
Examen final de Petrología Ígnea

Petrología Ígnea

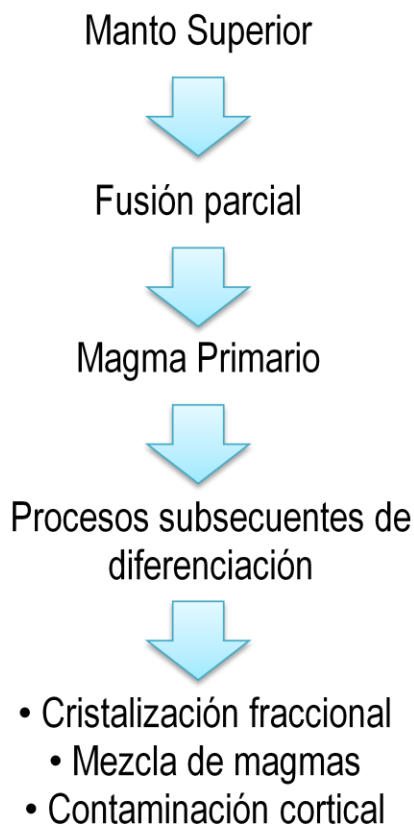
Aurora Piña CI. V-13.126.747

1. Explique, de acuerdo con su criterio, cuáles son los procesos más importantes en la producción de la diversidad litológica. ¿Qué factores influyen? ¿Cómo es el magmatismo en las zonas de expansión oceánica (cordilleras centro oceánicas) y en las zonas de convergencia de placas (zona de subducción)?

Procesos de generación de magmas: Los magmas primarios se generan a partir de la fusión parcial del manto, lo que genera magmas máficos o ultramáficos. Los subsecuentes procesos de diferenciación como cristalización fraccional, mezcla de magmas y contaminación cortical son los responsables de la generación del amplio espectro composicional de las rocas ígneas. Las características geoquímicas de estos magmas primarios dependen de parámetros como la composición de la roca fuente, mineralogía, profundidad y grado de fusión parcial; los cuales pueden variar de un ambiente tectónico a otro.

Entendemos por fusión parcial de las rocas (anatexis) al proceso por el cual los minerales de mínimo punto de fusión pasan a una fase líquida cuando se produce una alteración en el sistema. El grado de fusión parcial depende de la intensidad con la que actúan los factores desencadenantes. Los tres factores que producen la anatexis son la descompresión adiabática de rocas sólidas a altas temperaturas, el ingreso de agua al sistema y el aumento de la temperatura.

La gran diversidad litológica de las rocas ígneas es producida a partir de la fusión parcial del manto superior se puede resumir en el siguiente esquema:



El rango de profundidad a la cual se generan los magmas primarios se ubica en el rango entre los 100 a 200km del manto, siendo las kimberlitas diamantíferas las rocas que poseen un origen más profundo: entre 200-250Km de profundidad. Una vez que se produce la fusión parcial en el manto superior, se generan magmas primarios, estos comienzan su ascenso en dirección a la superficie y pueden sufrir procesos de contaminación por asimilación de la roca caja en cualquier etapa de su recorrido desde la fuente hasta la superficie. Los efectos de dicha contaminación en las características geoquímicas de los magmas se pueden determinar realizando comparaciones de elementos mayoritarios, trazas y composición isotópica de Sr-Nd-Pb entre la roca caja y el magma.

Existen varias maneras en las que un magma primario generado a partir de fusión parcial del manto puede interactuar con las rocas de la corteza:

- A) Por la fusión parcial tanto de fuentes del manto

como de la corteza puede generar una mezcla de magmas en la cámara.

- B) Las paredes, el techo y el piso de la roca caja pueden comenzar a fundirse cuando la temperatura del *solidus* es excedida. Este fundido puede contaminar el magma dentro de la cámara por medio de mezcla.
- C) Grandes bloques de la roca caja pueden caer dentro del volumen de magma y ser asimilados debido a una fusión completa.

En B y C se requiere energía termal para fundir la roca caja, la cual proviene del mismo magma. Como consecuencia el magma comienza a enfriarse y a cristalizar. La asimilación en las cámaras magmáticas es comúnmente asociada con cristalización fraccional. El grado de asimilación de la roca caja en el magma está limitado por la energía termal.

Además de la contaminación generada por la roca caja, fluidos hídricos producto de reacciones de deshidratación de la roca caja pueden ser absorbidos en el magma, lo cual genera contaminación por enriquecimiento de algunos elementos en estos fluidos.

Un rol fundamental lo juega no sólo el material que se funde, sino el que no se funde. La naturaleza de la fase refractaria determinará en gran medida la abundancia y los tipos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas que serán incorporados en el magma. En algunos casos, la ausencia o presencia de ciertos elementos será muy característica de algunos ambientes tectónicos. Cuando un magma se segrega de la roca fuente, puede sufrir una gran variedad de fraccionamientos complejos, mezcla y procesos de contaminación en su camino a la superficie, el transporte y subsecuente almacenamiento en las cámaras magmáticas.

Algunos de estos procesos se describen a continuación:

Convección: las diferencias de densidad termal inducidas y composicionales favorecen movimientos convectivos en los magmas y la forma de estos movimientos está controlado por el tamaño y la forma de la cámara, la densidad y viscosidad del magma, así como por cualquier otro proceso que opere en las paredes de la cámara. Cuando ocurre cristalización en un magma, la capa fluida inmediatamente adyacente a los cristales que se forman, puede enriquecerse o agotarse en componentes pesados, dependiendo de los minerales que están cristalizando. Entonces, la densidad de esta capa será diferente de la capa principal en la cámara magmática y como consecuencia, se separará por convección de aquellos cristales. Claramente, en sistemas que poseen una convección dominada por la composición y no por la temperatura, los movimientos de los fluidos deben ser más turbulentos. Estos fluidos pueden estratificarse verticalmente con respecto a la densidad, composición y temperatura.

Mezcla: cuando un pulso nuevo de magma entra a la cámara magmática, este eventualmente se mezcla con el magma residual o diferenciado. Aparentemente, los magmas básicos pueden mezclarse fácilmente, produciendo mezclas homogéneas, pero la medida en la composición de ambos magmas dependerá de la tasa de flujo, las densidades y viscosidades relativas de los magmas. Experimentos indican que a mayor

tasa de flujo se produce turbulencia, la cual es un mecanismo muy eficiente para producir la mezcla. Por otro lado, la mezcla se inhibe si la diferencia de viscosidad entre los fundidos es muy pronunciada.

Cristalización Fraccional: el fraccionamiento es un proceso físico mediante el cual diferentes fases son mecánicamente separadas. Consiste principalmente en la remoción de cristales del sistema mientras estos se forman, principalmente por asentamiento gravitacional si los cristales son más densos que el líquido o flotación, si son menos densos que el líquido. Las tasas de asentamiento dependen del tamaño de los cristales, la viscosidad del líquido y del contraste de densidad entre el líquido y los cristales.

Contaminación cortical: es la asimilación de materiales de la corteza que pueden cambiar las composiciones químicas de los magmas primarios. La contaminación cortical pueda afectar la composición de un magma y sus características geoquímicas. Pero no se considera que sea un proceso relevante en la producción de distintas rocas ígneas, ya que para que esto suceda, el grado de asimilación debe ser muy importante.

Otros procesos: entre los procesos menos importantes para la diversificación de magmas encontramos las transferencias gaseosas y la inmiscibilidad de líquidos. El primero es la separación de una fase gaseosa del magma al disminuir la presión y el segundo consiste en un contraste en la densidad de dos líquidos, la posibilidad de la migración hacia arriba y concentración de la fase menos densa pudiera existir.

Magmatismo en las zonas de expansión oceánica (cordilleras centro oceánicas):

Los magmas producidos en las zonas de expansión oceánica (o márgenes constructivos) son los MORB (*Mid-Ocean Ridges Basalt*). Los MORB son toleítas olivínicas con composiciones de elementos mayoritarios, lo cual indica una relativa constancia de los orígenes y procesos que operan a lo largo de la expansión de los *ridges*. Inicialmente, basados en algunas pocas muestras, se había considerado que los basaltos oceánicos tenían composiciones químicas restringidas, con características toleíticas, SiO₂ constante, bajo K y bajos contenidos de elementos incompatibles. En los años 70 del siglo XX se hicieron relevantes descubrimientos submarinos que revelaron la diversidad química y petrológica de las rocas del suelo oceánico y en particular en las zonas de expansión oceánica. En particular, los basaltos eruptados a lo largo de segmentos topográficamente "normales" de *ridges* tienen diferentes características isotópicas y de elementos trazas de estos materiales eruptados sobre los altos topográficos o de las plataformas asociadas con las islas separadas del eje del *ridge* (p.e. Islandia, Azores, Galapagos, Bouvet y Reunión).

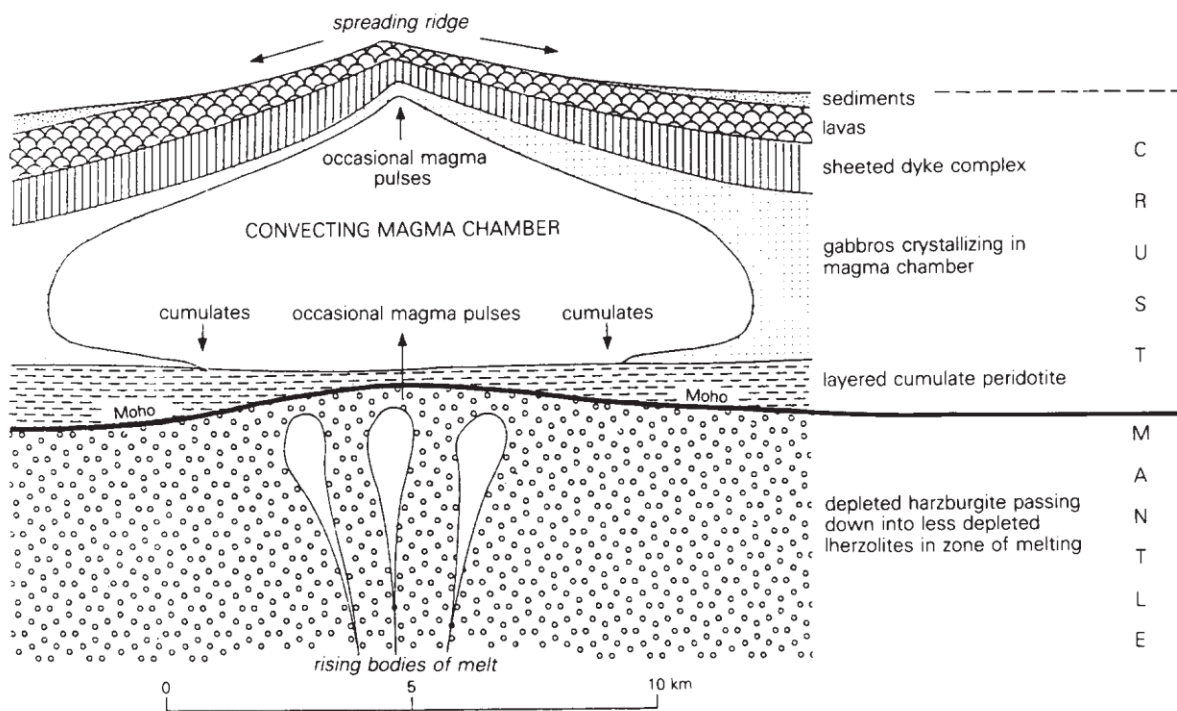
La composición química de los basaltos generados en los *ridge* mid-oceánicos dependen de una variedad de factores, incluyendo los siguientes:

1. La composición y mineralogía de la fuente del manto.
2. El grado de fusión parcial de la fuente y un mecanismo de extensión menor de fusión parcial.
3. La profundidad de segregación del magma.
4. La extensión de la cristalización fraccional y los procesos de mezcla de magmas durante el almacenamiento del magma en el nivel superior del sub-eje de la cámara magmática.

La figura 1 muestra una sección hipotética de un corte de un *ridge*, mostrando el desarrollo de la estructura de la corteza oceánica en respuesta de los procesos magmáticos en el eje del *ridge*. Citado por Wilson (2007) de la figura de Brown y Mussett (1981).

O'Hara (1968) mostró que era poco probable que todos los magmas MORB sean todos uniformes y que ahora se ha aceptado es que los MORB son de magmas evolucionados, donde las composiciones pueden ser modificadas por una variedad de los procesos de altos niveles que incluyen la cristalización fraccional, mezcla de magmas y contaminación cortical.

Figura 1: Sección hipotética de un corte de un *ridge*:



La mayoría de las basaltos tipo MORB son sub-alcalinos y toleíticos. Los basaltos alcalinos y transicionales ocurren sólo raramente, asociados con montes submarinos (*seamounts*) y zonas de fractura. En términos de la química de elementos mayoritarios de basaltos tipo MORB son similares a las toleitas de islas oceánicas, arcos de isla y flujos de basaltos continentales. Sin embargo, comparados con otros basaltos, los MORB muestran una característica baja concentración de elementos incompatibles como Ti, P, y Tierras raras livianas (*LIL*): K, Rb y Ba. El bajo contenido de K_2O parece ser una característica particular para discriminar los basaltos tipo MORB, de otros basaltos eruptados en distintos ambientes tectónicos. Las típicas toleitas de Hawaiianas (islas oceánicas) tienen un menor contenido de Al_2O_3 con respecto a los MORB con distintos grados de diferenciación, lo que sugiere diferentes contenidos de Al_2O_3 en los magmas primarios.

Como ya se mencionó, se había creído que los MORB tenían composiciones uniformes, pero desde la década de los años 70 del siglo XX se realizaron estudios que demuestran variaciones geoquímicas que sugieren, una variedad de procesos magmáticos y una fuente heterogénea ubicada en el manto original. Los óxidos de los elementos mayoritarios presentes en la geoquímica de los MORB son: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ y H₂O. La mayoría de los basaltos tipo MORB muestran un contenido de SiO₂ en 47 y 51 % y por consiguiente no puede ser usado como índice de diferenciación. Solo en las zonas de propagación de los segmentos del *rift* (p.e. Galápagos), las zonas de fallas transformantes y segmentos de *ridge* anómalos (p.e. Islandia) pueden producir fracturamiento extensivos produciendo más diferenciación silícea.

El contenido de MgO o valor M (100 Mg/Mg + Fe²⁺) es utilizado para diferenciar los magmas primitivos de aquellos magmas más evolucionados composicionalmente. El valor de M tiene un gran rango, siendo el valor máximo entre 55 y 65. Un valor de 70 define a un magma basáltico en equilibrio con el olivino del manto. Los magmas de composición relativamente fraccionada parecen ser dominantes, indicando que los magmas primarios tipo MORB sufrieron altos niveles de fraccionamiento luego de segregación de la fuente del manto.

En cuanto a los elementos traza, la mayoría de los MORB están agotados en cationes de alto radio iónico como Cs, Rb, K, Ba, Pb y S en comparación con las islas oceánicas y los basaltos continentales. Adicionalmente, para basaltos eruptados en segmentos de *ridges*, los cationes de alto radio iónico presentan menores concentraciones que los de radio pequeño.

Uno de las características diagnósticas de las series de magmas toleíticos, tienen una tendencia de enriquecimiento en los estados iniciales del fraccionamiento. La evolución completa comprende el espectro que comienza con los basaltos hasta las riolitas.

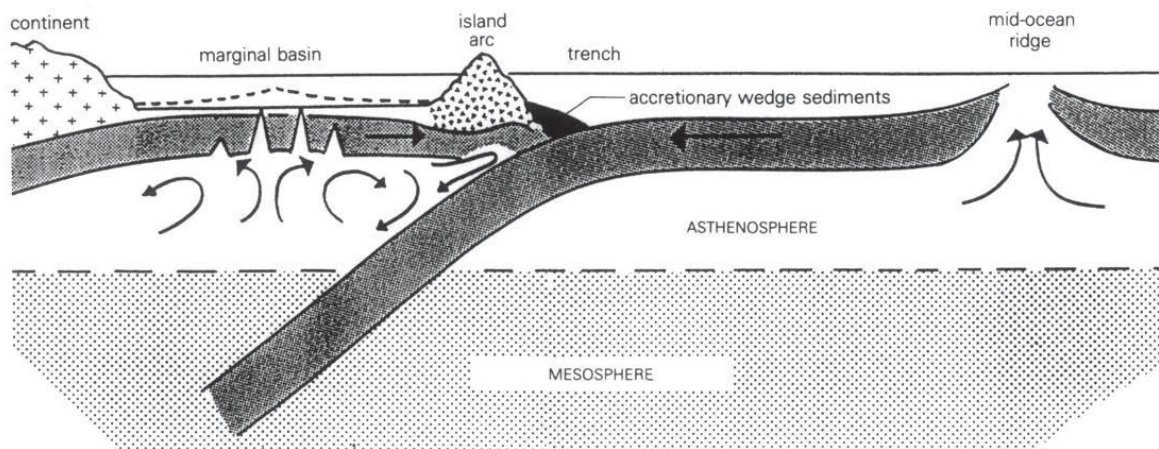
Magmatismo en las zonas de convergencia de placas (zonas de subducción):

El magmatismo asociado a las zonas de márgenes destructivos o zonas de subducción tiene características toleíticas y de calco-alcalinas a alcalinas. En la actualidad los magmas dentro del rango calco-alcalino a alcalino se restringen prácticamente a las zonas de subducción, siendo este un importante indicador de reconocimiento en el estudio de rocas volcánicas antiguas. Dado que las rocas volcánicas pueden estar en los rangos descritos anteriormente: toleítico, calco-alcalino y alcalino, y que además se ha demostrado que son secuenciales, se ha podido determinar que estos están relacionados con el grado de madurez del arco de volcanes. Por ejemplo, el magma toleítico ocurre cuando tenemos un volcán joven o inmaduro, mientras que el magma calco-alcalino corresponde a un volcán maduro. Se sabe que la geoquímica de los magmas producidos por volcanes en márgenes destructivos es mucho más variada que los MORB. A medida que va evolucionando el volcán se vuelve más rico en SiO₂ particularmente en las series calco-alcalinas con predominancia de las andesitas. Los basaltos alcalinos y sus diferenciaciones pueden producirse en estos ambientes tectónicos, pero no son los comunes, pues estos se producen en mayor proporción en los ambientes de islas oceánicas y *rifts* intraplaca continentales.

En los arcos de isla ocurre la subducción de una litósfera oceánica por debajo de la otra, generándose así una cuña mantelar bajo la placa que “cabalga”. El proceso de subducción transporta una placa litosférica oceánica hacia el manto profundo; esta placa se compone principalmente de: lertzolita del manto agotada en la litósfera oceánica, corteza oceánica, comprendiendo basalto y gabro generado en una dorsal centro-oceánica, cuerpos de serpentinita y sedimentos oceánicos.

La siguiente figura (figura 2) ilustra la formación y subducción de una litósfera oceánica (Tomada de la figura 6.1 de Wilson, 2007):

Figura 2: Formación y subducción de litósfera oceánica, con creación nueva de corteza en un *ridge* y una cuenca post-arco.



Las zonas de convergencia de placas donde hay colisión de litósfera oceánica y continental o márgenes continentales activos son ejemplificadas y conocidas por el margen activo de Los Andes. Este tipo de magmas son producidos al oeste de las Américas, Japón, Sumatra, Alaska, Nueva Zelanda y el Aegean. Las rocas que dominan en los márgenes activos están representados por rocas calco-alcalinas de las cuales se pueden agrupar en cuatro (4) grupos de series de magmas: bajo K, calco-alcalinas, alto K y *shoshonítica*.

Geoquímicamente, las más distintivas características de los magmas y asociaciones volcánicas de los magmas continentales comparadas con los arcos de islas son las altas concentraciones K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th y U, altas relaciones K/Rb y Fe/Mg y rangos más amplios de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y Pb. Estas características se han utilizado para explicar la contribución de la corteza continental en la producción de estos magmas.

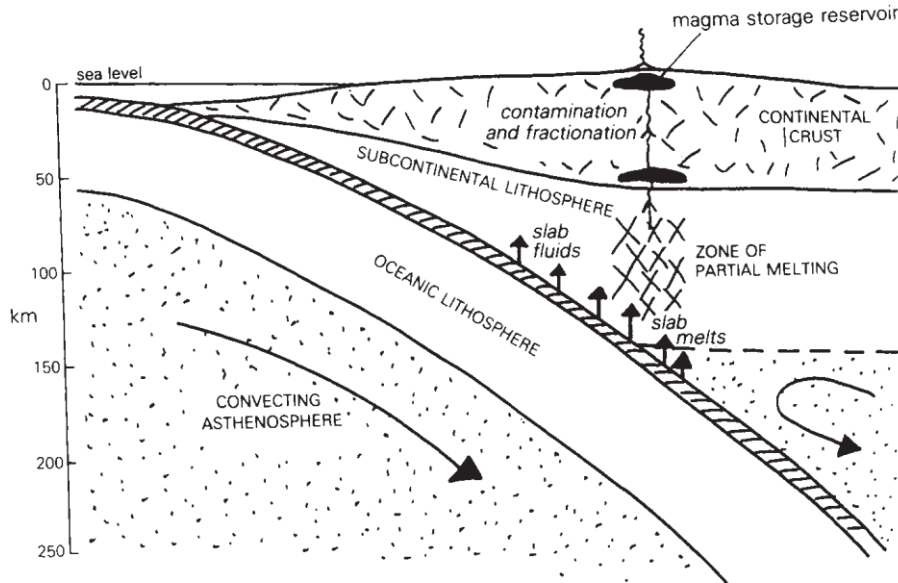
En todos los ambientes de márgenes destructivos de placas, bien sea continental u oceánico la naturaleza y distribución de la actividad magmática en la parte superior de la corteza está directamente vinculada con la geometría de la placa que subduce. Esto también está relacionado con la velocidad de esa subducción, la edad de la placa que subduce y la presencia cercana de *ridges*, islas oceánicas y cadenas de montes oceánicos, *plateaus* y formación de micro-continentes. Esto es importante para reconocer la resistencia de

la placa que subduce a subducir, lo que crea corrimientos de los sedimentos en las cuencas ante-arco en la forma de prismas de acreción.

En Los Andes, por ejemplo, estas características están bien ejemplificadas. La actividad volcánica está dividida en tres (3) zonas descritas por Thorpe, et al. 1982 op. cit. Wilson 2007, distribuidas de la siguiente forma: zona volcánica norte (NVZ) ubicada en 5°N a 2°S de Colombia a Ecuador, una zona volcánica central (CVZ) extendiéndose 16°S a 28°S al sur de Perú, norte de Chile, Bolivia y Argentina, y una zona volcánica sur (SVZ) al sur de Chile y Argentina. Las lavas de NVZ son predominantemente andesitas basálticas y andesitas con características similares de elementos mayoritarios a las asociaciones de volcanes arco de islas. Las lavas del CVZ son similares a las anteriores pero más básicas, con basaltos con alta alúmina y andesitas basálticas son las rocas más comunes. Las lavas de CVZ son característicamente de composiciones intermedias a ácidas y muestra un marcado incremento en el contenido de K_2O (con constante SiO_2) con mayor profundidad de la zona de *Benioff*, gradiente volcánico calco-alcalino distinguido en las *shoshonitas*. Todo esto es consecuencia de la interacción de la fusión parcial y cristalización fraccional en el manto con la fusión parcial y cristalización fraccional en la corteza.

El proceso de formación de magmas, como por ejemplo en la zona denominada CVZ de Los Andes, se muestra en la figura 3.

Figura 3: Sección transversal esquemática de un margen continental activo. Tomado de la figura 7.4 de Wilson, 2007



Una de las principales características del ambiente tectónico Andino es la asociación espacial cerrada de volcanes calco-alcalinos y rocas plutónicas, siendo esto último aceptado como la zona raíz para la formación de volcanes activos. El rango de las rocas intrusivas en composición es la siguiente: gabro, diorita, tonalita y granodiorita a granito, mostrando un rango composicional similar a las rocas volcánicas

con ciertas relaciones genéticas. Las rocas intrusivas intermedias a ácidas son conocidas como granitoides.

Para algunos autores, las asociaciones volcánicas y plutónicas están muy relacionadas, lo que hace difícil reconocer la composición dominante andesítica de las lavas con los mayores granitoides presentes en los batolitos.

Durante el proceso de subducción, la litósfera oceánica fría es climatizada por efectos combinados de fricción y conducción, lo que en consecuencia, hace que la litósfera oceánica sufra una serie de transformaciones metamórficas desde las facies de los esquistos verde, anfíbolita y eclogita. La reacción metamórfica produce deshidratación, y el resultado son fluidos hídricos liberados hacia el manto donde se baja el punto de fusión del *solidus* promoviendo la fusión parcial.

Los **elementos mayoritarios** que se encuentran en estos ambientes tectónicos son SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y H_2O . En la serie de magmas mayores en el incremento total de álcali, en la secuencia toleítica, calco-alcalina, calco-alcalina alto K, *shoshonítica*, muestra un mayor aumento de K_2O proporcional.

Los elementos trazas: Las rocas generadas en arcos volcánicos poseen, en comparación con las rocas de arcos de isla, una mayor concentración de K, Rb, Sr, Ba, Zr, Th y U, altas relaciones K/Rb y Fe/Mg y un rango más variado en las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb. Además, poseen bajas concentraciones de HFSE como Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc y Cr, en comparación con los N-MORB. Estas características se explican por la inclusión en el proceso de corteza continental y de los fluidos en la zona de subducción.

2. Diga cuáles son los criterios para evaluar la contaminación cortical de los magmas derivados del manto. ¿Qué diferencias hay entre los magmas tipo MORB y OIB en cuanto a su composición y relaciones isotópicas?

Entre los criterios para evaluar la contaminación cortical de los magmas derivados del manto mencionamos los siguientes:

- A. Composición química de los magmas derivados del manto: determinación de concentraciones de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (tierras raras livianas).
- B. El Pb se encuentra elevado en las rocas de la corteza relativa a la litología del manto. El efecto de la contaminación cortical puede ser determinada usando las relaciones de elementos traza como la Ce/Pb, la cual es susceptible a la adición de corteza.
- C. La relación La/Ba-La/Nb es usada comúnmente para investigar el origen de las rocas basálticas continentales. Las relaciones La/Nb y La/Ba también son utilizadas para determinar influencia de contaminación cortical en magmas, la cual depende de si estas son positivas o negativas.
- D. También las relaciones La/Nb y Ba/Nb con altos valores pueden indicar evidencia de la contaminación del magma por influencia de la corteza.
- E. Determinación de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y la relación Rb/Sr (MORB u OIB).
- F. La determinación de los isótopos de oxígeno está siendo extensamente usada para evaluar la importancia de los efectos de la contaminación cortical en asociaciones volcánicas continentales.
- G. Los estudios de isótopos de He son buenos trazadores del rol de los componentes primordiales del manto en la petrogénesis de OIB.

Las diferencias entre los magmas tipo MORB y OIB, desde las relaciones isotópicas y composicionales, se resumen a continuación en el siguiente cuadro:

Examen final de Petrología Ígnea

Tipo de magma	Relaciones Isotópicas	Diferencias Composicionales
Magma Tipo MORB	<ul style="list-style-type: none"> • Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son bajas en las MORB, son significativas altas en los OIB. • Estos basaltos MORB son normalmente empobrecidos en K y en otros cationes (Rb, Ba, U, Th, Pb, Zr y Tierras raras livianas) comparados con otro tipo de basaltos. • Los basaltos tipo MORB tienen valores de relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bastante restringidas entre (0,7024-0,7030). • Este tipo de basalto es el que tiene el valor de relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más similar al manto primordial. 	<ul style="list-style-type: none"> • Se ha sugerido que MORB es derivado de fusión parcial de una capa superior del manto agotado cuyos materiales de la corteza continental han sido progresivamente extraídos desde hace 4 Ga. • Los magmas tipo MORB son basaltos subcalinos o toleíticos basálticos, son los tipos de magmas dominantes producidos en los <i>ridges</i> mid-oceánicos. • En los MORB el contenido de SiO_2 se mantiene constante. • El grado de fusión parcial necesario para la formación de MORB se estima está entre 20-30%, mientras que para OIB es mucho menor. • Los basaltos MORB tienen composiciones: 10% MgO, M con valores de 70 ($M = 100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$), contenido de Ni de 300 ppm y alta cantidad de fenocristales de olivino magnesiano.
Magma Tipo OIB	<ul style="list-style-type: none"> • Las diferencias en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre MORB y OIB, sugieren que MORB es producido por fusión parcial del manto con una significativa baja relación Rb/Sr comparada con las fuentes del manto OIB. • La contribución o contaminación del magma puede ser determinada por el estudio isotópico Sr-O. Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pueden indicar el grado de alteración por adición de agua de mar. • Los basaltos tipo OIB tienen valores de relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el rango (0,7030-0,7050). 	<ul style="list-style-type: none"> • Por su parte, OIB parece derivado del manto más enriquecido que pueden involucrar componentes del manto primordial y de componentes de corteza oceánica y continental recicladas. • El contenido de SiO_2 es diverso. • Los OIB son basaltos que exhiben una composición considerablemente diversa, en el rango de composición toleítica (tipo <i>Hawaii</i>, Islandia, Galapagos), composición álcali-sódica (Islas Canarias y Santa Elena) hasta álcali-potásicas (<i>Tristan da Cunha</i> y Gough). • También se pueden presentar fases bimodales tipo traquitas-fonalitas. • Los magmas OIB son originados de varias fuentes que involucran fusión parcial del manto, pero también algunos aportes de corteza oceánica reciclada (basalto + sedimentos), astenosfera empobrecida, litósfera oceánica empobrecida y litósfera subcontinental reciclada.

3. Explique los episodios magmáticos que dieron origen a provincias ígneas (LIPs). Diga cómo se formaron, recurrencia episódica y consecuencias que han derivado de su formación. ¿Cree usted que los cinturones de rocas verdes de Guayana son un producto de plumas mantelares. Razone su respuesta.

Concepto y origen: Las grandes provincias ígneas (*LIP* siglas en inglés) están compuestas por basaltos continentales y de piso oceánico, las cuales son atribuidas a la fusión del manto asociado con impactos en sublitósfera causados por plumas de corrientes ascendentes de anomalías en el manto caliente (Ayalew y Gibson, 2009).

Formación: Las grandes provincias ígneas (*LIP Large Igneous Provinces*) han sido definidas por Coffin y Eldholm (1994) como "masivos emplazamientos de la corteza, en su mayor parte máficas (Mg y Fe ricos), rocas extrusivas e intrusivas que vienen a través de procesos diferentes a la "normal" expansión del fondo marino y son inundaciones de basaltos continentales, erupciones en márgenes pasivos, mesetas oceánicas, cordilleras submarinas, grupos de montes submarinos y el océano basaltos de inundación en cuencas " (Ernst et al. 2005).

Según Ernst et al. (2005), durante la era Arqueana, la identificación de las *LIPs* y una estimación de sus tamaños es complicada. Aparte de los raros flujos basálticos de Australia y Suráfrica, muchas de las formaciones rocosas producto del magmatismo Arqueano se encuentra deformada y metamorfozadas en fragmentos denominados cinturones de rocas verdes (CRV). Estos son considerados como las mejores candidatas de las *LIPs* del Arqueano, son cinturones de rocas verdes que contienen secuencias toleíticas y en menor cantidad komatíticas, las cuales son análogas con los paquetes de toleitas dominantes y menos picritas en flujos de basaltos recientes. Las capas komatíticas de los cinturones de rocas verdes satisfacen parte de la definición de las *LIPs*. Un ejemplo esta en el cratón Rae del norte de Canadá que tiene una extensión de más de 1000 km y tiene una edad de 2730-2700 Ma, la misma contiene komatitas en los cinturones de rocas verdes del Lago *Woodburn*, Príncipe Alberto, y el grupo *Mary River*.

Tamaño: El tamaño mínimo de una *LIP* en términos de área es de por lo menos 0.1 mil de km², incluyendo pequeños flujos de basaltos continentales y llanuras oceánicas. Sin embargo, la mayoría de las *LIPs* mesozoicas y cenozoicas cubrieron originalmente más de 1000 km², estando el promedio entre 2 y 4 mil km². En las cuencas oceánicas una *LIP* se manifiesta como corteza oceánica que cubre un área de 0,1 mil de km² y tiene un espesor de al menos 10 km, en contraste con los 7 km de espesor normal de la corteza oceánica.

Recurrencia: La recurrencia episódica de las *LIPs* todavía no se entiende con claridad. Algunos autores sugieren que existe una tasa aproximada de una *LIP* continental cada 10 Ma, lo que incluye *LIPs* oceánicas que pudieron haber desaparecido por procesos de subducción. Si sólo se toman en cuenta las *LIPs* continentales, la tasa de recurrencia es de una *LIP* cada 20 Ma.

La mayoría de *LIP* se emplazan dentro de <10 millones de años, con la mayor parte del magmatismo en <1 millones de años. En algunos casos, la actividad magmática puede persistir a un ritmo mucho menos de algunas decenas de millones de años. Las *LIP* continentales a menudo pueden ser subdivididas en dos

distintos pulsos: un pulso *prerift* y un *postrift* (o *sin-rift*) (Campbell, 1998; Courtillot et al., 1999). El pulso *prerift* está vinculado con la llegada de una pluma de manto nuevo y es la primera fase eruptiva de ese penacho. El pulso *postrift*, que incluye la inmersión de reflectores hacia el mar- (Blanco y McKenzie, 1989) y zonas de alta velocidad más bajas de la corteza (Menzies et al., 2002b) se produce durante el *rifting* asociadas a la fractura continental y puede ser interpretarse como resultado de la cabeza de una pluma proveniente del manto caliente en la zona de dislocación. La brecha de tiempo entre dos pulsos varía de caso a caso, pero suele ser de unos cuantos millones a decenas de millones de años. El volumen de magma producido durante el segundo pulso podrá ser superior al producido en el primero (Campbell, 1998; Courtillot et al, 1999.). Muchos modelos alternativos para el origen de las *LIPs* han sido propuestos, que incluyen los procesos de ante arco, convección del manto poco profundo y el impacto de meteoritos.

Implicaciones, yacimientos minerales, relación con las extinsiones y cambio climático: Independientemente del debate en cuanto a su origen, las *LIPs* tienen un significado especial a lo largo de la historia de La Tierra y potencialmente, implican procesos en todas las profundidades de la misma: (1) núcleo (posibles vínculos con las supercronas magnéticas y variaciones sutiles en la frecuencia magnética), (2) manto (vínculos con los distintos penachos de plumas y poco profundas del manto, así como también, aportar pruebas de la naturaleza y ubicación de los depósitos geoquímicos), (3) litosfera (vínculos con la tectónica de placas en particular separación y formación de cuencas del oceánicas, también asociado con elevación regional (domos) y la generación de depósitos minerales), (4) biosfera (implicaciones en el cambio climático y los eventos de extinción), y (5) extraterrestre (Comparación con el registro de *LIPs* en Venus, Marte, Mercurio y La Luna).

Existen fuertes vínculos entre las *LIPs* y los depósitos de minerales Ni-Cu-*PGE* (elemento del grupo del platino) (Barnes et al, 1997;. Naldrett, 1999; Pirajno de 2000, 2004; Schissel y Smail, 2001; Diakov et al, 2002.; Crocket, 2002; Maier et al, 2003;. Ernst y Hulbert, 2003). Ejemplos destacados son los depósitos de Norilsk (caso de los Siberia Trap de edad de 250 Ma) que producen 70% de paladio del mundo y la intrusión Bushveld de hace 2060 Ma que es la más grande conocida intrusión máficas-ultramáficas y más importantes productor de platino y cromo del mundo (Naldrett de 1997, 1999). Los cinturones del Arcaico de rocas verdes que contienen komatitas (y son considerados candidatos a *LIPs* por Ernst et al. 2005) son una importante fuente de minerales del grupo del Ni-Cu-*PGE* (Leshner y Keays, 2002). Una frontera importante en el tema es el desarrollo de más modelos de exploración que integran las características de los depósitos de Ni-Cu-*PGE* para mejorar la comprensión de los sistemas de *LIPs*. Las *LIPs* no han sido vinculadas a kimberlitas. Sin embargo, algunos autores (por ejemplo, Haggerty, 1999; Pirajno, 2004) han propuesto un origen profundo en el manto para las kimberlitas, lo que sugiere un vínculo con las plumas provenientes del manto. Además, otros (como, Heaman y Kjarsgaard, 2000; Schissel y Smail, 2001) han vinculado las kimberlitas como punto de acceso a las regiones profundas del planeta dada la cantidad de pistas que contienen en tiempo y espacio.

Una de las fronteras más emocionantes en la investigación *LIP* está probando el efecto potencial de los *LIPs* sobre el clima, y en particular, las teorías relacionadas con los eventos de extinción. Hay una opinión generalizada de que al menos algunos eventos de extinción se deben a los efectos climáticos de los impactos de meteoritos. En particular, al final del Cretácico la extinción masiva de plantas y animales se ha

relacionado con el cráter de Chicxulub en la Península de Yucatán, México (Alvarez et al. 1980; Hildebrand et al, 1991). Otros eventos extinción se han relacionado en menor cantidad a los impactos, como el final del Triásico (Olsen et al., 2002) y al final Pérmico (Becker et al., 2004). Otros autores (Courtilot et al, 1996; Wignall, 2001; Courtilot y Renne, 2003) han propuesto que las extinciones fueron causados por los efectos climáticos de los *LIPs*, porque la mayoría de los eventos de extinción durante los últimos 350 millones de años tienen edades que se relacionan dentro de unos pocos millones de años o menos con los de los principales eventos *LIP*. Por ejemplo, el de *Siberian Tramps*, *CAMP* y *Deccan Tramps* son de la misma edad de los eventos de extinción como el final del Pérmico, el de final del Triásico y final del Cretácico, respectivamente. Sin embargo, los mecanismos vinculación de las *LIPs*, los cambios climáticos extremos y extinciones son complejos y no están bien modelados (Wignall, 2001). Igualmente, se ha sugerido que las extinciones de finales del Pérmico, finales del Triásico y de finales del Cretácico fueron acontecimientos resultantes de los efectos ambientales superpuestos de los eventos contemporáneos de impactos y *LIPs* (Blanco y Saunders, 2005). El estudio de las *LIPs* y los eventos de extinción son parte de una amplia investigación sobre los efectos climáticos de los mismos. Los emplazamiento de una *LIP* pueden liberar enormes cantidades de SO_2 a la atmósfera, provocando un enfriamiento global y la lluvia ácida, y el CO_2 , tiene un fuerte efecto invernadero (Veevers, 1990, Campbell et al, 1992; Kerr, 1998; Wignall, 2001; Condie, 2001; Ernst y Buchan, 2003). Por otra parte, un aumento de la temperatura puede potencialmente desencadenar una fusión masiva de hidratos de gas y por lo tanto un evento *LIP* puede tener un efecto mucho mayor indirecto que su contribución directa al cambio climático (Wignall, 2001; Jahren, 2002). Paradójicamente, una *LIP* continental también conducen a una disminución de la temperatura debido al aumento de erosión y la fijación de CO_2 lo que produce a una caída de la concentración del gas en la atmósfera (Godde'ris et al., 2003). Una *LIP* oceánica puede interrumpir los patrones de circulación oceánica, y la causa desplazamiento de agua sobre la plataforma continental (por ejemplo, Kerr, 1998; Wignall, 2001).

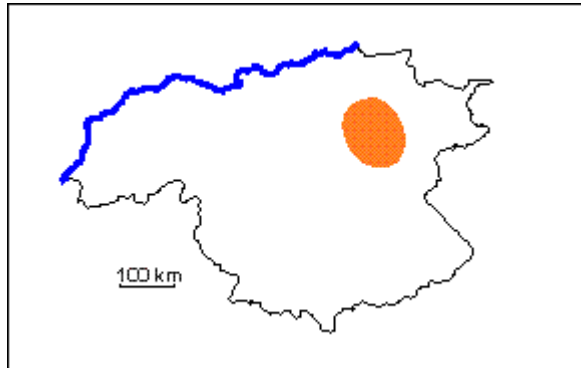
Cinturones de Rocas Verdes de Guayana: Los CRV asociadas a las Provincias de Imataca y Pastora, están asociados a eventos de grandes flujos de basaltos (*LIPs*) generados en el Arqueano. Estas se encuentran relacionadas con la secuencia típica de rocas verdes del Arqueozoico que aflora en las montañas de *Barberton*, Suráfrica, se inicia con una unidad de rocas máfica-ultramáficas, continúa con una unidad volcánica calcoalcalina y sedimentarias como grauvacas y lutitas, para terminar con una unidad de cuarcitas, sedimentaria arenácea de guacas y conglomerados.

Los cinturones del Proterozoico Temprano contienen la misma secuencia, excepto por el pobre desarrollo de lavas ultramáficas en la unidad máfico-ultramáfica inicial.

La **Formación Cicapra**, Precámbrica está ubicada al oeste del cinturón de rocas verdes de Guasipati (Menendez, 1994), el cual define la tendencia de cristalización komatítica-toleítica de las rocas volcánicas de la unidad. Esta es evidencia de que siendo estas rocas parte del CRV de Guayana, las mismas contienen remanentes que tienen correspondencia a las secuencias o parte de las secuencias mencionadas por Ernst et al. 2005, descrito en las secciones anteriores de este desarrollo.

La mayoría de las edades isotópicas determinadas en la Provincia de Pastora provienen de rocas del Complejo de Supamo y de plutones graníticos intrusivos tanto en el Complejo como en los CRV (Cinturones de Rocas Verdes). El evento más importante señalado por esas edades cubre el intervalo de 2.100 a 1.800 Ma, al cual Hurley et al (1976) denomina Orogénesis Transamazónica. Durante ese evento la secuencia supracortical de los CRV fue plegada y metamorfozada, con lo cual se establece una edad mínima de 2.100 Ma para esa secuencia.

Figura 4: Ubicación de la Formación Cicapra



La Formación Cicapra no es la única en Guayana que conserva los remanentes de CRV. Se menciona a continuación algunas características de otras provincias en la zona aparte de Cicapra:

- Rocas predominantes basálticos-komatíticas (Cicapra y equivalentes)
- Rocas transicionales entre komatíticas y toleíticas (Florinda)
- Basandesíticas toleíticas y sedimentos pelíticos (El Callao, Grupo Carichapo)
- Rocas volcánicas y volcanoclásticas felsicas hacia el tope (Yuruari)
- Domos tonalíticos, trondjemíticos, granodioríticos y migmatitas del Complejo de Supamo

4. Las rocas granitoides aparecieron en los continentes durante el Arqueano Tardío-Proterozoico. Explique qué relación tiene con los magmas derivados del manto.

Con respecto a las rocas granitoides el Arqueano está asociado a una frecuente producción de plumas mantelares. Durante esta misma época se formaron grandes espesores de litósfera, producto entre otros de las plumas mantelares y creación de grandes provincias ígneas (*LIP*). Las rocas máficas y ultramáficas sugieren una corteza inicial máfica, extremadamente delgada e inestable que fue cambiando a una corteza granítica. Así mismo, en el transcurso de esta Era ocurren cambios en el gradiente geotérmico producto de la generación de importantes volúmenes de roca, propiciando en algunas zonas, y donde encontraremos, la formación de una roca ígnea inicial seguida de ultrametamorfismo y finalmente fusión.

Durante este período, los granitos generados son producto de fraccionamiento de un magma máfico parental. Las rocas graníticas y granulitas (gneises derivados de metamorfismo térmico y deformación de intrusivos graníticos), se presentan principalmente rodeando a los cinturones de rocas verdes, evidencia de ello se observa también en las gravas que conforman a conglomerados pertenecientes a secuencias sedimentarias más jóvenes que los cinturones de rocas verdes. Representan la separación inicial de los minerales más ligeros formadores de la corteza continental, de aquellos minerales más pesados que conforman el manto. De tal suerte que constituyen la parte más gruesa de lo que fuera la primera corteza continental y los primeros continentes.

En el Proterozoico los granitos originados están asociados a la formación de supercontinentes y al proceso de *rifting* (roturas) intracontinentales (márgenes divergentes). Por orogénesis, los granitos se generan producto de la fusión de residuos derivados de episodios primarios, procesos de orogénesis (formación de cadenas montañosas) subducción y luego generación de *rifting* intraplaca continental por procesos de *upwelling* (corrientes ascendentes) originado en la astenósfera se generan procesos de fusión producto del aumento del gradiente geotérmico en zonas donde la litósfera continental tiene poco espesor, dando como resultado los cuerpos granitoides durante este período geológico.

Referencias consultadas

Ayalew, Dereje y Gibson, Sally (2009) Head-to-tail transición of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt-rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province. Lithos 112 (2009) 461-476. Disponible en www.elsevier.com/locate/lithos.

Jourdan, F.; Bertrand, H.; Féraud, G.; Le Gall, B.; Watkeys, M.K. (2009) Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa. Lithos 107 (2009) 257-268. Disponible en www.elsevier.com/locate/lithos.

Kabeto, K.; Sawada, Y.; Iizumi, S.; Wakatsuki, T. (2001) Mantle sources and magma-crust interactions in volcanic rocks from the northern Kenya rift: geochemical evidence. Lithos 56 (2001) 111-139. Disponible en www.elsevier.com/locate/lithos

Ernst, Richard; Buchan, Kenneth y Campbell, Ian (2005) Frontiers in Large Igneous Province research. Lithos 79 (2005) 271-297. Disponible en www.elsevier.com/locate/lithos.

Wilson, Marjorie (2007) Igneous Petrogenesis. Springer. Primera edición 1989, reimpresso 2007.

Méndez Baamonde, José (2006) Petrología. Ambientes Sedimentarios. Ediciones de la UCV.

www.pdvsa.com/léxico

http://200.74.197.135/orobcv/index.php?option=com_content&view=article&id=75&Itemid=188&limitstart=6

<http://www.gl.fcen.uba.ar/documentos/granitos.pdf>

usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/Ggia-HistoriaTierra.pdf

<http://www.mundogeologico.com.ve/el%20escudo%20de%20guayana.html>