únicos mecanismos de transferencia de calor.

El flujo calórico es relativamente alto en corteza oceánica de reciente formación y en áreas orogénicas, donde el magma asciende por convección y/o advección hasta niveles someros. Este alto flujo de calor comenzó hace aproximadamente 180 Ma en la litosfera oceánica (desde las dorsales) y hace aproximadamente 800 Ma en los continentes. Los modelos basados en valores del flujo calórico por conducción, se complican por la concentración de elementos radiactivos en la corteza continental, que produce mayor transferencia de calor que en la corteza oceánica, pero que en el manto convergerían los valores, por debajo de las zonas con concentración de minerales radiactivos. Estimaciones del flujo de calor desde el manto están en el rango de 25 a 38 mW/m² debajo de los océanos y de 21 a 34 mW/m², debajo de los continentes. El flujo de calor es comúnmente expresado en unidades (HFU), de los cuales 1 HFU = 41,84 mW/m².

El gradiente geotérmico en las áreas corticales superiores es de 0,3°C/km (10°C/Gpa).

Lecturas sugeridas

- Best, M. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. 630 páginas. W.H.Freeman & Co.
- Goldschmidt, V. M. 1925. *Geochemische Verteilung Gesetze der Elemente*. Norske Videnskape-Akad. Oslo. Skr. I, 1.
- Goldschmidt, V.M. 1933. *Grundlagen der Quantitativen geochemie*. Fortschr. Mineral. Kristall. Petr. 17: 112-156.
- Sears, D.W.G., y Dodd, R.T. 1988. Overview and classification of meteorites. In: Kerridge, J.F., y Mathews, M.S. (eds.). *Meteorites and the early Solar System*, 3-31. Univ. of Arizona.
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. 697 págs. Prentice Hall.