



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Apuntes de Geoquímica de la
Tierra Silicatada para el
curso de Geoquímica de la
Facultad de Ingeniería**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Javier Salgado Valdés

ASESORA DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dra. Laura Mori



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo de tesis se ha realizado en el marco del proyecto PE102917 DGAPA-PAPIME, cuya responsable es la Dra. Laura Mori.

Agradezco a mi Universidad Nacional Autónoma de México por todo lo que me ha brindado, por permitirme ser parte de ella. A mi asesora, por sus consejos, su paciencia y su guía durante la elaboración de este trabajo. A los sinodales, por su tiempo dedicado y las observaciones realizadas que me ayudaron a mejorar en esta etapa final.

A mi madre Delia, por estar siempre conmigo, ayudarme en todo lo que he necesitado, mostrarme un camino y alentarme a seguirlo siempre, por enseñarme todo lo necesario para ser una mejor persona día con día, tanto en palabras como con su ejemplo; siempre tendrás toda mi admiración.

A mi padre Javier, por sacrificar muchas cosas para que yo haya llegado hasta acá, por brindarme su conocimiento, su ayuda, su tiempo, sus enseñanzas, por darme todo lo que he necesitado; siempre te estaré agradecido por todo, jamás podré regresarte todo lo que me has podido dar.

A mis hermanos Diana y Andrés, mis amigos, mis compañeros de tantas cosas, saben cuánto los quiero, lo importante que han sido y que son para mí, ustedes siempre ayudan a que todo sea mejor.

A mi tío Daniel y mis tías Alicia, Yolanda y Sara que a lo largo de este camino han estado ahí para mí. Mención especial tanto a Alicia como a Yolanda, su apoyo, sus consejos, el siempre preocuparse por mí las hace personas más que especiales en mi vida, me han ayudado a continuar hasta este día y les tendré siempre agradecimientos y mucho, mucho cariño.

A mis tíos Sergio y Luis, a mis tías Laura, Etel y Brisa. Personas que me han visto crecer, han estado conmigo por mucho tiempo, me han apoyado siempre, han creído en mí, les agradezco por todo lo que han hecho. Laura, quiero mencionarte a ti particularmente, mi tía que siempre me apoya, la que me ha ayudado en tantos momentos difíciles, la tía que solo ha querido lo mejor para mí, muchas gracias por todo, sabes cuánto te quiero y lo importante que eres en mi vida. Muchas gracias por todo.

A mis abuelos Narciso y Josefina, aunque hoy ya no estén, serán dos personas que siempre recordaré, las pláticas que tuvimos, los días que pasé con ustedes, nuevamente el apoyo que me dieron, porque ustedes siempre me dieron todo lo que necesite en incluso más, siempre estarán conmigo.

A mi abuela Olga, gracias por todo, por apoyarme y seguir conmigo, te quiero mucho y espero que sigas conmigo un largo rato más.

A mis tíos Joel, Octavio, Joel, Antonio y Azeneth, que me han brindado grandes momentos y siempre me han expresado su cariño, también les agradezco por todo.

A mis primos, Daniel, Yadira, Antonio, Carolina, Brenda, Alberto, Rodrigo y Miranda, por los buenos momentos que he pasado con todos, por la alegría que me han brindado, muchas gracias.

A Lorena, la persona que me ha acompañado en esta última etapa, por ser tan importante para mí, por estar conmigo, para mí, por darme todo su cariño y amor, por tenerme tanta paciencia, por comprenderme y ayudarme, te agradezco todo eso y más, gracias por hacerme más que feliz.

A los amigos que conocí en esta etapa, Daniel, Cristina, Paolo, David; Víctor, Fabián, David, Alejandro, Omar, Alonso, Valeria. Gracias por todos los grandes momentos que hemos pasado, por ser parte fundamental de esto.

A los nuevos amigos que he tenido el privilegio de conocer, María, César, Yazmín y Adrián, y que ahora son parte de esto.

Han sido demasiados agradecimientos y aun así no cabe en estos párrafos todo lo que mi familia ha hecho por mí, todos han sido importantes, ahora son parte de lo que soy y siempre tendré a cada uno de ustedes conmigo.

Gracias a todos.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	5
2. EL MANTO.....	6
2.1. Estructura.....	6
2.2. Composición química y mineralógica.....	8
2.3. Los reservorios geoquímicos del manto	12
2.3.1. Basaltos oceánicos como testigos de la heterogeneidad química del manto ...	12
2.3.2. El manto empobrecido: composición y evolución química	20
2.3.3. Los reservorios de las plumas del manto: composición y evolución química....	21
2.3.4. El manto litosférico subcontinental	23
3. LA CORTEZA OCEÁNICA	26
3.1. Estructura y procesos de formación	26
3.1.1. Estructura de la corteza oceánica.....	26
3.1.2. Procesos de formación de la corteza oceánica.....	29
3.1.3. Variaciones locales y regionales en la composición química y en las características físicas de la corteza oceánica.....	31
4. LA CORTEZA CONTINENTAL.....	36
4.1. Composición de la corteza continental superior, media e inferior	36
4.2. Mecanismos de formación y evolución química de la corteza continental.....	41
4.3. Magmatismo en zonas de subducción y su importancia para la génesis de la corteza continental	44
4.4. El problema petrogenético de los continentes andesíticos.....	49
5. FUENTES CONSULTADAS.....	51

1. INTRODUCCIÓN

El material que se presenta a continuación incluye los apuntes del tema Geoquímica de la Tierra silicatada pertenecientes al temario de la asignatura de Geoquímica de la Facultad de Ingeniería; dichos apuntes han sido elaborados a partir de fuentes especializadas actualizadas.

El objetivo de este trabajo es proporcionar un material de apoyo que permita a quienes lo consulten a comprender este tema de una mejor manera a través de un lenguaje sencillo, imágenes claras y fomentando un aprendizaje autónomo. Considerando que la mayoría de la bibliografía se encuentra escrita en idioma inglés, el presente será de gran ayuda al estar en español, facilitando el primer acercamiento de los estudiantes al tema. La intención final de este trabajo es que forme parte de un libro, el cual abarcará todos los temas relacionados al curso ayudando así al estudiante a mejorar su aprovechamiento y aprendizaje.

Al ser fundamental el conocer las capas composicionales que conforman la Tierra, los procesos a los que se somete y los resultados de estos, resulta imprescindible para los estudiantes de Ciencias de la Tierra el entendimiento de este tema, el cuál no solo será de utilidad para la asignatura de Geoquímica sino para toda su formación profesional en esta área.

2. EL MANTO

2.1. Estructura

Para conocer la estructura del manto, la geología se apoya en los métodos geofísicos, considerados como métodos indirectos. Con dichos métodos, es posible determinar la estructura de la Tierra a partir de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, las cuales denotan los cambios de densidad que se tiene en el interior del manto (Figura 1).

Las ondas de compresión, también llamadas ondas P, producen un movimiento en las partículas de forma paralela al de las ondas. Mientras que las ondas de cizalla o denominadas ondas S, tienen un movimiento de partículas de forma perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Las propiedades de las ondas varían entre ellas, lo que permite establecer diferentes conclusiones acerca del manto; mientras que las ondas P viajan a través de cualquier medio, las ondas S sólo viajan en los medios sólidos.

Las ondas viajan con mayor velocidad a través de los materiales con mayor densidad o con temperaturas bajas, mientras que disminuyen su velocidad de propagación cuando atraviesan materiales menos densos o más calientes.

A partir de estas velocidades, el manto se divide en tres principales zonas: a) manto superior, b) zona de transición y c) manto inferior (Figura 1).

El manto superior comienza en la discontinuidad de Mohorovicic, límite corteza-manto caracterizado por el aumento brusco de las velocidades sísmicas y finaliza a los 410 km de profundidad que es donde comienza la zona de transición. Al mismo tiempo el manto superior incluye lo que se denomina manto litosférico el cual se encuentra acoplado a la corteza y las rocas que lo componen poseen un comportamiento frágil. También incluye al manto astenosférico que posee un

comportamiento dúctil, sujeto a movimientos convectivos y donde se observa que a una profundidad de entre 100-250 km se tiene una disminución de la velocidad de las ondas debido a la presencia de líquidos magmáticos derivados de procesos de fusión parcial.

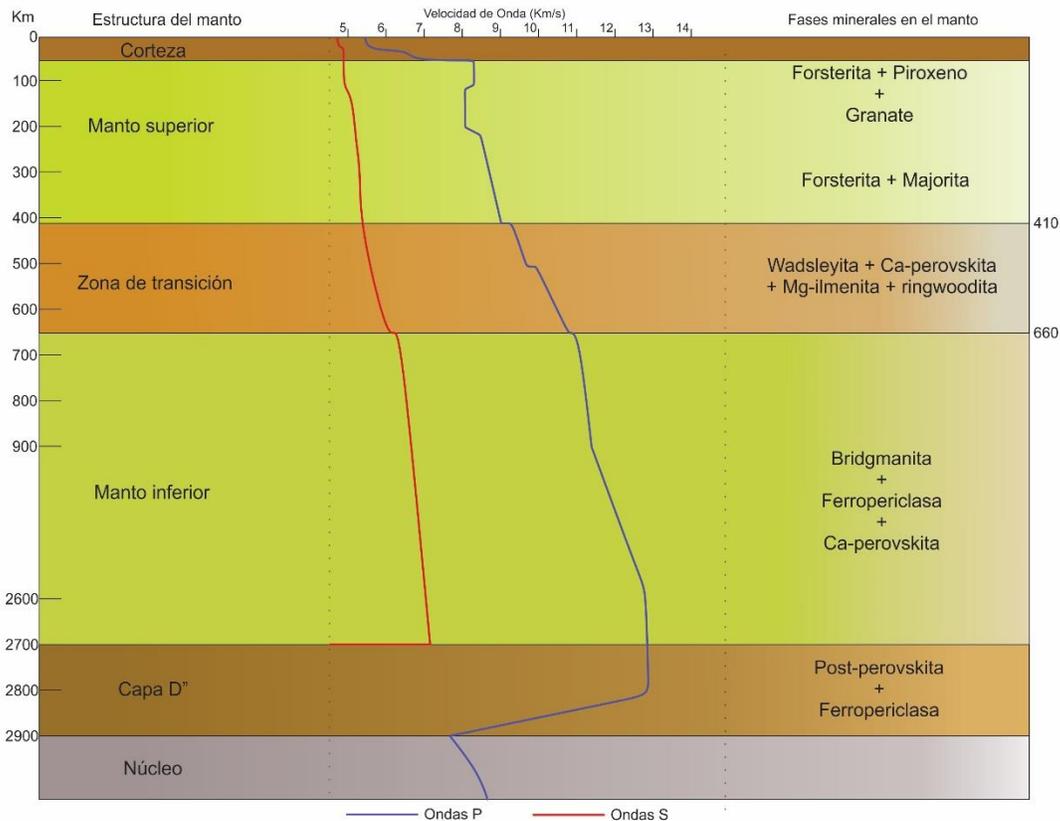


Figura 1. Esquema dividido en tres partes: la parte de la izquierda muestra la estructura del manto terrestre, la parte del centro se basa en el modelo PREM (*preliminary reference Earth model*) en el que se delimitan las capas del manto por sus propiedades sísmicas, la de la derecha indica las distintas fases minerales que se encuentran en el manto. (Modificado de White, 2015).

Entre el manto superior y el inferior se encuentra una zona que va de los 410 km de profundidad hasta los 660 km, se le llama zona de transición; en esta zona se incrementan claramente las velocidades de las ondas debido al incremento de la densidad en los materiales.

Después de la zona de transición se encuentra el manto inferior, el cual va de los 660 km hasta los 2900 km de profundidad, donde se encuentra la discontinuidad de

Gutenberg que separa al manto del núcleo. Las velocidades sísmicas del manto inferior incrementan paulatinamente y de manera constante hasta los 2700 km.

Desde los 2700 km y hasta los 2900 km estas velocidades disminuyen de manera considerable, es a esta parte a la que se le denomina la capa D". Esta tiene las características de ser una capa límite térmica caliente, heterogénea; en ella los materiales sufren cambios físicos, de densidad, composición y en su temperatura; se estima que es aquí donde se depositan las placas oceánicas subducidas y donde se generan las plumas del manto.

2.2. Composición química y mineralógica

En el caso de los elementos mayores (Tabla 1), estos se mantienen prácticamente constantes en el manto, puesto que la formación de la corteza, creada a partir de la fusión parcial del manto, afecta la composición de manera muy ligera debido a que el volumen de corteza es extremadamente pequeño a comparación del manto. El cambio más significativo debido a la formación de la corteza se ve reflejado en las concentraciones de los elementos trazas altamente incompatibles en el manto.

Tabla 1. Estimaciones de la composición promedio del manto terrestre. (Modificada de McSween et al., 2003)

Wt. %	White (1967) ¹	Hutchinson (1974) ²	Ringwood (1975) ³	Anderson (1980) ⁴
SiO ₂	44.5	45	45.7	47.3
TiO ₂	0.15	0.09	0.09	0.2
Al ₂ O ₃	2.6	3.5	3.4	4.1
Fe ₂ O ₃	1.5	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0.41	0.4	0.2
FeO	7.3	8	8	6.8
MnO	0.14	0.11	0.14	0.2
Ni	0.2	0.25	0.27	0.2
MgO	41.7	39	38.4	37.9
CaO	2.3	3.25	3.1	2.8
Na ₂ O	0.25	0.28	0.4	0.5
K ₂ O	0.02	0.04	-	0.2

A pesar de la homogeneidad de la composición de elementos mayores, la química del manto queda establecida como heterogénea debido a lo demostrado con las variaciones isotópicas de los basaltos oceánicos.

Estas variaciones isotópicas no cambian en los procesos donde se genera el magma, además, las relaciones isotópicas radiogénicas proporcionan información relacionada con el tiempo de formación y de la historia del manto mediante las relaciones isótopos padre/hijo, de esto se hablará en los siguientes párrafos.

La forma en que se puede observar y obtener datos del manto de manera física es mediante los xenolitos ya que en ellos las ondas P viajan a una velocidad promedio de 8 km/seg y poseen una densidad de 3400 kg/m^3 , son ricos en Mg y Fe, y predominan los olivinos y piroxenos.

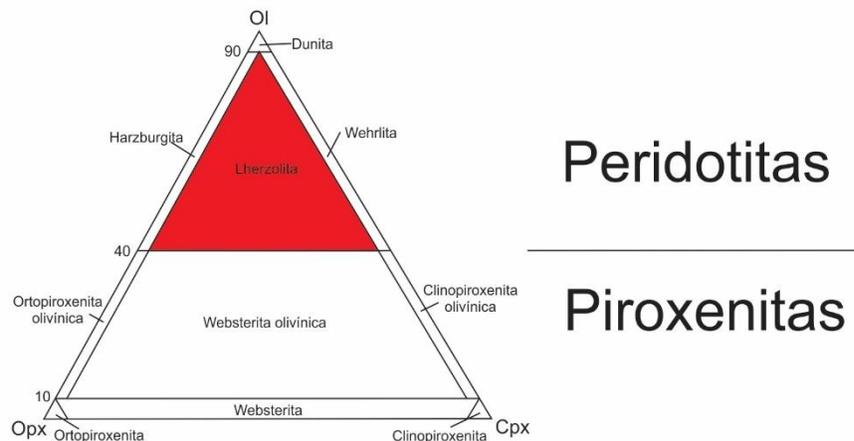


Figura 2. Diagrama triangular de las rocas ultramáficas del manto.

Las rocas ultramáficas tales como la peridotita, dunita y lherzolita nos ayudan a comprender la composición del manto. Las lherzolitas (Figura 2) son las rocas ultramáficas más comunes, además de que sus propiedades de densidad y velocidades sísmicas corresponden con las observadas en el manto, lo que convierte a esta roca como la principal roca en el manto.

Las discontinuidades reconocidas en el manto lo dividen química y mineralógicamente. Para los primeros kilómetros del manto, es decir, el manto superior, existen cambios de fase aluminosa. Ocurre un cambio de plagioclasa, la cual es estable hasta los primeros 30 km, a espinela ($MgAl_2O_4$), esta fase es estable entre 30 y 70 km de profundidad, y si se aumenta la profundidad a más de 75 km, ocurre un cambio a peridotita de granate.

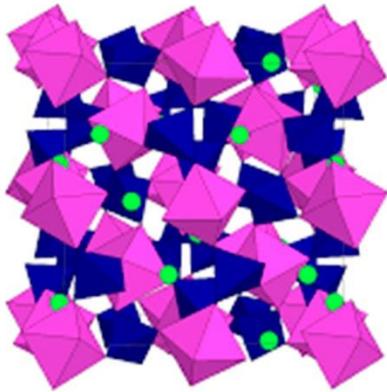


Figura 4. Estructura del granate mayorita. (<http://ruby.colorado.edu/~smyth/garnet.html>)

La peridotita de granate se mantiene estable hasta unos 300 km de profundidad. Al llegar a esta profundidad los piroxenos se comienzan a disolver en el granate, formando una solución sólida de composición general $M_2(M, Si, Al)_2Si_3O_{12}$ donde M puede ser Mg, Fe, o Ca. Este mineral se denomina mayorita (Figura 3), en donde uno de cada cuatro átomos de silicio entra en coordinación octaédrica, es decir rodeado de seis átomos de oxígeno en lugar de cuatro viéndose esta coordinación favorecida por la mejor compresibilidad de los

aniones de oxígeno que de los cationes de silicio y al tener mayor compresibilidad resulta en que más átomos de oxígenos se pueden enlazar con los átomos de silicio. El cambio que ocurre se lleva a cabo de forma gradual, realizando el cambio total de piroxenos a mayorita a los 460 km de profundidad. Esto se denota en un aumento de densidad de 10%.

En la zona de transición (400-660 km), la composición mineralógica experimenta distintos cambios (Figura 4). En esta zona el olivino experimenta un cambio estructural de la forma α a la forma β , la cual se conoce como wadsleyita, lo que lleva a que la densidad aumente en un 8%.

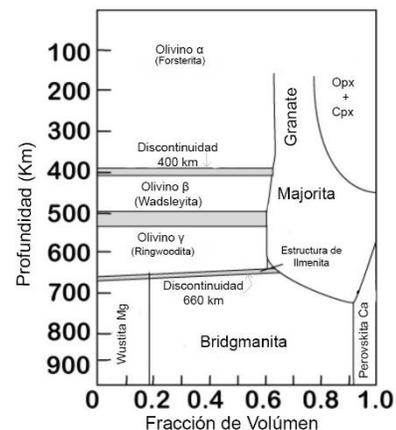


Figura 3. Cambio mineralógico ocurrido en el manto terrestre. (Modificada de Ringwood, 1991).

A los 500 km aproximadamente, el olivino vuelve a sufrir un cambio estructural hacia la forma γ . Esta estructura es similar a la espinela ($MgAl_2O_4$), se le denomina ringwoodita (Figura 5). Este cambio estructural de β a γ es de forma gradual y solo se ve incrementada la densidad en un 2%.

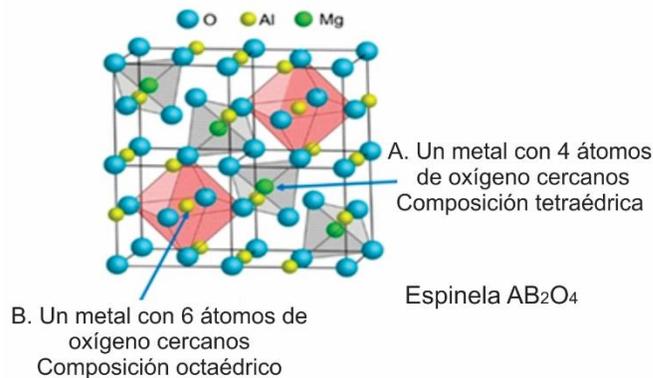


Figura 5. Estructura atómica de espinela. (<http://www.car-engineer.com/innovative-catalytic-convertor-coating-developed-cdti/>)

provocando que a los 720 km desaparezca la majorita, mientras que la ilmenita se mantiene hasta que se alcanzan los 660 km.

Al llegar a 660 km de profundidad, se tiene el incremento brusco de las velocidades sísmicas, lo cual también nos indica un cambio de fase en el manto. El olivino γ se descompone formando $MgO + (MgFeSiO_3)$, es decir, Mg-wustita+bridgmanita aumentando la densidad en un 11%.

A partir de los 660 km y hasta el límite con el núcleo exterior a los 2900 km se le denomina manto inferior. Se ha determinado que el manto inferior es de composición similar a la del manto superior, con la predominancia de SiO_2 , MgO y FeO , con cantidades menores de CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , etc.

Las fases de bridgmanita y de lo que se conoce como wustita $[(Mg, Fe) O]$ o también llamada ferropericlasa, son las predominantes hasta los 2700 km. Es importante mencionar, que existen minerales de Al_2O_3 en el manto inferior, aunque en un

La majorita pierde Mg y Ca cuando estos comienzan a exsolverse, formando $CaSiO_3$ con estructuras de perovskita (Ca-perovskita) y $MgSiO_3$ con estructura de ilmenita (Mg-ilmenita). Ambas se comportan de distinta manera dependiendo de la profundidad, ya que la perovskita aumenta conforme a la profundidad,

principio se dudaba de su alojamiento, se ha comprobado que la bridgmanita, acepta dentro de su estructura, todas estas fases aluminosas incluso por encima de los 35 GPa (Kesson et.al, 1994).

Estas fases se encuentran en mayor o menor porcentaje, según sea el caso. La bridgmanita se encuentra en abundancias de 65-80%, la Mg-wustita de entre 15-30% y la Ca-perovskita con el 5% aproximadamente, por lo que se deduce, que el mineral más abundante en la Tierra es la bridgmanita.

El límite entre el núcleo y el manto presenta otros desafíos y elementos a considerar, pues existe un cambio de estado notable, de densidad, composición, fugacidad, velocidades sísmicas y temperatura. Reproducir estas condiciones en el laboratorio para hacer pruebas es sumamente difícil, ya que en esta zona existen presiones de hasta 135 GPa y temperaturas mayores a 3000 K. En este límite tenemos la capa D", la cual supone un reto al ser estudiada y determinar su composición. Sin embargo, estudios experimentales indican que en esta capa la bridgmanita adquiere la estructura de la post-perovskita donde los octaedros de Si se organizan en capas laminares y se refleja en un incremento de densidad correspondiente al 1%.

2.3. Los reservorios geoquímicos del manto

2.3.1. Basaltos oceánicos como testigos de la heterogeneidad química del manto

Se ha demostrado que el basalto es producto de la fusión de peridotita del manto, lo cual nos ayuda a descifrar la composición del manto, inaccesible de forma directa, a través de sus productos de fusión.

Los basaltos oceánicos nos proporcionan la evidencia principal de que el manto es heterogéneo, de mejor manera que los basaltos continentales, esto debido a que es más probable que los basaltos continentales sufran contaminación de la corteza.

Mediante el análisis de dos aspectos, la abundancia de las tierras raras y las características isotópicas, se han determinado los diferentes tipos de reservorios que hay en el manto. Existen dos tipos principales de basaltos oceánicos, los obtenidos en dorsales oceánicas, MORB (*mid-ocean ridge basalt*), y los de vulcanismo en islas oceánicas, OIB (*ocean island basalt*). MORB y OIB presentan notables diferencias isotópicas, los MORB tienen un promedio menor en la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y superior en ϵNd que los OIB, como se ve en la Figura 6.

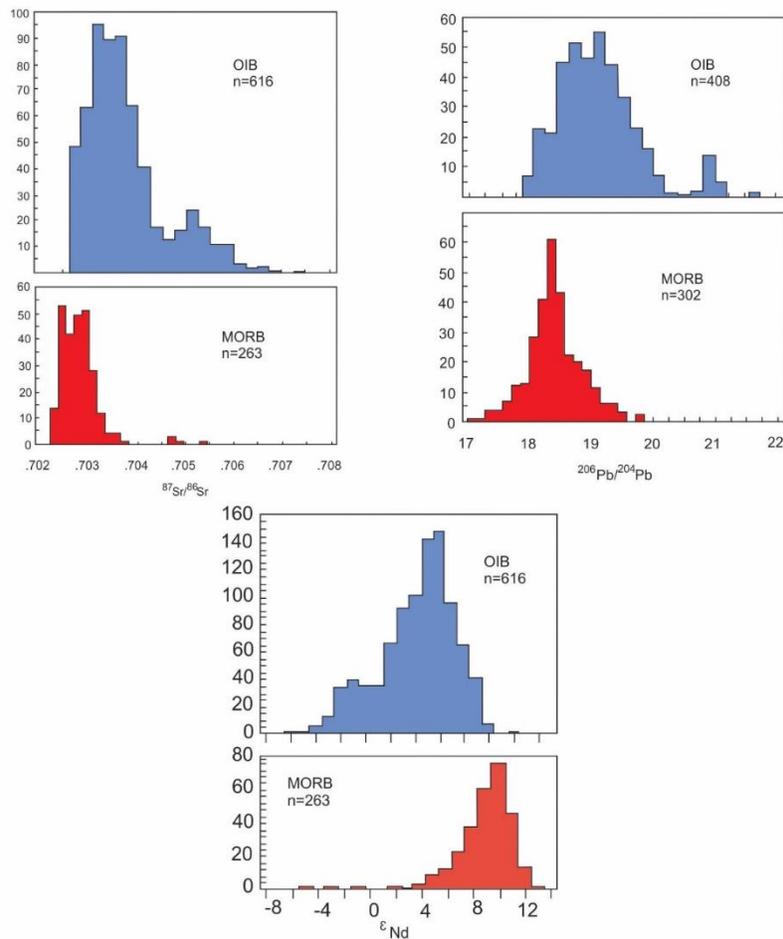


Figura 6. Diagramas comparativos de las composiciones isotópicas entre MORB y OIB. (Modificado de White, 2013).

En el caso de los MORB, existen algunas diferencias entre océanos; el Pacífico posee los índices más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, el Atlántico las más altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mientras que el Índico los más bajos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 7). También existen ciertos MORB que, siendo cercanos a islas oceánicas, obtienen características

geoquímicas similares a los OIB, lo que nos indica que el material con el que se abastecen es el mismo.

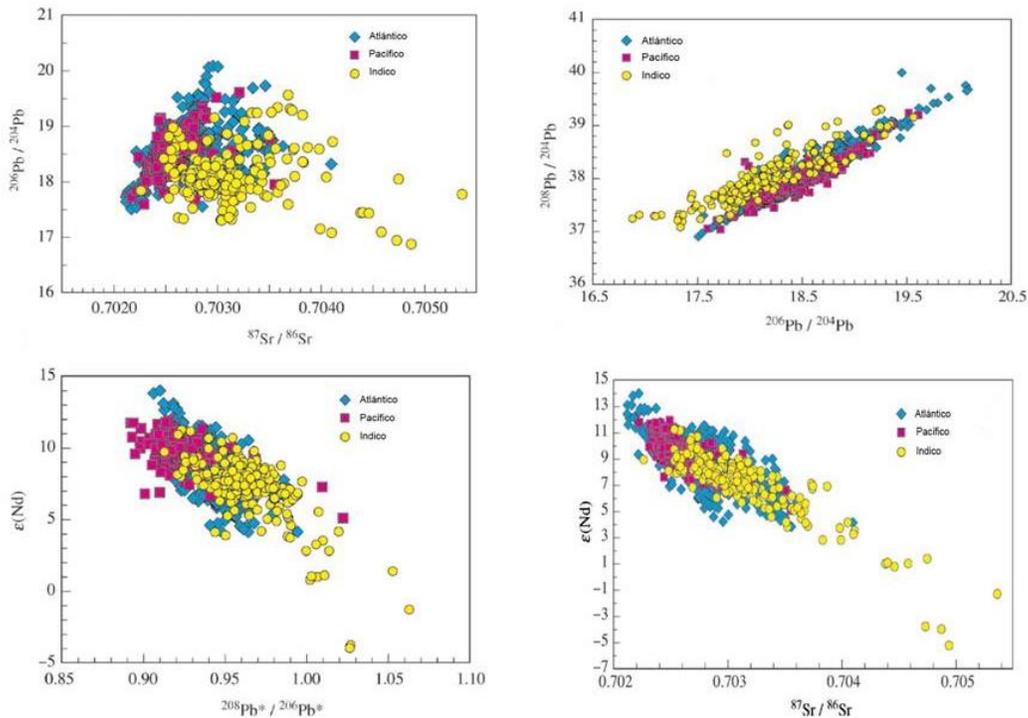


Figura 7. Muestras MORB de los distintos océanos con sus relaciones isotópicas. (Modificado de Hofmann, 2014).

Se sabe entonces que hay cierta diferencia entre los MORB y OIB con respecto a la composición de la Tierra silicatada. Los MORB poseen mayor ϵNd y menor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mientras que lo contrario ocurre con los OIB, lo cual nos indica que la fuente de los MORB posee bajas relaciones de Rb/Sr y alta Sm/Nd respecto al manto primitivo (Figura 8). Al contar con esto y al conocer que Rb y Nd son más incompatibles que Sr y Sm, se deduce que la fuente MORB está relativamente empobrecida en elementos incompatibles, por lo que la fuente de los OIB se encuentra enriquecida en elementos incompatibles.

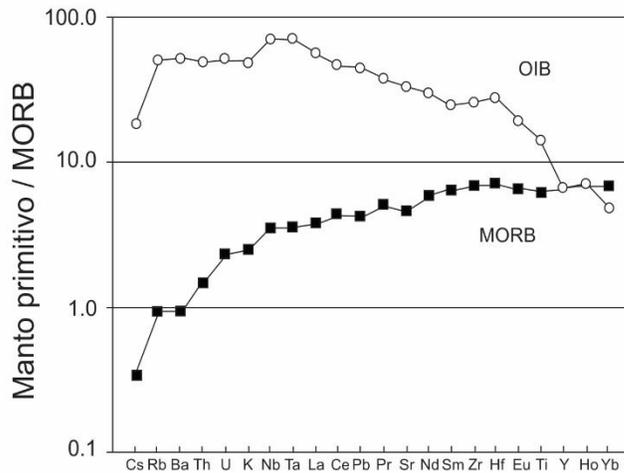


Figura 8. Manto primitivo normalizado en concentraciones de elementos traza, en promedio de MORB y OIB. (Modificado de Rollinson, 2007).

También existen diferencias con relación a las tierras raras (Figura 9). Si comparamos los N-MORB (*normal-MORB*) con las condritas, las tierras raras ligeras (*LREE = light rare earth elements*) son menos abundantes que las tierras raras pesadas (*HREE = high rare earth elements*), es decir, está empobrecido en tierras raras ligeras, también posee débiles

anomalías de Eu que pueden ser derivadas de un manto relativamente superficial, como una peridotita de plagioclasa. Para que se produzca este empobrecimiento en el manto, se debe de extraer del mismo una masa fundida. Las LREE, las cuales son más incompatibles, se quedan en la masa fundida, dejando el residuo empobrecido en LREE, pero cuando se funde de nuevo el manto, el basalto producido hereda este empobrecimiento de LREE. Este razonamiento nos lleva a deducir que la fuente de los MORB sufrió una larga extracción de fundido en alguna época de su evolución. Pasando a los OIB, estos al contrario de los MORB están enriquecidos en LREE; también muestran tendencias fraccionadas en HREE las cuales indican la fusión de su fuente mantélica a altas profundidades, como una peridotita de granate.

Estas fuentes magmáticas son claramente opuestas y reafirman la idea de que la fuente de los MORB procede de la capa superficial del manto, mientras que los OIB tienen un reservorio que asciende desde las profundidades del manto, debido a las plumas del manto.

Por lo tanto, los MORB proceden de un reservorio homogéneo y empobrecido en elementos incompatibles denominado “manto empobrecido” o “manto empobrecido

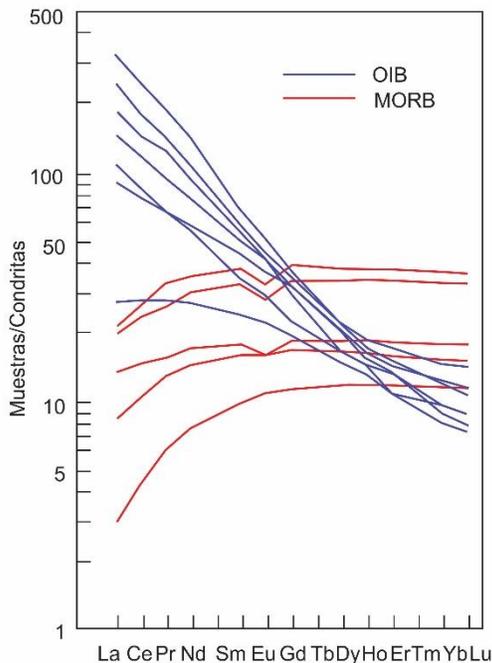


Figura 9. Composición de tierras raras para los MORB y OIB. (Modificado de White, 2013).

Si se considera que el DMM es el único reservorio silicatado que está empobrecido en elementos incompatibles y que la corteza continental es inversamente proporcional en cuanto al enriquecimiento de dichos elementos incompatibles, el DMM podría constituir aproximadamente el 70% del volumen total del manto.

Existe una nomenclatura (Zindler y Hart, 1986) de los reservorios del manto enriquecido, la cual fue desarrollada basándose en las composiciones isotópicas de Pb, ya que muestran la dispersión más grande en comparación con los isótopos radiogénicos Sr, Nd, Hf y Os. Estos son:

- EM-I, manto enriquecido uno
- EM-II, manto enriquecido dos
- HIMU, alto $\mu = U/Pb$
- PREMA, manto predominante

Los HIMU poseen relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ similares a las del DMM, están enriquecidos en Th y U y empobrecidos en Rb. Esto nos indica que los HIMU

MORB” (DMM = *depleted MORB mantle*) que posee relaciones isotópicas de $^{143}Nd/^{144}Nd$ más altas y las composiciones isotópicas de Sr y Pb menos radiogénicas que los otros reservorios del manto.

Se ha establecido que aparte de ser la fuente de los MORB, también participa en la génesis del volcanismo OIB desarrollado en las proximidades de las dorsales meso-oceánicas.

Si se considera que el DMM es el único reservorio silicatado que está empobrecido en elementos incompatibles y que la

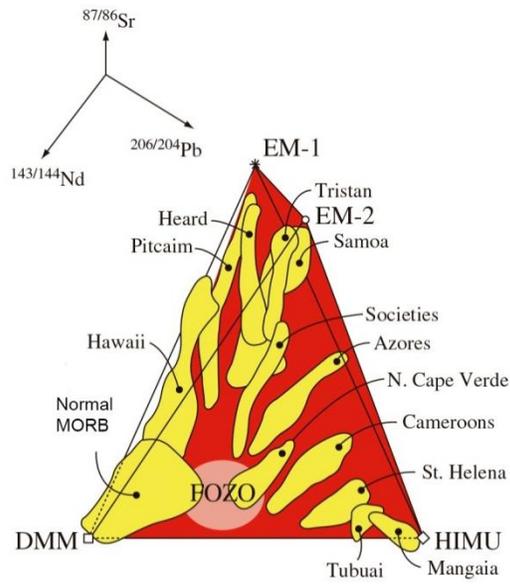


Figura 10. Proyección tridimensional de grupos OIB y sus relaciones isotópicas. (Hart et al., 1992).

pueden provenir del reciclaje y de la asimilación de la corteza oceánica subducida ya que esta se encuentra enriquecida en elementos incompatibles.

Los EM-I se caracterizan por tener isótopos de Nd y Pb no radiogénicos y relaciones altas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 10).

Los EM-II poseen condiciones similares que los EM-I para las relaciones de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, su principal diferencia radica en

que poseen una relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mayor a la de los EM-I, pero inferior a la de HIMU. Otra diferencia importante entre estos dos EM es el sistema isotópico de Sr-Nd, con respecto al DMM los EM-I están más enriquecidos en isótopos de Sr y los EM-II presentan una pendiente más baja en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que la de otros basaltos.

Para explicar la firma isotópica de los EM se ha tomado en cuenta el reciclaje de la corteza continental: la superior para los EM-II mediante el reciclaje de sedimentos terrígenos subducidos, los cuales están enriquecidos en Rb, Th, U y otros elementos incompatibles, y la inferior para los EM-I al presentar esta un empobrecimiento en U debido a los procesos metamórficos durante la subducción. La corteza inferior regresa al manto mediante la erosión por subducción, lo cual acarrearía elementos hacia los basaltos EM, proporcionándoles esta firma isotópica particular.

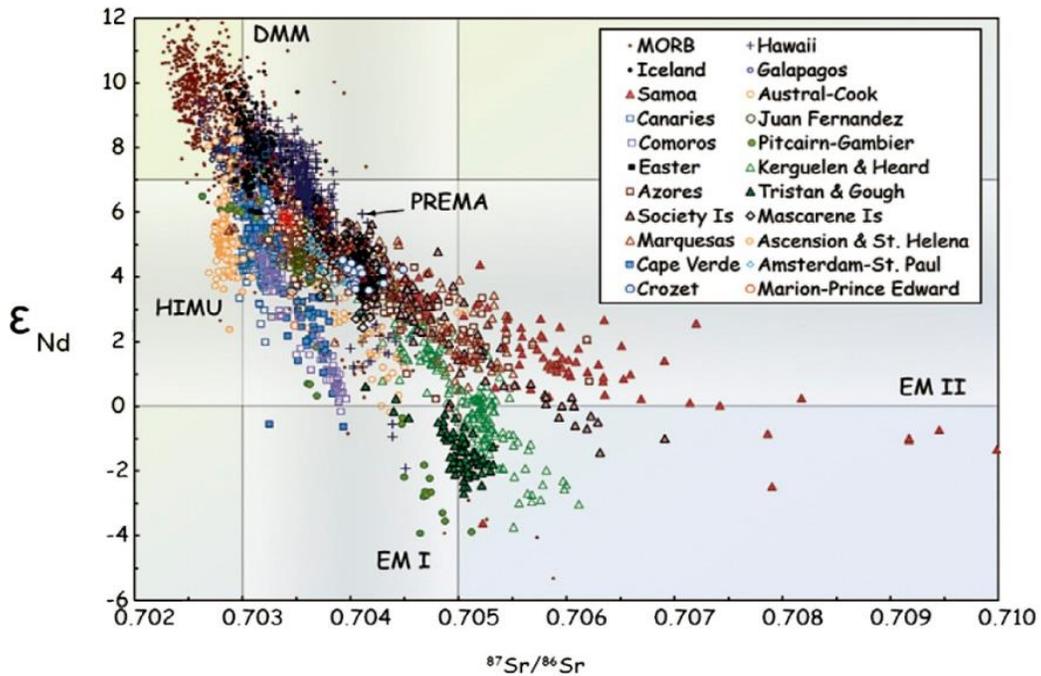


Figura 11. Recopilación de datos de Basaltos Oceánicos y sus relaciones isotópicas Sr-Nd. (White, 2015).

El PREMA (*prevalent mantle*) también se conoce como FOZO (*focal zone*) en los diagramas isotópicos realizados con datos de los OIB (Figura 11); es en este dónde convergen y de donde se derivan las demás composiciones. Se encuentra de manera casi omnipresente en el manto y se mezcla con las otras composiciones; comparándola con el DMM posee relaciones isotópicas relativamente altas de Sr y Pb mientras que las relaciones de Nd son bajas. Es importante destacar que las otras composiciones (EM e HIMU) no se mezclan entre ellas y los reservorios se extienden desde el PREMA hacia cada una de ellas. Se encuentra presente en todas las plumas del manto y puede considerarse que posee una tendencia más primitiva que el DMM.

“El panque mantélico”

El manto se puede modelar como un panque de pasas (Figura 12), donde los dominios mantélicos químicamente enriquecidos, ejemplificados como “*pasas*”, se

dispersan a lo largo del manto empobrecido el cual se representa por el “panque”. Las heterogeneidades implícitas en este modelo se producen en una variedad de escalas y representan “pasas” de alta viscosidad en una matriz de viscosidad más baja (*panque*). Es la diferencia de viscosidad entre “pasas” y el manto huésped que ayuda a preservar las diferencias químicas, incluso en un manto agitado, es decir, sujeto a convección. La densidad, la forma, el tamaño y la profundidad en el manto de estas heterogeneidades pueden variar, y pueden adoptar la forma de capas alargadas dentro del manto (*panque marmoleado*), así como manchas elípticas (*pasas*).

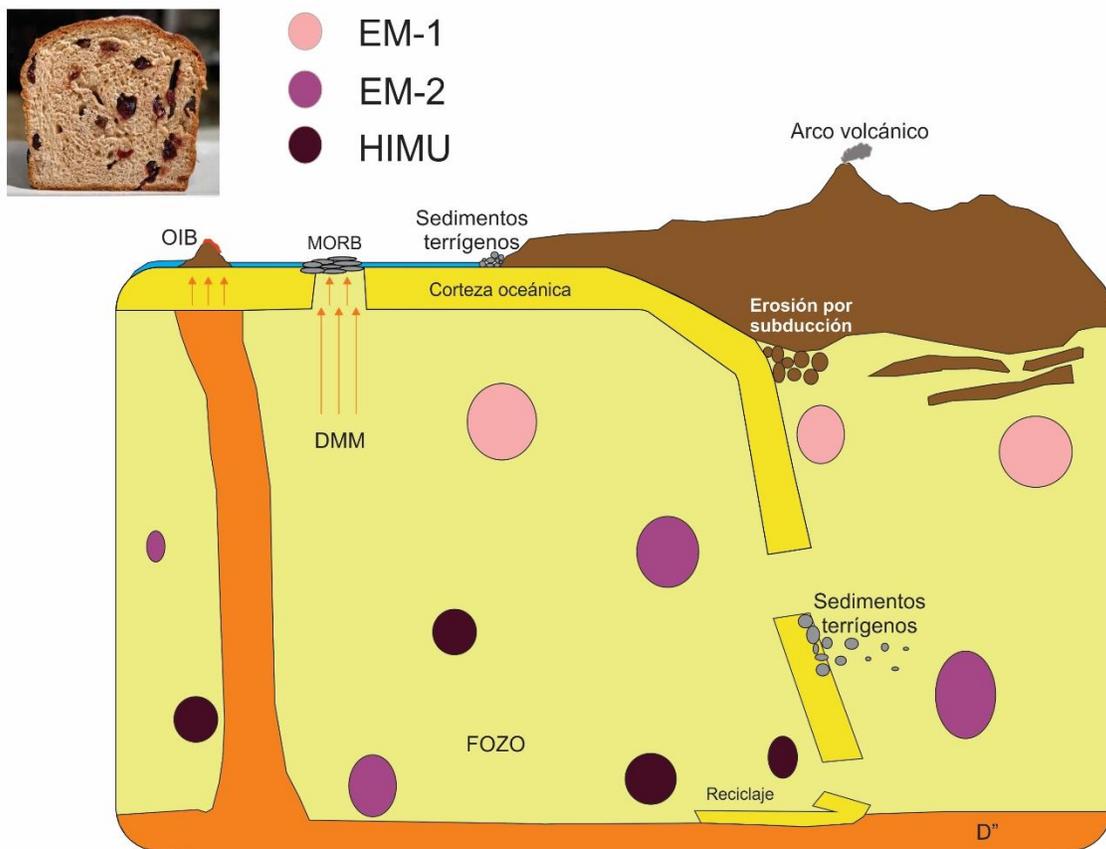


Figura 12. Ejemplificación del modelo “panque de pasas”, donde el DMM funge como el “panque” y los otros reservorios como “pasas”. Los EM-1 (rosa) se ven influenciados por el reciclaje de la corteza profunda; EM-2 (magenta) por el reciclaje de los sedimentos terrígenos; HIMU (morado) influenciado por el reciclaje de la corteza oceánica.

2.3.2. El manto empobrecido: composición y evolución química

Los MORB son las rocas ígneas más abundantes en la Tierra: de hecho, son los principales constituyentes de la corteza oceánica, que se genera en márgenes tectónicos divergentes por el ascenso pasivo y fusión por descompresión del manto. Estos datos sugieren que la fuente de los MORB podría representar el reservorio más voluminoso en el manto terrestre.

Las características geoquímicas e isotópicas de los MORB indican una derivación a partir de una fuente mantélica relativamente homogénea y extremadamente empobrecida en elementos incompatibles, que se conoce como manto empobrecido (*depleted MORB mantle, DMM*).

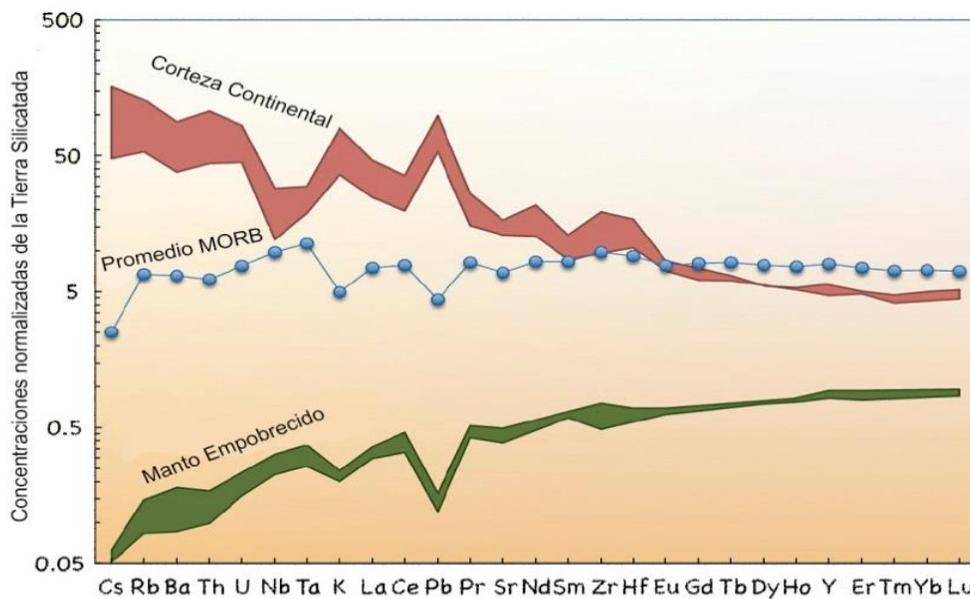


Figura 13. Diagrama multielemental que muestra la composición en multielementos de los MORB, el manto empobrecido y la corteza continental, normalizado con respecto a la Tierra silicatada. (Modificado de White, 2015).

El empobrecimiento en elementos incompatibles de este reservorio en lo que se refiere a elementos traza y composiciones isotópicas se debe a la extracción que sufrió el manto de fundidos parciales, los cuales fueron los que se enriquecieron en los elementos incompatibles, creando este empobrecimiento en el sólido residual. Los fundidos extraídos son los encargados de formar la corteza continental y

oceánica, sin embargo, la corteza oceánica, al estar en constante proceso de subducción, deja a la corteza continental como el reservorio más importante de elementos incompatibles.

Cálculos recientes de balance de masas demuestran que la corteza continental es el complemento del manto empobrecido (Figura 13), asumiendo que el DMM es el único reservorio silicatado empobrecido en elementos incompatibles y que la corteza continental es el único reservorio que presenta un enriquecimiento complementario en dichos elementos, lo que indica que el manto empobrecido por la segregación de corteza podría conformar el 70% en volumen del manto global.

Esto permite visualizar al manto como un único gran sistema, que en su globalidad está sujeto a convección, está relacionado con el ciclo de las placas tectónicas, y está involucrado en los procesos de generación de los continentes.

2.3.3. Los reservorios de las plumas del manto: composición y evolución química

El mecanismo que parece traer elementos de gran profundidad del manto es el llamado vulcanismo de isla (Figura 14), el cual contrasta con el vulcanismo en las dorsales oceánicas, que traen material del manto más externo. Con el empleo de métodos geofísicos, se han podido observar a través de imágenes y tomografías, velocidades bajas de ondas en algunas columnas encontradas debajo de islas oceánicas que se llegan a extender hasta la base del manto, esto nos da indicios de que las columnas poseen altas temperaturas.

El vulcanismo de isla tiene su origen debido a las plumas del manto que asciende material de alta temperatura desde profundidades que incluso llegan hasta el límite manto-núcleo.

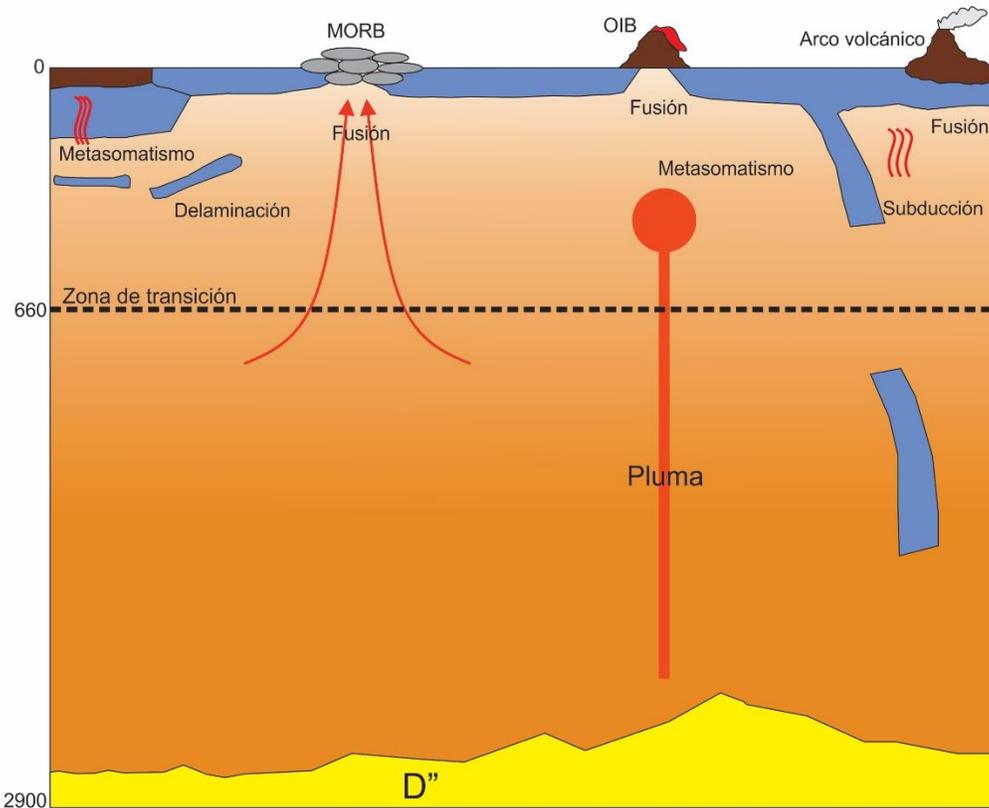


Figura 14. Esquematzación de los flujos principales en el Manto moderno. (Modificado de Rollinson, 2007).

Hablando del material transportado mediante las plumas del manto, existe un *end-member* que participa en las fuentes de todos los OIB, el cual tiene relaciones isotópicas relativamente altas en cuanto a Sr y Pb, mientras que las relaciones isotópicas de Nd son bajas comparándolas con un DM. Es el denominado FOZO y se encuentra en todas las plumas del manto.

Se ha demostrado que, aunque las plumas provengan del manto inferior, estas acarrean firmas geoquímicas del manto superior. Estas firmas geoquímicas son obtenidas mediante el reciclaje de la corteza oceánica y continental. En las dorsales oceánicas se crea corteza que está menos empobrecida en elementos incompatibles que el manto superior empobrecido.

Esta corteza se subduce, y alcanzando los 90 km se convierte en eclogita, siendo más densa que la peridotita del manto debido a su alto contenido de Fe y granate,

por lo que es de esperarse que se hunda hasta la base del manto, al menos así se observa en las tomografías sísmicas.

Al llegar a la base ocurre un calentamiento por la cercanía con el núcleo, provocando que estas comiencen a flotar y cuando aumente más este calentamiento, comenzarán a ascender. Cuando se encuentra a menos de 200 km de la superficie la eclogita en la base del manto se asimila a él, además el manto se funde por descompresión formando cadenas de volcanes intraplaca.

2.3.4. El manto litosférico subcontinental

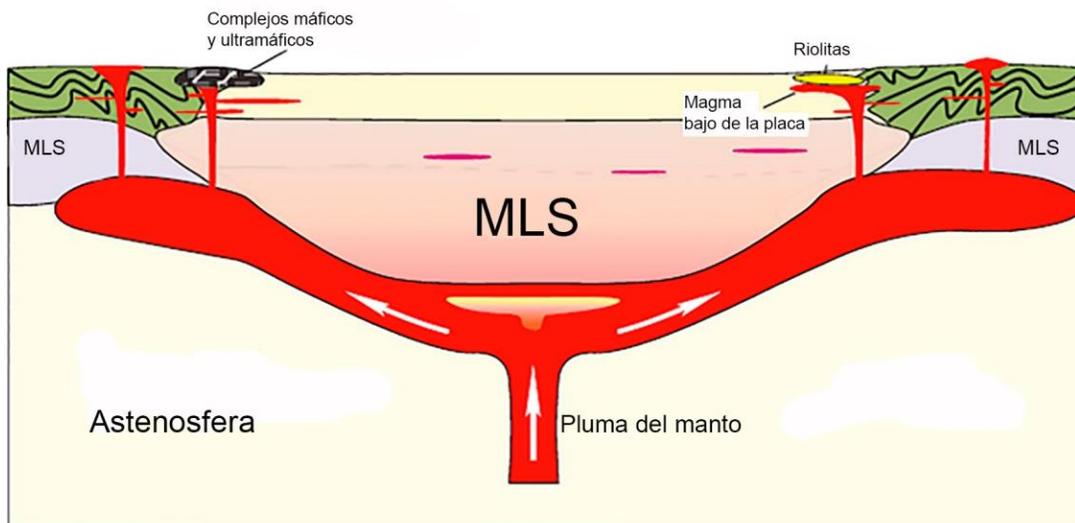


Figura 15. Esquemización donde se ilustra el aporte de las plumas del manto hacia el manto litosférico subcontinental (MLS). (Guangzhou Institute of Geochemistry Chinese Academy of Sciences).

El manto litosférico subcontinental (Figura 15) presenta espesores extremadamente variables, desde aproximadamente 10 km bajo zonas sujetas a tectónica extensional, hasta 200 km bajo las regiones cratónicas. El análisis de la velocidad de las ondas sísmicas indica que dicho reservorio es relativamente frío; de hecho, en esta región del manto el calor se transmite por conducción, más que por convección.

Además de las propiedades sísmicas, el análisis químico de los basaltos continentales y de los xenolitos que éstos acarrean proporciona información importante sobre las características del manto litosférico subcontinental. Los basaltos continentales presentan una notable variabilidad isotópica, que en parte podría deberse a la asimilación de litologías del basamento; y en parte podría ser indicativa de la heterogeneidad química de la fuente mantélica, como de hecho confirma la gran dispersión de los datos isotópicos obtenidos en los xenolitos de la Figura 16.

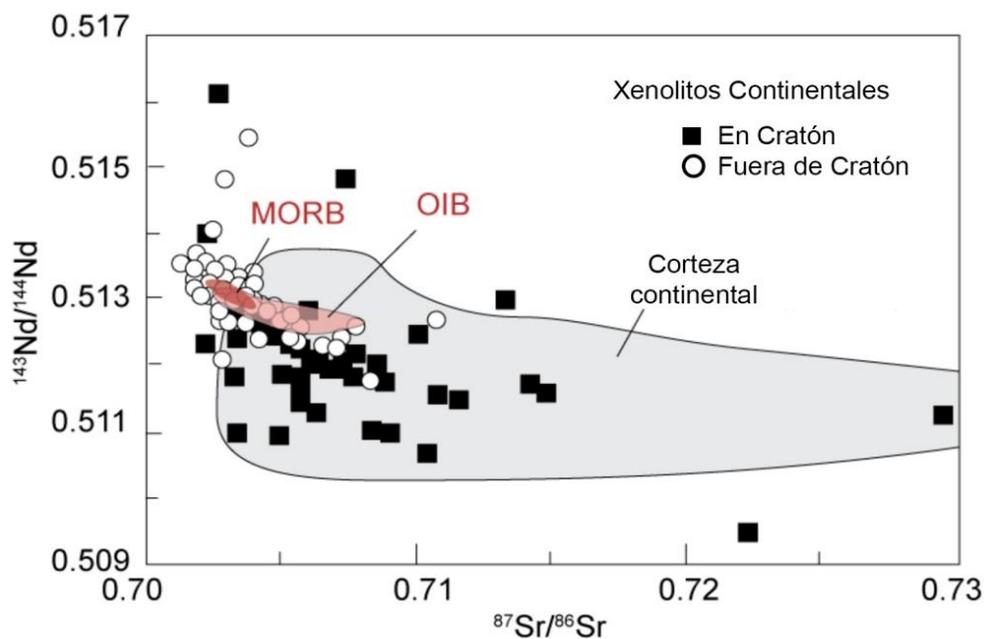


Figura 16. Diagrama que muestra la dispersión isotópica en xenolitos. (Modificado de White, 2013).

Por lo general, el manto litosférico subcontinental presenta la misma edad de la corteza que subyace lo que implica que este reservorio puede ser muy viejo; la variabilidad isotópica del manto litosférico subcontinental podría ser entonces un reflejo de su larga vida y las variaciones en las relaciones padre-hijo mostrarán diferencias en las relaciones de isótopos radiogénicos.

Por otra parte, la ausencia de movimientos convectivos en esta porción del planeta contribuye a preservar las heterogeneidades isotópicas.

Se considera que el manto litosférico subcontinental podría representar la fuente a partir de la cual se ha extraído el mayor porcentaje de fundidos magmáticos para la formación de la corteza continental; sin embargo, este proceso determinaría un notable empobrecimiento de elementos incompatibles que no corresponde a las características geoquímicas documentadas para dicho reservorio. Para explicar el enriquecimiento en elementos incompatibles del manto litosférico subcontinental, se ha invocado la interacción con fluidos acuosos ricos en elementos solubles liberados por las placas oceánicas subducidas, o la reacción con magmas enriquecidos en elementos incompatibles, derivados de bajos grados de fusión de las plumas del manto (la columna de fusión de las plumas bajo regiones cratónicas es más corta respecto a la que tendrían bajo una litósfera delgada).

3. LA CORTEZA OCEÁNICA

3.1. Estructura y procesos de formación

3.1.1. Estructura de la corteza oceánica

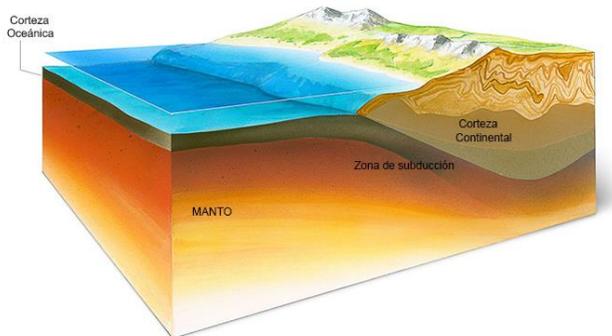


Figura 17. Esquematación de la estructura terrestre. (www.dkfindout.com/uk/earth/structure-earth/crust/).

La corteza oceánica se produce a partir del magma basáltico obtenido por fusión parcial del manto. Esta corteza tiene una duración de vida corta, con una media de edad de 60 Ma y un espesor promedio de 6 a 7 km (Figura 17).

La tasa de expansión oceánica varía desde unos pocos mm por año hasta 180 mm por año, mientras que la tasa global de producción de corteza oceánica es de 34 km² por año. Los ejes de extensión se clasifican dependiendo de su tasa de expansión, en rápido (>90 mm/año), intermedio (<90 - >40 mm/año), lento (<40 mm/año) y ultra lento (Figura 18).

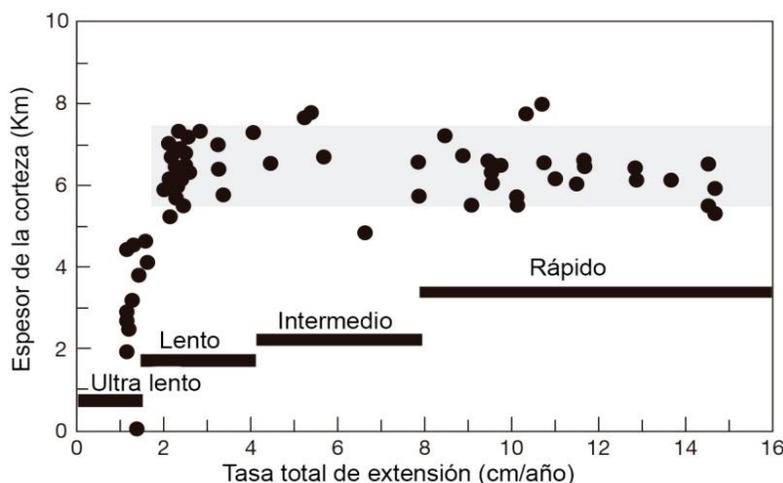


Figura 18. Relación entre el espesor de la corteza y la tasa de extensión debido a la velocidad de propagación. (Modificado de White, 2014).

Cada una de las tasas de expansión, producen diferentes morfologías, espesores y estructuras en la corteza oceánica. Para los ejes de alta velocidad, se forman estrechas cordilleras volcánicas (<1 km de ancho), donde hay alta actividad volcánica

(Figura 19). Mientras que en los ejes con una lenta tasa de expansión, las cordilleras son de varios kilómetros de ancho, además de una topografía dominada por fallas (Figura 20).

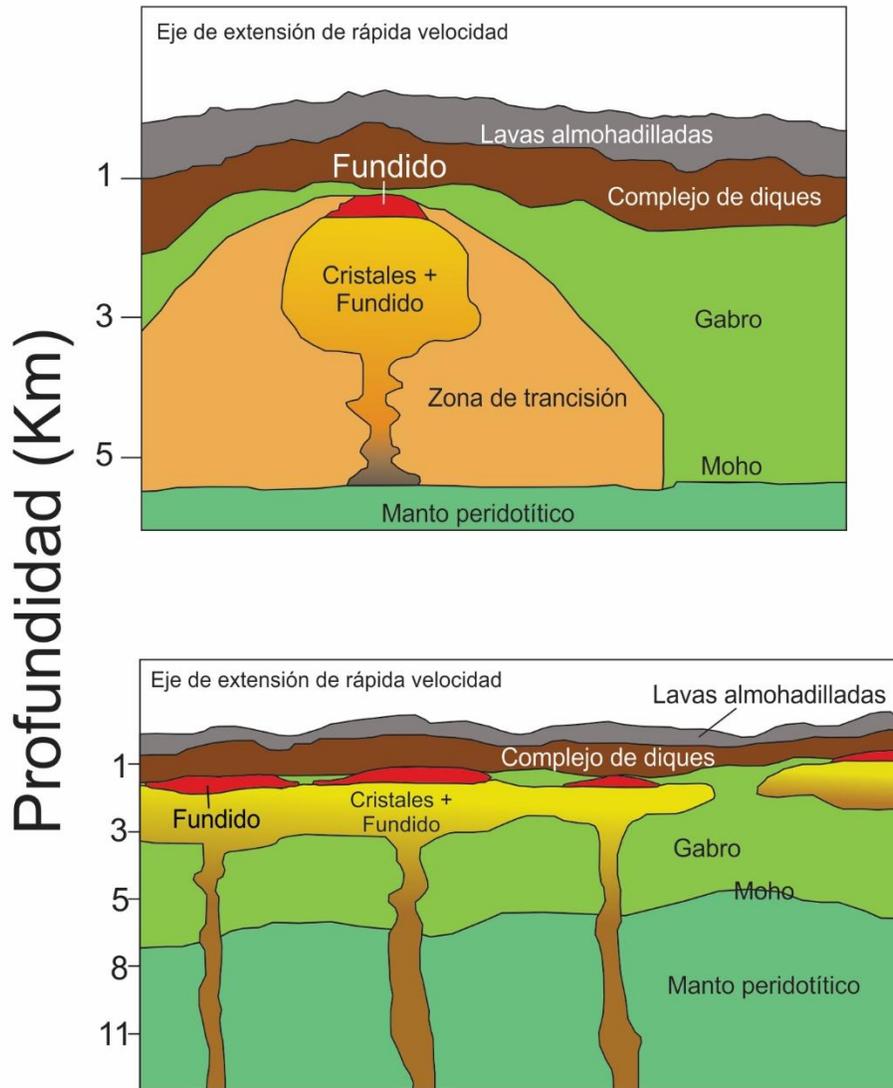


Figura 19. Morfologías y características de un eje de propagación rápida. Siempre se tiene una fase fundida debido al constante aporte de magma. (Modificado de Haase, 2011).

La corteza oceánica posee una estructura de capas muy bien definida, la cual se ha observado en muestras locales llamadas ofiolitas, por perforación en la corteza y secciones expuestas con un dominio estructural importante.

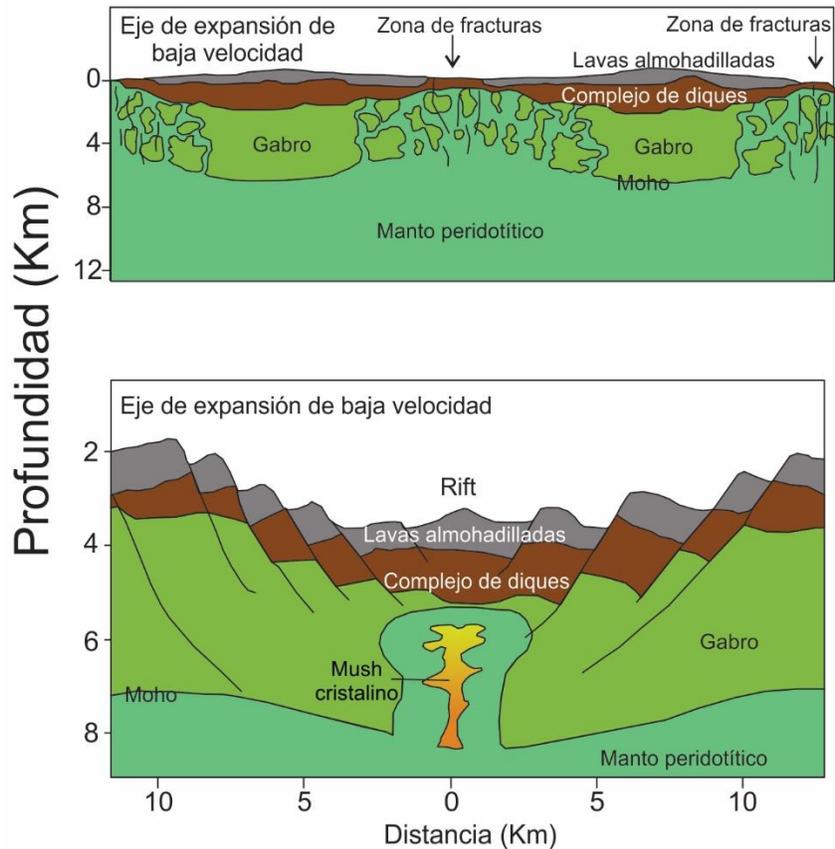


Figura 20. Morfologías y características de un eje de propagación lenta. Debido a que no hay un aporte constante de magma, no hay una presencia de fase líquida constante. (Modificado de Haase, 2011).

La Capa 1 es la compuesta por sedimentos pelágicos y es la más superficial de la corteza oceánica (Figura 21). Como segunda capa, subyaciendo a los sedimentos, se encuentra los componentes de la Capa 2, los cuales son flujos de lavas basálticas (lavas almohadilladas) de aproximadamente 800 m de espesor y, a su vez, por debajo de estos flujos, se localiza un complejo de diques subverticales de composición máfica, de un espesor de aproximadamente un kilómetro. En el lugar de la Capa 3 se encuentran rocas ígneas, de composición basáltica (gabros) con minerales cristalizados en un principio sin una orientación en particular, aumentando la profundidad se tienen minerales cristalizados en capas estratificadas. La Capa 3 representa la mayoría de la corteza oceánica, pues su espesor es de aproximadamente 5 km.

A través de estas capas, podemos inferir la forma en que se forma la corteza oceánica. Un fundido de densidad menor al de la peridotita del manto, asciende hasta alcanzar la corteza, estancándose en una cámara magmática, enfriándose y cristalizando, conforme esto va ocurriendo, algún porcentaje de magma residual, el cual se vuelve menos denso, asciende hasta el fondo marino, la mitad forma los flujos de lava mediante ciertas erupciones, mientras que la otra mitad forma el complejo de diques al solidificarse. La cristalización de los minerales de las rocas gabroicas (olivino, piroxeno y plagioclasa) y su acumulación forman las capas estratificadas de gabros en el parte inferior de la corteza oceánica, a su vez, conforme asciende el magma se forman los gabros sin orientación preferente.

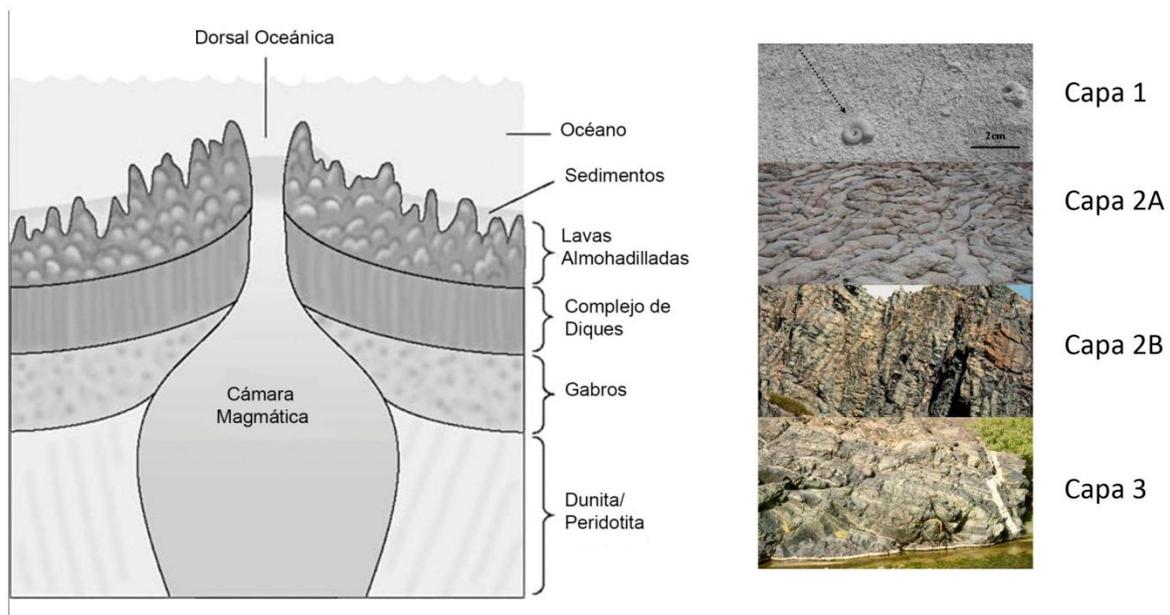


Figura 21. Representación gráfica de la estructura de la corteza oceánica. La Capa 1 corresponde a sedimentos pelágicos (Soares, 2009), Capa 2A de lavas almohadilladas (Sociedad Geológica de Omán), Capa 2B ilustra un complejo de diques (GSA Today, vol. 18, 11. 2009) y Capa 3 muestra gabros en capas (<http://plate-tectonic.narod.ru/metamorphit1photoalbum.html>).

3.1.2. Procesos de formación de la corteza oceánica

Uno de los procesos más importantes que se llevan cabo para la formación de la corteza oceánica es el proceso magmático; se ha demostrado que existen cámaras magmáticas axiales (*AMC= axial magma chambers*) que ayudan a aumentar la tasa

de expansión de la Corteza Oceánica. Estas cámaras tienen un promedio de 0.5 a 1.5 km de ancho, sin embargo, la zona de fusión solo abarca en promedio unos 50-100 m.

Esta se encuentra sobrepuesta a una zona denominada "*mush*", la cual tiene la característica de ser un magma muy cristalino con líquido entre los cristales y se extiende hasta la base de la Corteza Oceánica.

En la zona de fusión es donde se lleva a cabo el enfriamiento y la cristalización. Aquí se forman los gabros de la Capa 3.

Posteriormente y debido a las fuerzas de expansión del fondo marino, se crea una vía de fácil acceso para la creación del complejo de diques entoldados, en caso de que el dique llegue hasta la superficie, entonces se crea la Capa 2A.

Otro proceso de vital importancia ocurrido para las dorsales oceánicas es la cristalización; el manto que asciende, al llegar a la superficie, sufre una disminución rápida de temperatura y sufre lo que llamamos cristalización fraccionada, algunos en menor grado que otros basaltos, pero todos sufren este proceso.

Esta cristalización puede ocurrir a presiones de hasta 1 GPa o 30 km de profundidad y también se controla por la tasa de expansión. En las cordilleras de alta y baja velocidad, junto con un abastecimiento importante de magma, la cristalización ocurre dentro de la corteza, mientras que en las de baja velocidad, una cantidad normal de magma y cerca de las zonas altamente fracturadas, la cristalización se da en el manto predominantemente.

3.1.3. Variaciones locales y regionales en la composición química y en las características físicas de la corteza oceánica

Es importante saber que la composición en cuanto a elementos mayores en los basaltos es prácticamente uniforme a lo largo de las diferentes cuencas oceánicas, a pesar de esto, la tasa de expansión de las dorsales produce variaciones regionales en cuanto al grado de diferenciación en los MORB.

La cristalización fraccionada es mayor en las cordilleras con una tasa de expansión rápida. Muestran mayor variabilidad composicional y un alto grado de diferenciación, esto respecto a los MORB provenientes de las cordilleras con una tasa de expansión lenta.

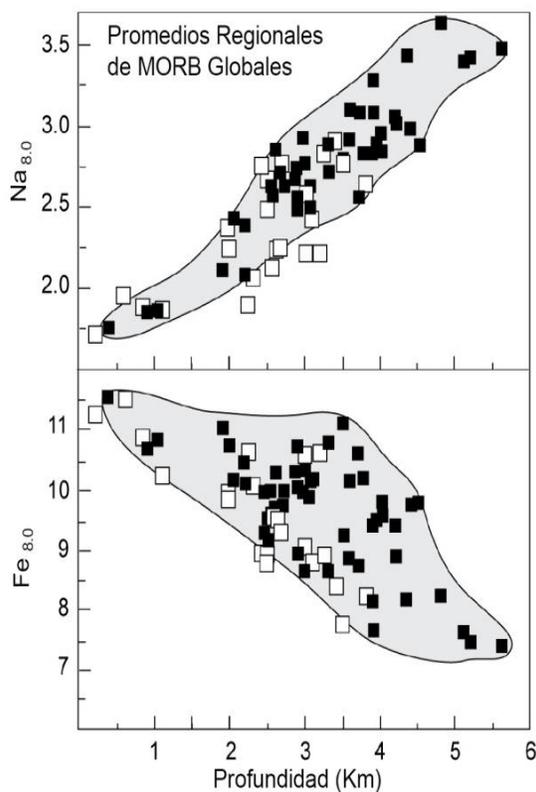


Figura 22. Relación entre los promedios de $Na_{8.0}$ y $Fe_{8.0}$ con la profundidad de la cresta de propagación en los sistemas MORB globales. (Modificado de White, 2014).

Las lavas que salen de las dorsales de tasa de expansión rápida son en promedio unos $20^{\circ}C$ menos calientes que las de más lenta tasa de expansión, además de que en las de rápida expansión la cristalización ocurre en mayor grado y a una menor profundidad.

La tasa de expansión y su relación con la composición química de los MORB se entiende a partir de la velocidad de expansión del piso oceánico. Esta velocidad determina la tasa de ascenso de las rocas provenientes del manto, lo que a su vez controla la tasa de abastecimiento magmático.

En las dorsales de tasa de expansión rápida se tienen cámaras magmáticas permanentes debido al constante ascenso de rocas del manto y la producción de magma por fusión y descompresión de las peridotitas. Estos factores son los que provocan que la cristalización fraccionada sea mayor en estas cordilleras y que ocurran mezclas entre los magmas presentes y nuevos pulsos de magmas más primitivos lo cual provoca su variabilidad química y composicional.

Por su parte en las cordilleras con una tasa de expansión lenta, el aporte magmático errático produce que las cámaras magmáticas sean pequeñas y con una duración reducida, con una cristalización fraccionada de un grado menor, teniendo así una composición química más uniforme.

Las variaciones de los elementos mayores son el resultado de la cristalización fraccionada y de la fusión parcial. Estas variaciones derivan de los diferentes grados de fusión o por la heterogeneidad de su fuente mantélica.

Cualquier conjunto de basaltos describe una evolución por cristalización fraccionada y a pesar de que siguen tendencias similares, los MORB de diferentes regiones tienen líneas de evolución diferentes.

Debido a estas variaciones, se deben corregir los efectos de la cristalización fraccionada para así poder utilizar a los elementos mayores a la hora de analizar los efectos de la fusión parcial del manto.

La forma de corregir estos efectos es elegir un valor de $MgO = 8 \text{ wt\%}$ que representa a un magma no diferenciado, por

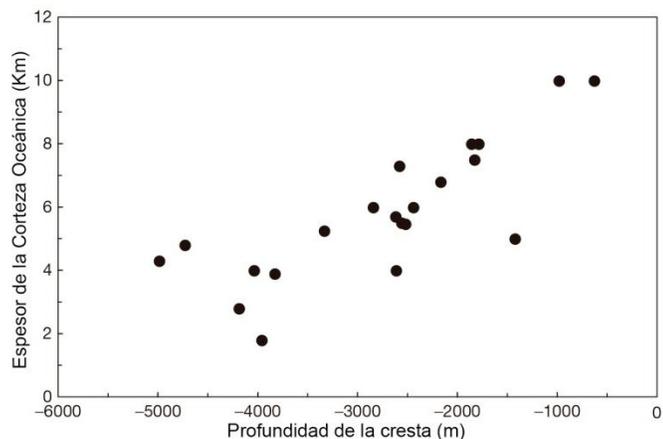


Figura 23. Relación entre la profundidad de la cresta de propagación y el espesor de la Corteza Oceánica determinada por sísmica, a lo largo de distintas dorsales oceánicas. (Modificado de White, 2014).

cada segmento de dorsal se determinará que concentración tendrá el elemento mayor ($X_{8.0}$) en este magma no diferenciado, después se proyecta la composición de cada uno de los magmas en sentido inverso a lo largo de una línea teórica de líquido descendente hacia 8 wt% MgO.

De esta forma, se recalcula el valor de Na_2O dentro del 8 wt% = MgO, a lo que se reconoce como $\text{Na}_{8.0}$. Lo mismo ocurre para otros elementos mayores, como el $\text{Fe}_{8.0}$, $\text{Al}_{8.0}$, $\text{K}_{8.0}$, $\text{Ce}_{8.0}$ y demás, y se muestra de forma gráfica en un diagrama $X_{8.0}$ contra $\text{MgO} = 8 \text{ wt\%}$ (Figura 24).

Existen algunos elementos en los que la pendiente de la línea del líquido cambia de signo, esto dependiendo de la fase de fraccionamiento en que se encuentre. Un caso importante es el del CaO , su corrección es más difícil y un tanto menos fiable, pero aceptable.

Con todas las correcciones se pueden observar ciertas relaciones claras; donde hay $\text{Na}_{8.0}$ medio-bajo existe un $\text{Fe}_{8.0}$ alto-medio, mientras que en otras regiones, es exactamente lo opuesto, también se tiene una relación positiva entre $\text{Na}_{8.0}$ y la profundidad del eje de la dorsal, mientras que es inversa para el $\text{Fe}_{8.0}$, es decir, es menos profundo el eje de dorsal para el $\text{Fe}_{8.0}$. También se ha determinado que el espesor de la corteza oceánica decrece cuando hay un valor en aumento de $\text{Na}_{8.0}$.

A estos factores, les debemos de agregar otros dos, que son de vital importancia, interactúan entre ellos, afectando la fusión del manto, nos referimos al grado y a la presión de fusión. El Na es incompatible durante la fusión de los minerales, por lo que enriquece las masas fundidas, el Fe varía en estas masas fundidas en función de la presión. Al realizar una correlación inversa entre las medias de $\text{Na}_{8.0}$ y $\text{Fe}_{8.0}$, encontramos que hay una correlación positiva entre el grado medio de fusión y la presión media de fusión del manto.

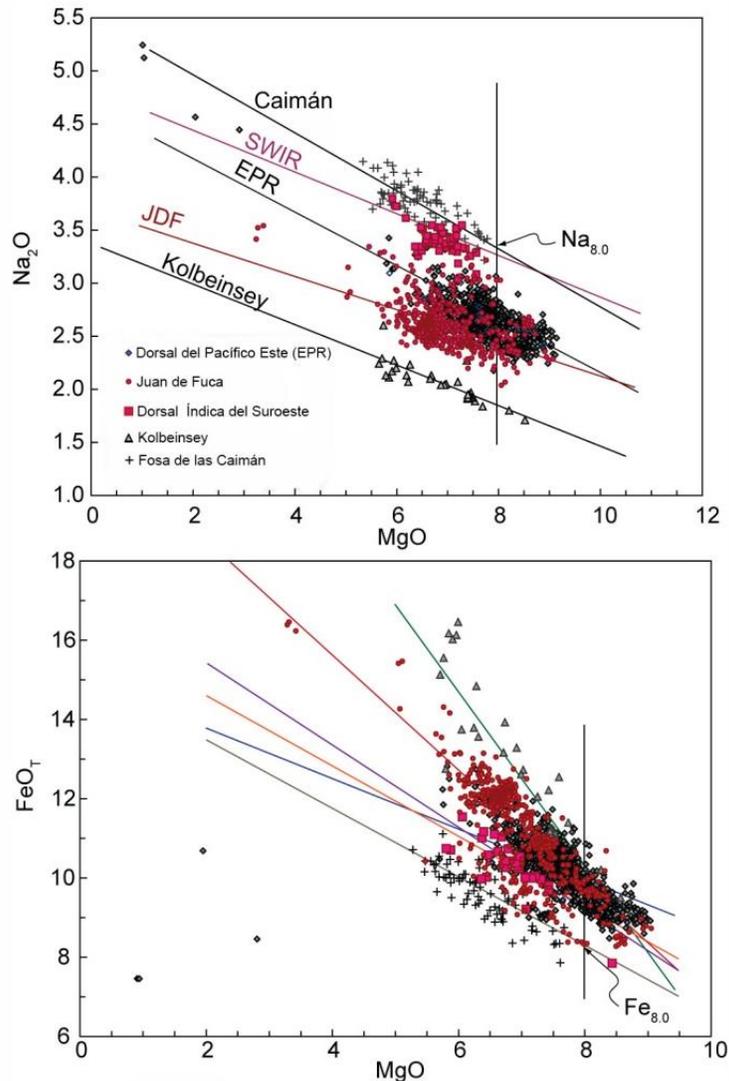


Figura 24. Diagramas de FeO y Na_2O contra MgO de los MORB obtenidos en diferentes regiones de dorsal a lo largo de líneas de descenso de pendiente variable. Las líneas de $\text{Fe}_{8.0}$ y $\text{Na}_{8.0}$, son los valores de Na_2O y FeO, respectivamente, de las líneas de 8 wt% MgO. (Modificado de White, 2014).

Dependiendo de la profundidad a la que se esté llevando a cabo la fusión, se tienen distintas características; mientras más profunda este localizada la cresta, se tendrán grados de fusión más pequeños y a su vez, menos presión, lo que se denota en un alto $\text{Na}_{8.0}$ y un bajo $\text{Fe}_{8.0}$; siendo distinto cuando las características son crestas superficiales, los grados de fusión son grandes al igual que la presión de fusión, dándonos baja $\text{Na}_{8.0}$ y alto $\text{Fe}_{8.0}$. Cuando hay menor grado de fusión, la corteza oceánica es más delgada que cuando el grado es mayor. Aunado a todo esto, las

correlaciones entre los elementos mayores están relacionadas con variaciones en la temperatura subsolidus del manto (Figura 25).

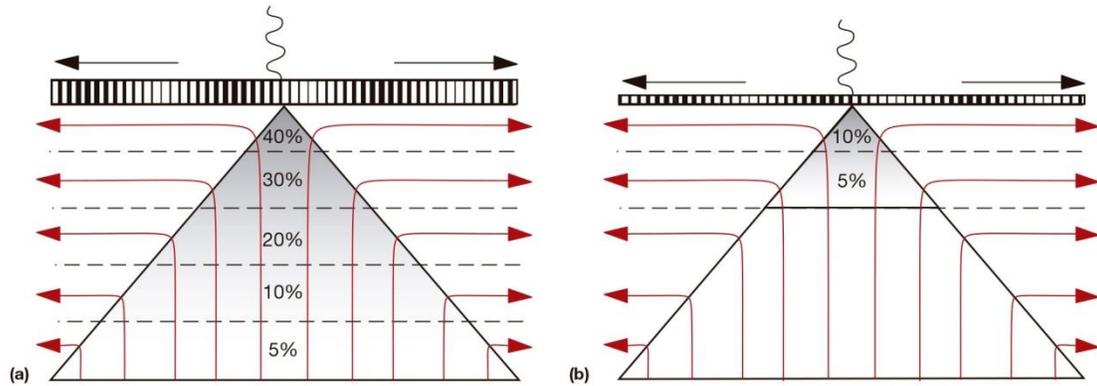


Figura 25. Las curvas rojas reflejan trayectorias de flujo del Manto a través del régimen de fusión. En la ilustración (a) se representa la fusión de un Manto caliente que se cruza con un solidus profundo, mientras que la imagen (b) un Manto más frío que cruza a un solidus menos profundo. Esto nos deja que para la imagen (a), se tiene una Corteza más gruesa y mayor grado de fusión que en la ilustración (b). (White, 2014).

4. LA CORTEZA CONTINENTAL

4.1. Composición de la corteza continental superior, media e inferior

La corteza continental es la parte más heterogénea de todas las partes que componen la estructura terrestre, siendo también la más fácil de muestrear. Sin embargo, gran parte de esta aún es inaccesible de manera directa, puesto que el espesor promedio es de 40 km, este representa solo el 0.6% de la masa total de la Tierra.

El saber la composición de la corteza continental nos ayuda para comprender los procesos de su generación y como se modifica, y ver si existe algún tipo de evolución en ella.

Tabla 2. Composición de la corteza superior. (Modificado de Rudnick y Gao, 2003)

Oxidos (wt%)	Taylor y McLennan (1995)	Wedepohl (1995)	Rudnick y Gao (2003)	Fahrig y Eade (1968)	Shaw (1986)
SiO ₂	66.0	64.9	66.6	66.2	66.8
TiO ₂	0.5	0.52	0.64	0.54	0.54
Al ₂ O ₃	15.2	14.6	15.4	16.10	15.05
FeO	4.5	3.97	5.04	4.40	4.09
MnO	0.07	0.07	0.10	0.08	0.07
MgO	2.2	2.24	2.48	2.20	2.30
CaO	4.2	4.12	3.59	3.40	4.24
Na ₂ O	3.9	3.46	3.27	3.90	3.56
K ₂ O	3.4	4.04	2.80	2.91	3.19
P ₂ O ₅	0.20	0.15	0.15	0.16	0.15

Para analizar de mejor forma la corteza continental la dividimos en partes; la corteza continental superior es la que se puede muestrear directamente, mientras que la parte que se analiza de manera indirecta, a través de las velocidades de ondas sísmicas o del análisis del flujo de calor, se le conoce como la corteza profunda. Esta se puede dividir a su vez en dos partes, media e inferior.

En ocasiones las rocas de esta zona se pueden muestrear directamente gracias a que son expuestas por procesos tectónicos o acarreadas como xenolitos.

Para obtener un promedio de la composición de la corteza superior se han utilizado dos métodos en particular, el primero se basa en realizar un promedio de análisis de muestras sobre un área grande o una mezcla de polvos de muestra para formar materiales compuestos, con este método se puede estimar la concentración de elementos mayores y de elementos traza solubles (Tabla 2).

El otro método nos ayuda a obtener la concentración de elementos traza insolubles, se trata de utilizar materiales compuestos proveídos por la misma Tierra producidos por meteorización de las rocas expuestas en la superficie. Un ejemplo son las lutitas, estas conservan la composición de las rocas madre en cuanto a REE debido a que los elementos insolubles se concentran en la parte arcillosa durante la meteorización.

Como resultado de estos análisis, se ha determinado que la composición promedio de la corteza superior se asemeja a la composición de una granodiorita, lo cual es concordante con que esta roca ígnea es la de mayor abundancia en la corteza, además de que se tiene un enriquecimiento en elementos altamente incompatibles.

Tabla 3. Composición de la corteza media. (Modificado de Rudnick y Gao, 2003)

Oxidos (wt%)	Rudnick y Gao (2003)	Weaver y Tarney (1984)	Shaw (1994)
SiO ₂	63.5	68.1	69.4
TiO ₂	0.69	0.31	0.33
Al ₂ O ₃	15.0	16.33	16.21
FeO	6.02	3.27	2.72
MnO	0.10	0.04	0.03
MgO	3.59	1.43	1.27
CaO	5.25	3.27	2.96
Na ₂ O	3.39	5.00	3.55
K ₂ O	2.30	2.14	3.36
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.15

Para lograr obtener una composición de la corteza profunda, se pueden utilizar las distintas rocas que se llegan a exponer mediante procesos tectónicos o los xenolitos, las cuales en su mayoría pertenecen a facies de granulita para la corteza inferior y anfibolita para la corteza media (Tabla 3).

Se han realizado secciones transversales en la corteza media en las rocas de facies granulita-anfibolita y se ha observado que poseen diferentes litologías, desde rocas metasedimentarias hasta una marcada dominancia de rocas ígneas y metamórficas de composición diorítica, granodiorítica y granítica. En algunos casos se observa metamorfismo retrógrado, lo cual no es lo más favorable.

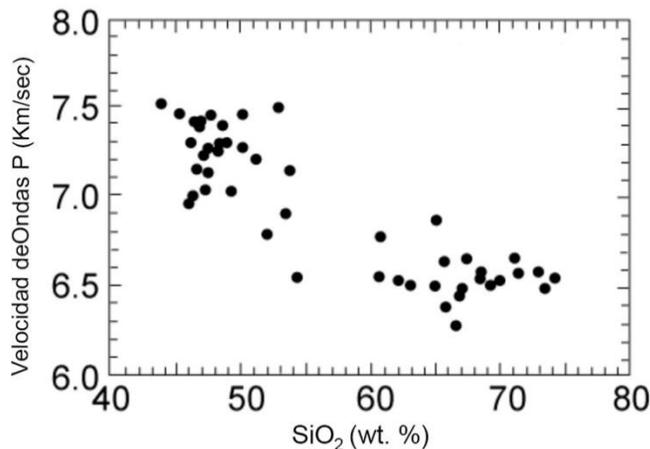


Figura 26. Relación entre las velocidades de ondas P, con la cantidad de SiO₂. (Modificado de White, 2013).

Al existir tantos factores que alteran la estimación que se puede realizar de manera directa, es necesario utilizar métodos indirectos para complementar dichas estimaciones. Un método es el de medir el flujo de calor producido mediante el decaimiento de los isótopos radiactivos K, U y Th. Esto indicará la presencia de los elementos

altamente incompatibles en las rocas de la corteza. Si las concentraciones de estos isótopos en la corteza fueran similares a las de las rocas de la superficie, el flujo de calor liberado correspondiente a la superficie terrestre sería mayor a los que se tienen registrados.

Estos tipos de estudios nos dictan que conforme se incrementa la profundidad, la producción de calor disminuye y la corteza se vuelve más rica en Fe y Mg mientras que se empobrece en Si y en elementos incompatibles, incluyendo K, U y Th, que tienen afinidad con el Si durante la fusión parcial del manto. La pérdida de K y U se

puede explicar también por medio del metamorfismo de alto grado que sufre la corteza profunda, lo que desencadena la pérdida de fluidos.

Otro método es mediante la obtención de diferentes tipos de velocidad de las ondas sísmicas. Se realiza un promedio y se asigna una litología a cada una de las secciones sísmicas a partir de velocidades obtenidas en laboratorios con muestras bien estudiadas. La velocidad va en aumento conforme se incrementa la profundidad. La conclusión de estos análisis nos dice que la densidad aumenta y demuestra la composición máfica de la corteza inferior.

Con estos métodos complementándose entre ellos, obtenemos que para la corteza media se tiene una composición diorítica. La corteza inferior arroja una composición basáltica empobrecida en elementos altamente incompatibles (Tabla 4).

Tabla 4. Composición de la corteza inferior. (Modificado de Rudnick y Gao, 2003)

Oxidos (wt%)	Rudnick y Gao (2003)	Weaver y Tarney (1984)	Shaw (1994)	Wedepohl (1995)	Taylor y McLennan (1995)
SiO ₂	53.4	62.9	58.3	59.0	54.3
TiO ₂	0.82	0.5	0.65	0.85	0.97
Al ₂ O ₃	16.9	16.0	17.4	15.8	16.1
FeO	8.57	5.4	7.09	7.47	10.6
MnO	0.10	0.08	0.12	0.12	0.22
MgO	7.24	3.5	4.36	5.32	6.28
CaO	9.59	5.8	7.68	6.92	8.48
Na ₂ O	2.65	4.5	2.70	2.91	2.79
K ₂ O	0.61	1.0	1.47	1.61	0.64
P ₂ O ₅	0.10	0.19	0.24	-	-

Para obtener la composición de la corteza continental de forma global se realiza un promedio de la parte superior, media e inferior dando como resultado que la corteza continental tiene la composición de andesita con un alto Mg# (Tabla 5).

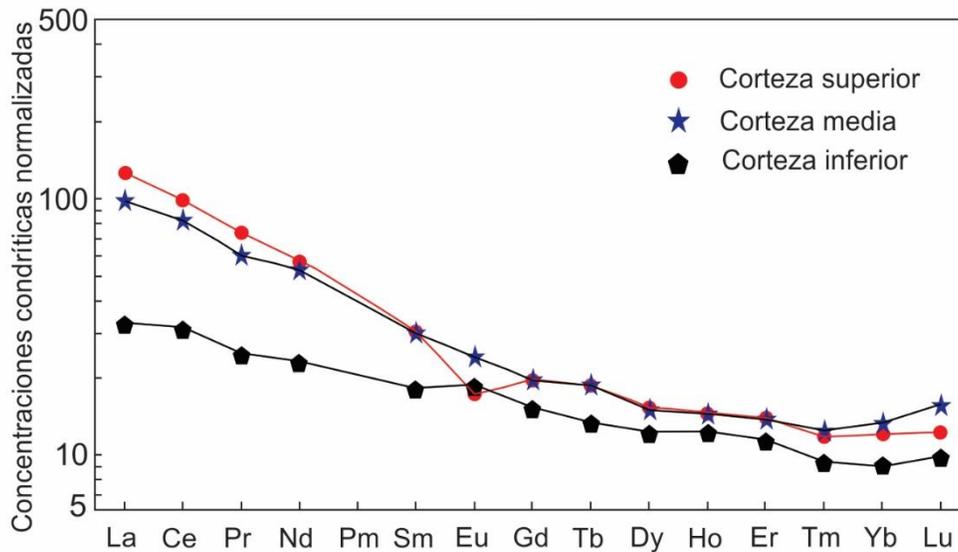


Figura 27. Valores de Tierras Raras, en relación con valores normalizados de las condritas. (Modificado de White, 2013).

Analizando las tierras raras presentes en cada zona de la corteza, se obtienen conclusiones simples pero concisas (Figura 27). Existe una anomalía de Eu en la corteza superior de forma negativa, mientras que se convierte en positiva para el caso de la corteza media e inferior mostrando que son complementarias. También existe un enriquecimiento general de LREE especialmente en la corteza superior.

Lo que nos sugieren estas evidencias, es que la corteza ha sufrido una diferenciación magmática intracortical. La corteza superior podría ser resultado de la fusión parcial de rocas ricas en plagioclasa, por su parte la corteza inferior representa el residuo de la fusión y la plagioclasa sería la fase residual.

La corteza superior evidenciaría aproximadamente el 14% de la fusión parcial, por lo que la abundancia de residuo debería ser alta. Si consideramos que la corteza superior tiene un espesor de 12.5 km aproximadamente, el residuo debería formar un espesor de 100 km, lo cual es excedente con relación al espesor total de la corteza, por lo que es muy probable que la mayoría del residuo de la fusión parcial se pierda en el manto. La corteza media al poseer valores de REE similares a la corteza superior podría ser también el resultado de fusión intracortical.

Tabla 5. Composición total estimada de la corteza continental. (Modificada de White, 2013)

Oxidos (wt%)	Rudnick y Gao (2003)	Taylor y McLennan (1995)	Weaver y Tarney (1984)	Wedepohl (1995)	Shaw (1986)
SiO ₂	60.6	57.3	63.2	61.5	63.2
TiO ₂	0.7	0.9	0.6	0.68	0.7
Al ₂ O ₃	15.9	15.9	16.1	15.1	14.8
FeO	6.7	9.1	4.9	5.67	5.60
MnO	0.1	0.18	0.08	0.10	0.09
MgO	4.7	5.3	2.8	3.7	3.15
CaO	6.4	7.4	4.7	5.5	4.66
Na ₂ O	3.1	3.1	4.2	3.2	3.29
K ₂ O	1.8	1.1	2.1	2.4	2.34
P ₂ O ₅	0.1	-	0.19	0.18	0.14

4.2. Mecanismos de formación y evolución química de la corteza continental

La creación de la corteza continental inicia por medio de la extracción de esta del manto; además de no ser producto de la acreción de la Tierra, sino formada por procesos posteriores. Es de una edad muy antigua; las rocas de mayor edad que se han estudiado tienen una edad de aproximadamente 3.98 Ga, sin embargo, W.M. White (2015) menciona que se han encontrado zircones con fechas de hasta 4 a 4.4 Ga. A pesar de esto, la mayoría de la corteza continental actual es más joven. Estas dataciones con zircones son la forma más eficiente de obtener edades más reales, ya que otras técnicas geoquímicas se ven afectadas por metamorfismo o procesos de fundición posteriores a la formación.

La corteza continental crece a través de procesos ígneos. Para obtener las composiciones antes mencionadas de la corteza ese necesita considerar ciertos procesos adicionales a estos (Figura 28).

Uno de estos procesos es el reciclaje de la corteza inferior y del manto superior; la corteza continental sufre un aumento de espesor debido a algún evento orogénico, transformando a la corteza inferior en eclogita, la cual posee una densidad mayor a

la de la peridotita del manto subyacente, lo que dará como resultado que la base litosférica se hundirá en la astenosfera, a este proceso se le conoce como delaminación.

Otro proceso importante es la producción de corteza a partir de una mezcla de masas fundidas de silicio procedentes de la subducción de la corteza oceánica.

Estas composiciones máficas son el complemento de la corteza andesítica que tenemos actualmente, lo cual nos indica que el reciclaje de corteza ha estado presente desde hace mucho tiempo, siendo un proceso fundamental en la evolución terrestre.

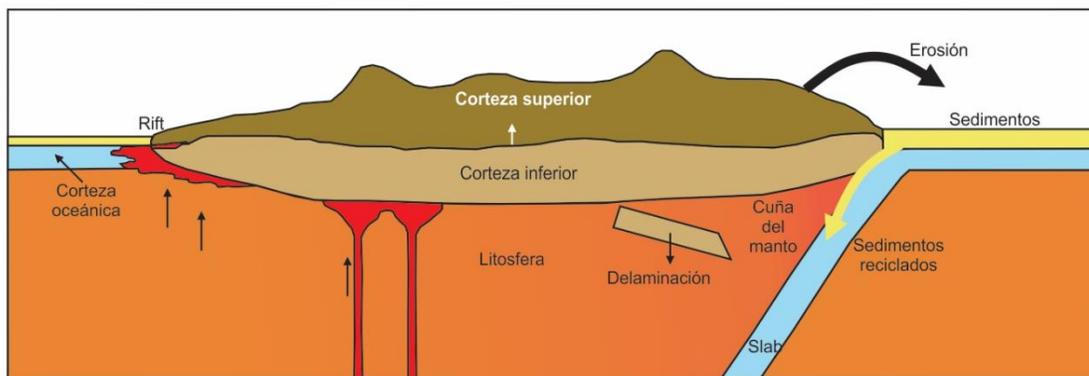


Figura 28. Muestra diferentes mecanismos de creación de la corteza continental y elementos necesarios para que se lleven a cabo estos mecanismos. (Modificado de Rollinson, 2007).

La corteza continental, por lo tanto, es muy complicada de destruir, únicamente se reciclan los sedimentos productos de la erosión.

Existe un modelo general (Figura 29) de producción de corteza terrestre que integra diversas fuentes y requiere de diversas circunstancias para que se lleve a cabo la formación de corteza.

El modelo requiere de anfibolita formada a partir del basalto hidratado. La deshidratación comienza cerca de los 50-60 km de profundidad donde se liberan los

fluidos de la capa subducida (paso 1), integrándose a la cuña suprayacente al manto.

Esta hidratación de la cuña del manto resulta en la creación de anfibolita dentro del manto peridotítico, la cual, a su vez, es arrastrada hacia la profundidad del manto mediante un acoplamiento viscoso con una losa subducida, todo a una profundidad cercana a los 110 km (paso 2). A esta profundidad, los anfíboles liberan los fluidos en el manto suprayacente, iniciando así la fusión parcial en la cuña del manto. Esta zona de fusión parcial migra hacia la parte superior como un diapiro en una región más caliente que la cuña, por lo que se promueve de mayor manera la fusión (paso 3). Por último, el diapiro es arrastrado hacia la esquina de la cuña, lugar donde se encuentra concentrada la masa fundida, mediante el flujo de convección de la misma (paso 4).

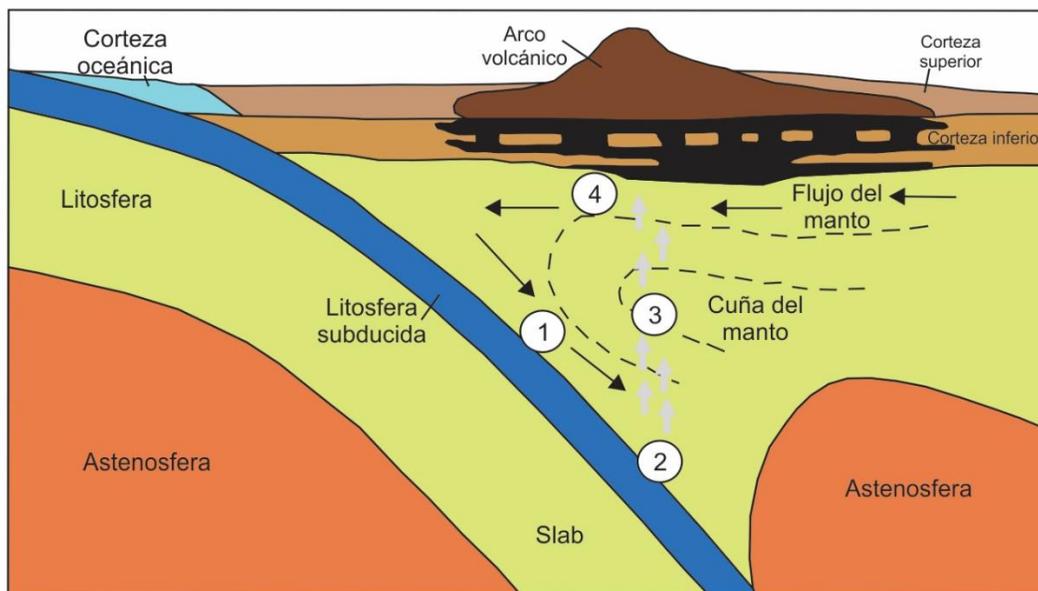


Figura 29. Representa el modelo de producción de corteza terrestre de McDonald (2000), los números representan el proceso que sufren los fluidos transferidos de la subducción de la corteza oceánica al manto y su fundición con la cuña del manto. (Modificado de Rollinson, 2007).

Por todo esto, se han establecido tres formas principales de creación de corteza, son ambientes particulares que producen prácticamente la totalidad de la corteza continental:

Los rifts intracontinentales establecidos en los márgenes de placas divergentes; las plumas del manto, las cuales son de gran relevancia para la formación de corteza, sin embargo, se han establecido ciertas analogías geoquímicas entre la corteza continental y el magmatismo de arco, por lo que el tercer ambiente es el más importante ya que tiene procesos que genera la mayoría de corteza continental en todo el planeta, estos procesos se dan en las zonas de subducción en las cuales ahondaremos más a detalle.

4.3. Magmatismo en zonas de subducción y su importancia para la génesis de la corteza continental

El magmatismo en zonas de subducción posee diversos componentes que afectan en mayor o menor medida al proceso como, la litosfera oceánica subducida, la cuña del manto y la placa superior. Esto hace que este sistema sea complejo y necesario de estudiar.

Los magmas encontrados en zonas de subducción son predominantemente andesíticos, mientras que las partes más profundas de los edificios volcánicos son más basálticos. Los magmas andesíticos se generan a partir de cristalización fraccionada del magma basáltico.

Las rocas de las zonas de subducción tienen muchas similitudes con otro tipo de rocas volcánicas; sin embargo, con respecto a los MORB, existe una diferencia notable que radica en que en las zonas de subducción hay más presencia de una composición silíceo, a lo cual se le denomina magma toleítico, ya que, en su mayoría, son rocas de sílice saturadas o sobresaturadas. A pesar de esto se deben tener en cuenta ciertas consideraciones y es que el término toleítico es muy restrictivo ya que en realidad se tienen dos series magmáticas: la toleítica y la calcoalcalina.

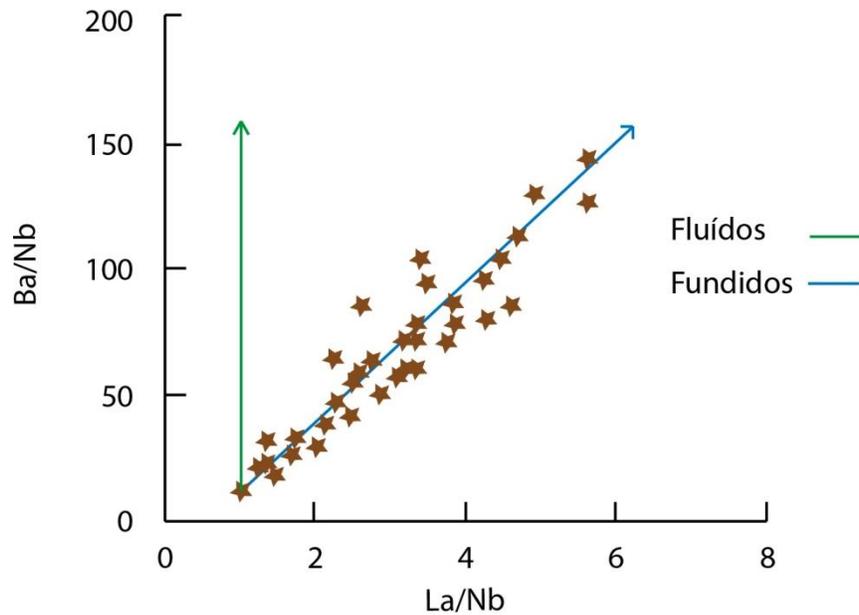


Figura 30. Diagrama Ba/Nb contra La/Nb. Los fluidos acuosos únicamente transportan elementos solubles como el Ba, mientras que los fundidos enriquecen al manto en estos elementos incompatibles solubles (Ba) e insolubles (La). (Modificado de Mori et al., 2013).

La serie toleítica posee una relación Fe/Mg mayor a la de los magmas calcoalcalinos, puesto que tienen mayor contenido de Fe. La serie calcoalcalina posee una mayor cantidad de agua y se somete a mayor presión para conseguir la supresión de la cristalización de la plagioclasa produciendo que el anfíbol suplanta la plagioclasa. Otra particularidad que comparten ambos magmas es que el contenido de agua es superior al que poseen magmas de otros contextos tectónicos.

En las zonas de subducción, se reduce la temperatura del solidus de las peridotitas cuando un componente de esta subducción que es rico en agua pasa de la litosfera oceánica hacia el manto, lo que provoca la fusión parcial y la generación de magmas.

Dicho componente le da al magma una firma geoquímica particular, la cual procede del material que se esté reciclando y del modo en que es transferido, ya sea por medio de fluidos acuosos o fundidos silicatados (Figura 30).

Durante el proceso de subducción, la corteza oceánica sufre metamorfismo progresivo provocando la deshidratación y liberando los fluidos los cuales se canalizan hacia la cuña del manto. Al suceder esto, elementos con grados de incompatibilidad similar, específicamente el Ba (LILE = *large ion lithophile elements*) y Nb (HFSE = *high field strength elements*), no se someten a un fraccionamiento importante durante la fusión parcial del manto, por lo que el fuerte enriquecimiento en LILE respecto a los HFSE se explica desde el aporte de los fluidos acuosos que se producen por la deshidratación antes mencionada, los cuales acarrearán dichos elementos incompatibles y solubles.

Como se mencionó anteriormente, además de los fluidos acuosos está el otro método en que se puede otorgar a un magma una firma geoquímica particular: a través de fundidos silicatados. Esto ocurre si las temperaturas son lo bastante altas como para inducir la fusión parcial de los sedimentos subducidos y de las rocas de la corteza oceánica; la firma que proporcionan es diferente a la de los fluidos ya que proporcionan al manto elementos incompatibles con los minerales de la litósfera oceánica. A su vez, los fundidos parciales de los sedimentos subducidos provocan un enriquecimiento en Th y LREE en los magmas de arco.

Por otra parte, analizando los HFSE se pueden obtener datos de la fuente mantélica. Para analizar el grado de fusión del manto se analizan las relaciones Zr/Nb ya que estos presentan distintos grados de incompatibilidad con los minerales presentes en las peridotitas. Nb es más incompatible que Zr, mientras más bajo sea el grado de fusión, mayor enriquecimiento en Nb y bajas relaciones de Zr/Nb poseerá el magma; mientras que a mayor grado de fusión las relaciones y las concentraciones de Nb serán inversas.

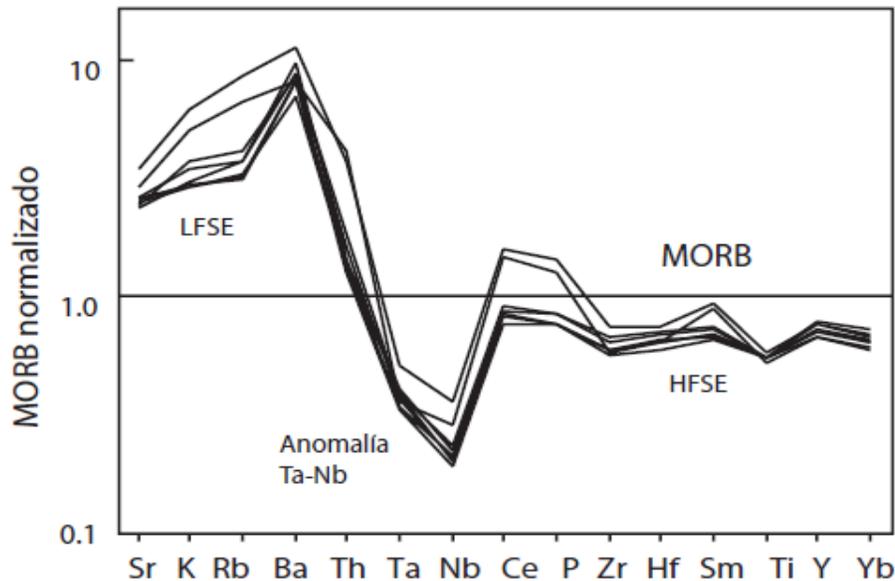


Figura 31. Análisis de tierras raras en rocas de subducción. (Modificada de Rollinson, 2007).

Analizando los elementos traza (Figura 31), tanto en rocas de zonas de subducción como de otros contextos tectónicos, las diferencias son más marcadas, no así con las tierras raras. Los MORB están mayormente empobrecidos en LREE que las rocas de zona de subducción. También se tienen anomalías de Ce, algo que nunca ocurre en MORB ni en OIB. Estas anomalías se producen en los sedimentos, por lo que es probable que sean heredados de sedimentos subducidos. Otra característica, es el empobrecimiento en Nb y Ta, además de que son ricas en álcalis y tierras alcalinas incompatibles (K, Rb, Cs, Sr, Ba) en comparación con MORB y OIB.

La mayoría de los magmas de arco se cree que se generan en la cuña del manto, y como se ha visto, sus características geoquímicas se ven influenciadas de muchas formas. Los sedimentos y la alteración hidrotermal de la corteza oceánica llevan agua y elementos incompatibles hacia el manto cuando se subduce la litosfera oceánica. Cuando la carga de sedimentos es grande, se forman los llamados prismas de acreción, aunque por lo regular, pasando los 100 m, estos son subducidos.

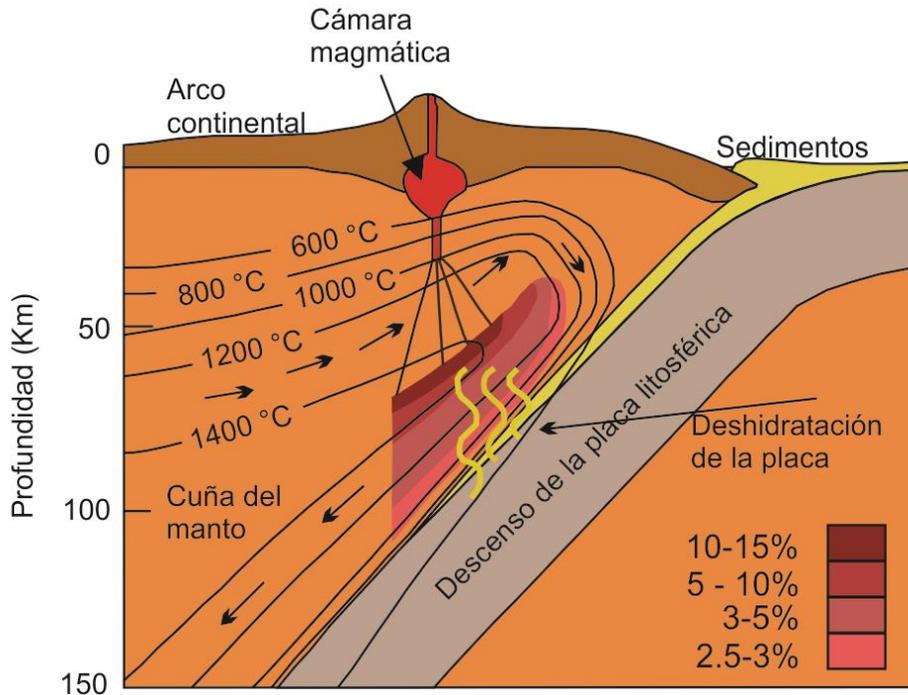


Figura 32. Esquemización de una zona de subducción y sus componentes, mostrando el génesis del magma. La zona colorada muestra la fusión parcial de la cuña del manto, resultado de la adición del agua. (Modificado de White, 2015).

Durante la primera fase de la subducción, se drena una gran cantidad de agua la cual se manifiesta en forma de filtraciones. En otros casos se hidrata y serpentinitiza el manto superficial suprayacente, además existe la convección de peridotita de la cuña del manto. El material fértil del manto es arrastrado dentro de un flujo ascendente de tipo acuoso que se funde y produce grandes cantidades de magma máfico hidratado (Figura 32).

Para la segunda etapa, el magma asciende hasta la base de la corteza, ya sea un arco de isla o una zona convergente donde sufre cristalización fraccionada. Ocurre una fusión de basaltos previamente intruidos y contaminación cortical. Finalmente, continúa el ascenso hacia la corteza donde nuevamente son sometidos a cristalización fraccionada, formando magmas graníticos.

Como gran parte de la corteza continental se forma a partir de los magmas creados por las zonas de subducción, siendo también el agua un portador de elementos

incompatibles, esta ayuda a que los magmas tengan la firma isotópica que tienen la corteza oceánica y los sedimentos subducidos. Todo esto nos da como resultado el enriquecimiento en elementos incompatibles que posee la corteza continental.

4.4. El problema petrogenético de los continentes andesíticos

La mayoría de los magmas derivados del manto poseen una composición máfica. Las andesitas predominan en los magmas de zonas de subducción y son el resultado de la cristalización fraccionada de magmas basálticos. La cuestión que no tiene una explicación clara es que la composición de la corteza continental no es basáltica como la corteza oceánica siendo que se deriva de la fusión parcial del manto. Para resolver esto, Rudnick y Gao plantean diversas hipótesis (Figura 33).

La primera hipótesis menciona que los magmas evolucionaron hacia una composición andesítica al atravesar el límite corteza-manto, lo que se conoce como Moho, mientras que los cúmulos de minerales máficos se quedarían en el manto superior.

La segunda hipótesis explica que la delaminación puede ocurrir cuando se tiene un engrosamiento de corteza continental en un ambiente compresivo; esto ocasiona que la corteza máfica inferior sea transformada en eclogita. El proceso eliminaría la parte máfica de la corteza, quedando una corteza residual más silícica.

En esta tercera hipótesis, se dice que la erosión e intemperización provocan la pérdida preferencial de Mg y Ca. El Mg es absorbido por la corteza oceánica, mientras que el Ca es precipitado y convertido en sedimento carbonatado. Al final, tanto el Mg como el Ca son devueltos al manto mediante subducción.

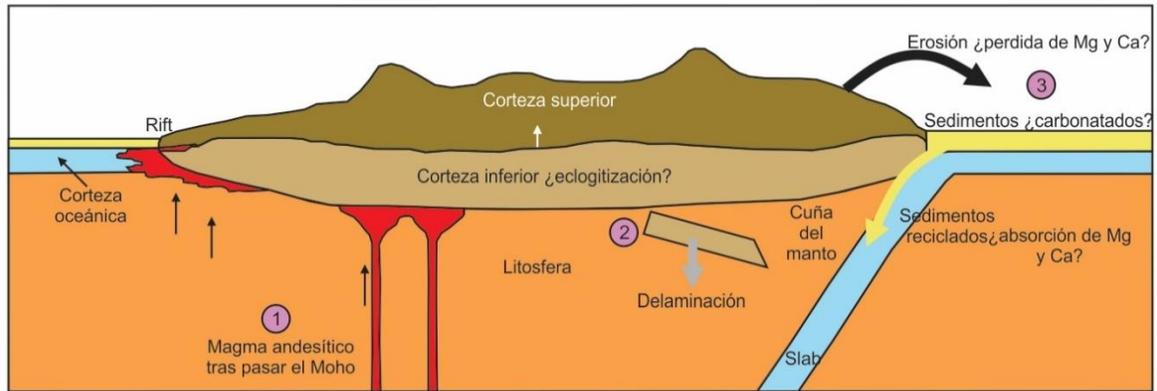


Figura 33. Esquemización de tres de las teorías que tratan de ejemplificar el origen de la composición andesítica de la corteza continental. (Modificado de Rollinson, 2007).

La última de las hipótesis se remite a las condiciones calurosas del Arqueano, donde la fusión de la corteza oceánica subducida podía ser más común, lo que da como resultado una fusión de composición silícica.

Estas hipótesis sin embargo, no pueden ser probadas aún, o cuentan con ciertas observaciones que difieren de los resultados arrojados en cuanto a composición se refiere, por lo que se debe tener mesura al momento de tocar este tema.

5. FUENTES CONSULTADAS

Arndt, N.T. (2013), Formation and Evolution of the Continental Crust, *Geochemical Perspectives*, 2(3), 405-533.

Bina, C.R., Helffrich, G. (2014), Geophysical Constrains on Mantle Composition, 41-65. En *The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

Coogan, L.A. (2014), The Lower Oceanic Crust, 497-541. En *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

Gill, R. (2010), *Igneous Rocks and Processes. A Practical Guide*, Wiley-Blackwell.

Haase, K.M. (2011), Geochemistry of the Oceanic Crust, 61-83. En *Frontiers in Geochemistry: Contribution of Geochemistry to the Study of the Earth* (ed. Harmon, R. and Parker, A.), Wiley-Blackwell.

Hart, S.R., Hauri, E.U., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A., *Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence*. En *Science*, 1992

Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., Dhuime, B., Storey, C.D. (2011), Crustal Evolution- A Mineral Archive Perspective, 20-42. En *Frontiers in Geochemistry: Contribution of Geochemistry to the Study of the Earth* (ed. Harmon, R. and Parker, A.), Wiley-Blackwell.

Hofmann, A.W. (2014), Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements, 67-101. En *The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

Kamber, B.S. (2011), Geochemistry and Secular Geochemical Evolution of the Earth's Mantle and Lower Crust, 3-19. En *Frontiers in Geochemistry: Contribution of Geochemistry to the Study of the Earth* (ed. Harmon, R. and Parker, A.), Wiley-Blackwell.

Klein, E.M. (2003), Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust, 433-463. En *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

McSween, H.Y., Richardson, S. M., Uhle, M.E. (2003), *Geochemistry-Pathways and Processes*, Columbia University Press.

Palme, H., O'Neill, H.St.C. (2014), Cosmochemical Estimates of Mantle Composition, 1-39. En *The Mantle and Core* (ed. R.W. Carlson) Vol. 2 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

Rollinson, H. (2007), *Early Earth Systems: A Geochemical Approach*, Blackwell.

Rudnick, R.L., Gao, S. (2014), Composition of the Continental Crust, 1-51. En *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

White, W.M. (2010), Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective, *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 38, 133-160.

White, W.M. (2013), *Geochemistry*, Wiley-Blackwell.

White, W.M., Klein, E.M. (2014), Composition of the Oceanic Crust, 457-496. En *The Crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), ELSEVIER-Pergamon.

White, W.M. (2015), Probing the Earth's Deep Interior through Geochemistry, *Geochemical Perspectives*, 4(2), 95-251.