

Capítulo 13

Magmatismo de intraplaca

Introducción

Este tipo de volcanismo se produce dentro de las placas tectónicas, tanto continentales como oceánicas, lo que hace difícil su relación con la tectónica de placas (Fig. 13-1).

Las islas Hawai proporcionan un ejemplo espectacular de la actividad magmática de intraplaca, que muestra desde islas con volcanes activos, hasta el otro extremo de la cadena con islas volcánicas de actividad ya extinguida y montes volcánicos submarinos en crecimiento, que pueden ser explicados en términos del movimiento de la placa Pacífica que se desplaza sobre un punto caliente estacionario, situado por debajo de la placa.

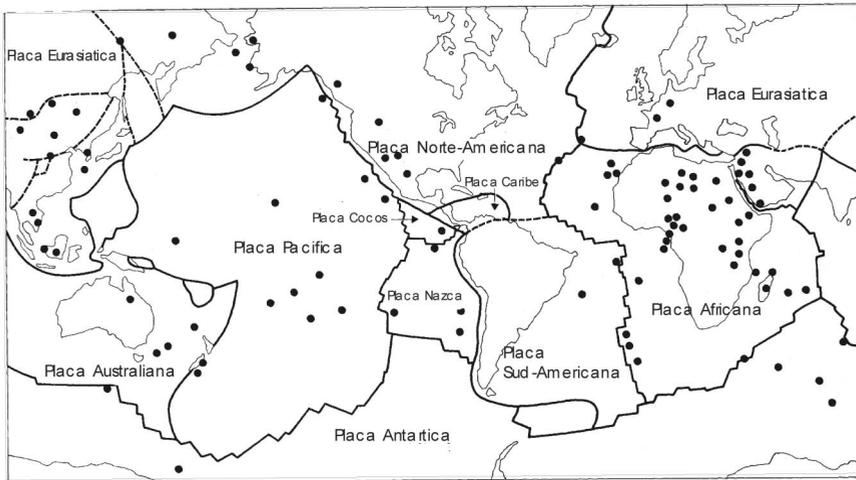


Fig. 13-1. Distribución de puntos calientes en placas oceánicas y continentales. (modificado Wilson 1991).

La fusión parcial de esa pluma de manto ascendente, que se produce por descompresión adiabática, genera magmas que varían desde basaltos toleíticos a alcalinos y nefelinitas, dependiendo de la profundidad de generación y el grado de fusión parcial, así como de la composición y mineralogía de la fuente mantélica.

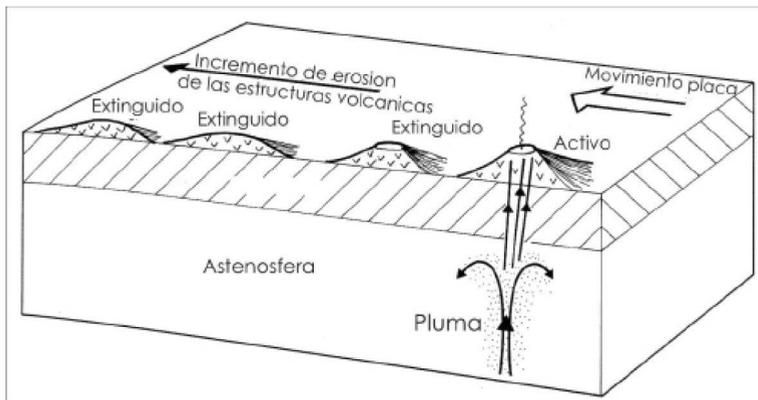


Fig. 13-2. Modelo de punto caliente en la generación en cadenas de islas volcánicas lineales. (modificado Wilson 1963).

Se ha sugerido que los períodos de mayor actividad magmática de las kimberlitas, podría estar asociado con puntos calientes en las placas continentales. La distribución global de puntos calientes en el manto, se interpreta como otro modo de convección mantélica, que no es uniforme y que muestra particular concentración en la placa Africana.

Islas Oceánicas

Dentro de las cuencas oceánicas se encuentran numerosos montes submarinos e islas volcánicas que ocurren lejos de los bordes de placas y que se denominan de intraplaca.

Los montes submarinos (seamounts) son estructuras volcánicas submarinas, morfológicamente similares a los volcanes de escudo sub-aéreos, los cuales, o bien nunca alcanzaron el nivel del mar o bien han sido erosionados, o se han hundido. Aquellos que emergen o están próximos al nivel del mar, generalmente desarrollan arrecifes de coral si están en áreas tropicales, los cuales cuando se hunden reciben el nombre de guyots.

Batiza (1982) sugiere que estas estructuras volcánicas se localizan preferentemente a lo largo de zonas de fracturas, las cuales proveerían los conductos que permitirían el pasaje del magma hacia la superficie. En el Atlántico las islas volcánicas ocurren como estructuras simples o pequeños grupos, asociados a dorsales submarinas no-sísmicas; mientras que en la cuenca oceánica Pacífica, que es de rápida distensión, ellos se presentan en cadenas lineales, como las islas Hawai. El modelo involucra una fuente de magma fijo en el manto, punto caliente o pluma de manto, sobre el que la placa oceánica se desplaza (Fig. 13-2).

Mientras que los puntos calientes como modelo de volcanismo de intraplaca es el modelo más atractivo, otros autores proponen otras explicaciones. Turcotte y Oxburgh (1978), relacionan el origen de las cadenas lineales de cadenas de islas, al desarrollo y propagación de fracturas causadas por tensiones de intraplaca y al movimiento de las placas litosféricas.

Aquí se adopta el modelo de punto caliente de Wilson, para explicar el volcanismo global oceánico de intraplaca, para lo que se debe suponer el ascenso de material de manto caliente, con dimensiones, temperaturas, velocidades de ascenso y caracteres químicos que no son posibles de deducir por observaciones geológicas o geofísicas directas. Estos puntos calientes representan un modo de convección del manto que aún es materia de especulación.

Procesos de fusión parcial

La fusión parcial en el manto, por debajo de las islas oceánicas, se da en respuesta a la descompresión adiabática de la pluma y componentes astenosféricos durante su ascenso. Tales procesos de fusión involucran:

- a. La composición química (elementos mayores y trazas e isótopos de Sr, Nd, Pb) de los basaltos primarios de las islas oceánicas, tanto toleíticos como alcalinos.
- b. La mineralogía y composición química de la fuente mantélica.
- c. El grado de fusión parcial.
- d. El mecanismo de fusión parcial.
- e. La profundidad del comienzo de la fusión y de segregación de los magmas.
- f. La importancia de las diferentes fuentes de manto, ya sea de una pluma, astenósfera deprimida o litosfera oceánica.

La distancia que separa a las islas oceánicas de las placas continentales, junto al espesor de la corteza oceánica, hacen improbable la contaminación cortical de los magmas. Así la composición geoquímica de los basaltos primitivos reflejarían la mineralogía y química de la fuente, así como la temperatura, presión y fugacidad de oxígeno durante la fusión parcial (volumen de fusión parcial y posterior cristalización fraccionada) en el camino a los reservorios someros. Los magmas con caracteres casi primarios, tienen alto MgO, Ni y Cr, y son erupcionados con frecuencia en las islas oceánicas, indicando que dichas composiciones son poco modificadas por procesos de cristalización fraccionada a baja presión.

El estudio de este volcanismo, muestra que las erupciones son tanto de basaltos toleíticos como alcalinos. Los dos tipos corresponden a magmas primarios derivados por diferente fusión parcial, desde una fuente mantélica homogénea, o bien corresponden a fuentes diferentes. Algo similar ocurre con las relaciones de elementos incompatibles (K/Ba, K/Rb, Zr/Nb) y con las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, que indicarían derivación desde una fuente relativamente homogénea.

Los estudios experimentales indicarían condiciones de fusión parcial de lherzolitas con espinela. Para los basaltos de Hawai, los fundidos parciales por debajo de 15 kbar son toleíticos, volviéndose picríticos con mayor volumen de fusión. A presiones entre 15 y 25 kbar ellos son basaltos olivínico alcalinos y se vuelven toleíticos con el incremento de la fusión parcial y a presiones >25 kbar, se forman picritas alcalinas, que cambian a picritas toleíticas con el aumento de la fusión. Esto indicaría que los magmas primarios alcalinos y toleíticos se generarían desde la misma fuente, por variación del volumen de fusión y de la profundidad.

Basaltos toleíticos	Basaltos alcalinos
(a) Fenocristales	
Grandes fenocristales de olivino son raros, comúnmente no-zoneados y con anillos de reacción de ortopiroxeno.	Fenocristales de olivino son comunes, a menudo fuertemente zoneados con anillos más ricos en hierro.
Puede haber fenocristales de ortopiroxeno	Ortopiroxeno ausente
Fenocristales de plagioclasa aparecen tempranos en la secuencia de cristalización.	Fenocristales de plagioclasa poco comunes y son tardíos en la secuencia de cristalización.
Olivino < plagioclasa < augita	Olivino < augita < plagioclasa
Fenocristales de augita, marrón pálido	Fenocristales de augita titanífera, con fuerte zoneado en anillos marrón oscuro.
(b) Matriz	
De grano relativamente fino, con textura intergranular.	De grano relativamente grueso, con texturas de intergranular a ofítica.
Olivino ausente.	Olivino presente
Cantidad variable de piroxeno de augita sub-cálcica o augita+/-pigeonita.	Sólo una especie de clinopiroxeno rico en Ca (titansalita).
No hay feldespató alcalino o analcima	Feldespató alcalino intersticial y analcima
Vidrio intersticial relativamente común.	Vidrio intersticial raro o ausente.
(c) Rocas asociadas	
Xenolitos ultramáficos muy raros	Xenolitos ultramáficos bastante comunes, predominan dunitas y wherlitas
Asociadas con picritas (oceanitas) ricas en fenocristales de olivino.	Asociadas con ankaramitas, ricas en olivino y con fenocristales de augita.

Tabla 13-1. Diferencias petrográficas entre los basaltos toleíticos y alcalinos.

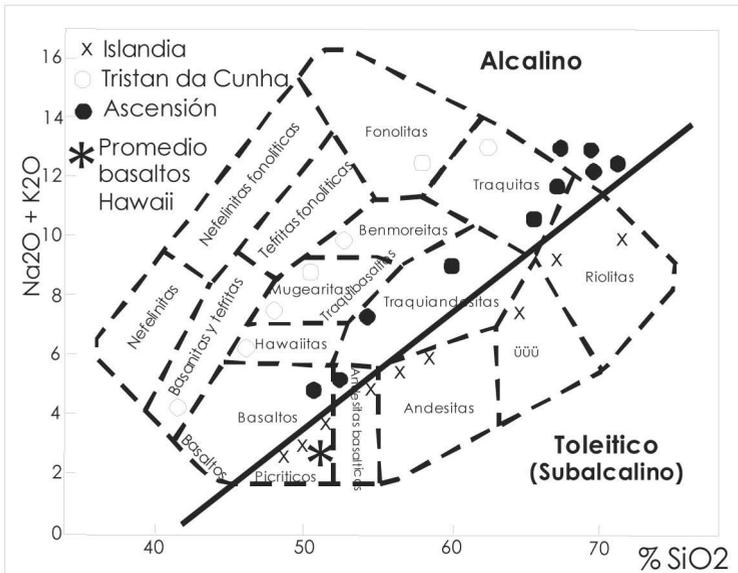


Fig. 13-3. Diagrama álcalis vs. sílice, mostrando las diferencias entre series toleíticas y las alcalinas.

Cámaras de magma en altos niveles

Los reservorios ubicados por debajo de los volcanes de islas oceánicas activas consisten esencialmente en complejos interconectados de diques, filones capa y cámaras magmáticas, situadas a menos de 7 km. En estos reservorios los basaltos toleíticos y alcalinos sufren cristalización fraccionada, contaminación cortical y mezcla de magmas. Evidencias directas de la importancia de la evolución geoquímica que sufren los magmas es la buena correlación lineal de los elementos mayores y trazas en los diagramas de variación. Además, los basaltos alcalinos arrastran a la superficie una variedad de xenolitos correspondientes a rocas plutónicas, que corresponden a gabros, dunitas, piroxenitas y wherlitas, como así también pero en menor grado sienitas y granitos. En Hawai los basaltos alcalinos arrastran xenolitos ultramáficos que incluyen lherzolitas espinélicas y raramente con granate, que indican profundidades de 60-80 km, que corresponde a la zona de segregación magmática.

Los sistemas de cámaras magmáticas de alto nivel en los volcanes de islas oceánicas, se sitúan dentro de secuencias de rocas volcánicas previamente erupcionadas, con las cuales se contaminan, hacen crecer el edificio volcánico. Las fases submarinas tempranas se alteran por el agua de mar, la que produce cambios en las relaciones de isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $18\text{O}/16\text{O}$, y por ende variaciones isotópicas en los OIB y sufren contaminación con los sedimentos oceánicos.

Asimismo en estos sistemas magmáticos, dos o más magmas pueden mezclarse para formar un fundido híbrido. Tales procesos son importantes en la petrogénesis de los volcanes de islas oceánicas y pueden ocurrir en los reservorios someros de magma.

Petrografía de las rocas volcánicas de islas oceánicas

Las islas oceánicas están esencialmente formadas por basaltos toleíticos y alcalinos.

La espinela es común en ambos tipos, pero su composición es muy variable. La plagioclasa es en general más común como fenocristales en los toleíticos, que en los alcalinos y estos últimos son más ricos en K_2O . Las fases hidratadas (anfíbol y biotita) están ausentes en las toleitas, indicando baja concentración de volátiles en los magmas, pero en contraste el anfíbol kaersutita es común en los basaltos alcalinos. Es interesante resaltar que los xenolitos de baja presión dentro de los basaltos suelen contener abundante anfíbol, esta aparente discrepancia de la inestabilidad del anfíbol a profundidades someras (<1 – 2 km), se debe a que en las cámaras sub-volcánicas (10 – 20 km) el anfíbol es estable y cristaliza como fenocristales tempranos en los magmas ricos en agua, cuando el magma asciende el anfíbol queda fuera de su campo de estabilidad y se resorbe dentro del magma.

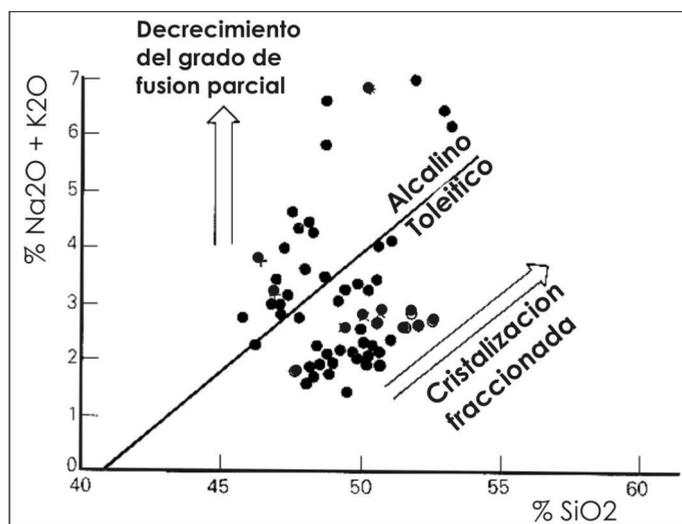


Fig. 13-4. Basaltos alcalinos y toleíticos de las islas Hawai. La línea separa los campos alcalino y toleítico.

Composición química

Los OIB, difieren de los MORB en sus elementos trazas e isótopos, por lo que deben derivar claramente de diferentes fuentes de manto, aunque probablemente con volúmenes similares de fusión parcial, ya que tienen similares valores en los elementos mayores. Los basaltos alcalinos dominan sobre los flancos y crestas de la mayoría de las islas oceánicas y seamounts, aunque gran parte del edificio volcánico puede ser toleítico.

Dentro de los OIB pertenecientes a las series de magmas alcalinos dos tendencias de diferenciación son reconocidas:

A – Sub-saturados: cuyos productos finales de diferenciación son fonolitas con nefelina.

B – Sobre-saturados: cuyos diferenciados finales son riolitas alcalinas (comenditas o pantelleritas).

Dentro de la tendencia evolutiva sub-saturada, que es la más común, se observan las siguientes suites:

Océano Atlántico: Tristan da Cunha, Gough, Islas Canarias, St. Helena, Trinidad, Fernando de Noroña

Océano Pacífico: Tahití.

Océano Índico: Kerguelen.

La Fig. 13-3 separa las series de magmas alcalinos, de los toleíticos, mediante la línea

gruesa, siguiendo a Macdonald y Katsura (1964). Pueden verse tres series de OIB: a) Toleititas de Islandia; b) medianamente alcalino – sobresaturado de Ascensión, y c) fuertemente alcalino potásico – subsaturado de Tristan da Cunha.

Elementos mayores

Los elementos mayores y trazas están representados en la Tabla 13-2, para un amplio espectro composicional de rocas volcánicas y se las compara con los MORB. Los OIB son predominantemente alcalinos y la evolución del K_2O parece incompatible con las tendencias que produciría la cristalización fraccionada a baja presión, por lo que esta característica derivaría de la fuente. Estas suites volcánicas tienen rangos limitados de variación para el Sr y Nd.

La Fig. 13-4 muestra la variación continua de los basaltos de las islas Hawai, Kohala, Hualalai, Mauna Kea, Mauna Loa y Kilauea, que van desde los basaltos toleiticos de Kohala cambiando en forma continua, a los tipos alcalinos en la secuencia estratigráfica. Esto podría reflejar el grado decreciente de fusión parcial desde una fuente relativamente homogénea, que se reflejaría en la constancia de las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb.

La importancia de la cristalización fraccionada a baja presión se refleja en las tendencias lineales de $K_2O - SiO_2$ (Figs. 13-4, 13-5 y 13-6) de los diagramas de Harker como en los basaltos de Ascensión (sobresaturados) y Gough (subsaturados). La correlación lineal segmentada indica la cristalización de diferentes minerales, en la evolución magmática de cada suite, con puntos de quiebre que indican la aparición de nuevos minerales.

	Toleita Kilauea	Basalto Alcalino Hualalai	Basalto Tristan da Cunha	Traquita Tristan da Cunha	Comendita Ascensión	Traqui- andesita Ascensión	MORB
SiO ₂	50,51	46,37	42,43	58,00	74,05	59,42	48,77
TiO ₂	2,63	2,40	4,11	1,20	0,13	1,34	1,15
Al ₂ O ₃	13,45	14,18	14,15	19,50	12,44	17,04	15,90
Fe ₂ O ₃	1,78	4,09	5,84	1,70			1,33
FeO	9,59	8,91	8,48	2,20	2,53	6,79	8,62
MnO	0,17	0,19	0,17	0,10	0,06	0,27	0,17
MgO	7,41	9,47	6,71	1,00	0,04	2,22	9,67
CaO	11,18	10,33	11,91	3,30	0,22	4,38	11,16
Na ₂ O	2,28	2,85	2,77	6,50	5,53	5,38	2,43
K ₂ O	0,49	0,93	2,04	5,30	4,60	2,45	0,08
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,58		0,02	0,66	0,3
-ppm							
La	13,4	18,8					2,1
Ce	35,5	43					
Sm	6,14	5,35					2,74
Eu	1,88	1,76					1,06
Yb	1,98	1,88					3,2
Rb	9,2	22	110	350	147	54	0,56
Sr	371	500	700	650	1,34	413	88,7
Ba	150	300	700	1000			4,2
Zr	115	166	200	350	871	488	
Nb	17	16	35	130	205	95	
Y	25	21	15	35	113	55	

Tabla 13-2. Análisis representativos de OIB y MORB.

Elementos trazas y tierras raras

Los cationes grandes de valencia baja: Cs, Rb, K, Ba, Pb y Sr, en general se muestran enriquecidos en los OIB con relación a los MORB, siendo los basaltos alcalinos los que muestran mas altos niveles de enriquecimiento (Tabla 13-3). Sólo el Sr y Ba están incorporados preferentemente dentro de los minerales de cristalización temprana como las plagioclasas cálcicas. La Fig. 13-7 muestra variación en las concentraciones del Ba y Sr (en ppm) con respecto a la SiO_2 . Ambos elementos se comportan como incompatibles hasta que comienza a cristalizar plagioclasa, con aproximadamente 54% de SiO_2 , que es cuando se produce al abrupto decrecimiento de dichos elementos. Las concentraciones de Ba y Sr en las toleitas de islas oceánicas, es comparable con las plumas tipo MORB.

Los cationes grandes de valencia alta: Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti, incompatibles, se concentran preferentemente en los OIB con relación a los MORB. Las relaciones Zr/Nb son bajas en los OIB (<10) en comparación con los MORB tipo-N (>>30) y pueden ser usadas para demostrar mezcla en la fuente mantélica.

El Ni es un indicador del fraccionamiento del olivino en los magmas basálticos porque tiene alto coeficiente de partición fundido-mineral. Los OIB muestran buenas correlaciones entre Ni y MgO, indicando la importancia del fraccionamiento-acumulación del olivino. El Cr también se correlaciona con el MgO, debido a la cristalización concurrente de olivino y espinela rica en Cr. En general los OIB alcalinos están deprimidos en Ni y Cr, en relación a los OIB toleíticos y MORB, lo que indicaría cristalización fraccionada a alta presión en el camino hacia la superficie.

Los elementos de tierras raras muestran patrones característicos en los OIB, y enriquecimiento de tierras raras livianas en relación a las pesadas (Fig. 13-8), variando según se trate de basaltos toleíticos o alcalinos, normalizados a condrito. Tal comportamiento de las tierras raras, es a consecuencia de su derivación desde una fuente de manto deprimido.

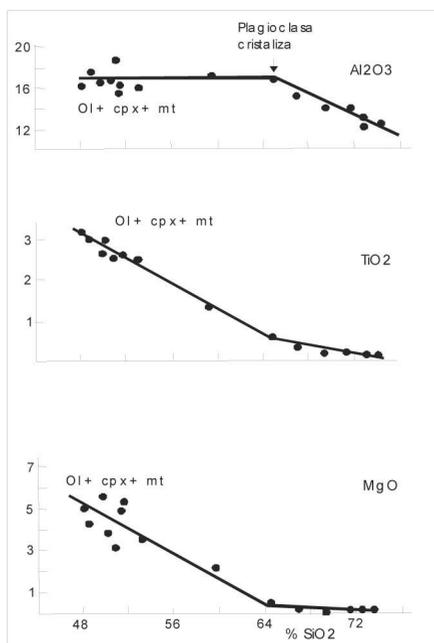


Fig. 13-5. Variación de Al_2O_3 , TiO_2 y MgO vs. SiO_2 para volcanitas de Ascensión.

	MORB	TIO	OIBA
% K ₂ O	< 0,1 – 0,3	0,2 – 1,0	1 – 7
Ba (ppm)	5 – 50	70 – 200	200 – 1400
S (ppm)	90 – 200	150 – 400	400 – 4000
Rb (ppm)	< 5	5 – 12	15 – 400
Zr (ppm)	15 – 150	100 – 300	200 – 1000
Nb (ppm)	1 – 15	5 – 25	20 – 160
K/Ba	20 - 160	25 - 40	~ 28

Tabla 13-3. Abundancia de elementos trazas en MORB (basaltos dorsales medio oceánicas), toleitas de islas oceánicas (TIO) y basaltos alcalinos de islas oceánicas (OIBA).

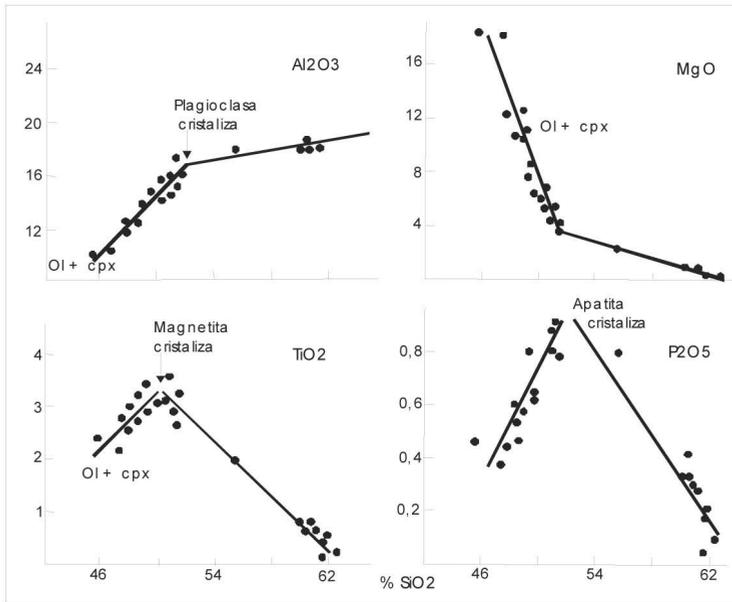


Fig. 13-6. Variación de Al₂O₃, MgO, TiO₂ y P₂O₅ vs. SiO₂ para la isla Gough.

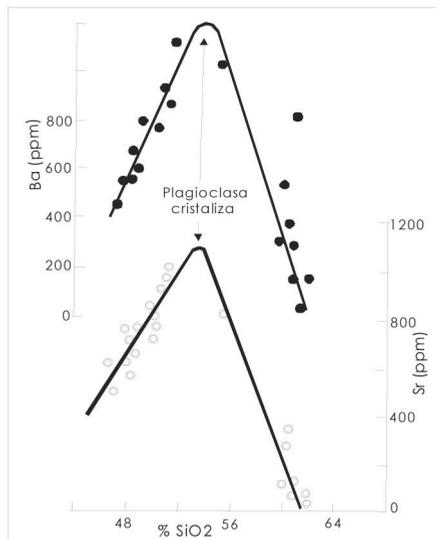


Fig. 13-7. Variación de Ba y Sr (ppm) vs. SiO₂ (%) para la isla Gough.

Isótopos radiogénicos

El estudio de los isótopos Sr-Nd-Pb de los MORB erupcionados en las dorsales oceánicas del Atlántico y del Pacífico Oriental muestran buena correlación lineal en las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Esto se interpreta en función de mezclas entre dos componentes diferentes del manto por debajo de las dorsales. Un componente es la astenosfera convectiva deprimida, con menos Pb y Sr radiogénicos e isótopos de Nd más radiogénicos, conocido como “manto deprimido”. El otro componente son las burbujas del material fuente de los OIB, caracterizados por el mayor contenido de Pb y Sr radiogénicos, y menos Nd radiogénico.

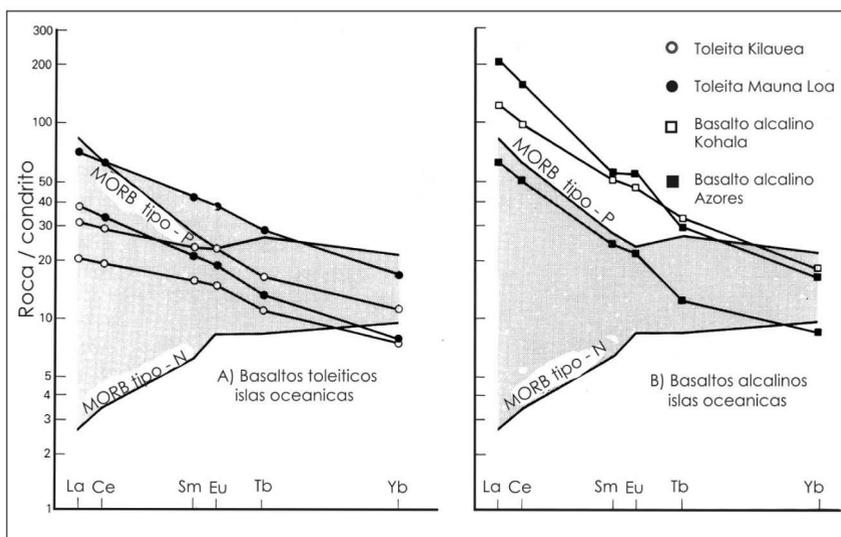


Fig. 13-8. Abundancia de tierras raras normalizado a condrito, para MORB tipos N y P.

La diferenciación del manto de la Tierra puede ser descrita como un transporte unidireccional de material, desde una porción de manto (¿primordial?) inicialmente homogéneo, hacia la litosfera. Esto implica que las heterogeneidades isotópicas en Sr, Nd y Pb en los basaltos oceánicos jóvenes no contaminados, son el resultado de mezclas entre regiones del manto que han sufrido diferentes extracciones en el curso del tiempo geológico. Tal modelo se originó sobre la base de interpretar las correlaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los basaltos oceánicos, en los que un miembro extremo corresponde a un MORB-N de fuente astenosférica deprimida, y el otro extremo corresponde a material de manto próximo a la composición primordial, que no habría sufrido ninguna extracción de magma.

La fusión parcial de un reservorio de manto primordial con $\epsilon\text{Nd} \sim 0$, produce un residuo deprimido en Nd con respecto al Sm y el subsecuente decaimiento radiactivo del ^{147}Sm , genera un manto deprimido con $\epsilon\text{Nd} > 0$ (Fig. 13-9).

Los datos isotópicos de Pb para el MORB y OIB, se vuelven más claros en los modelos de diferenciación de la Tierra, que involucran transporte bidireccional de material, que incluye el reciclaje de materiales derivados del manto por subducción de litosfera oceánica. El Pb está altamente deprimido en el manto superior, siendo contaminado por Pb proveniente de los sedimentos oceánicos derivados de la corteza continental, que incorporan U de derivación

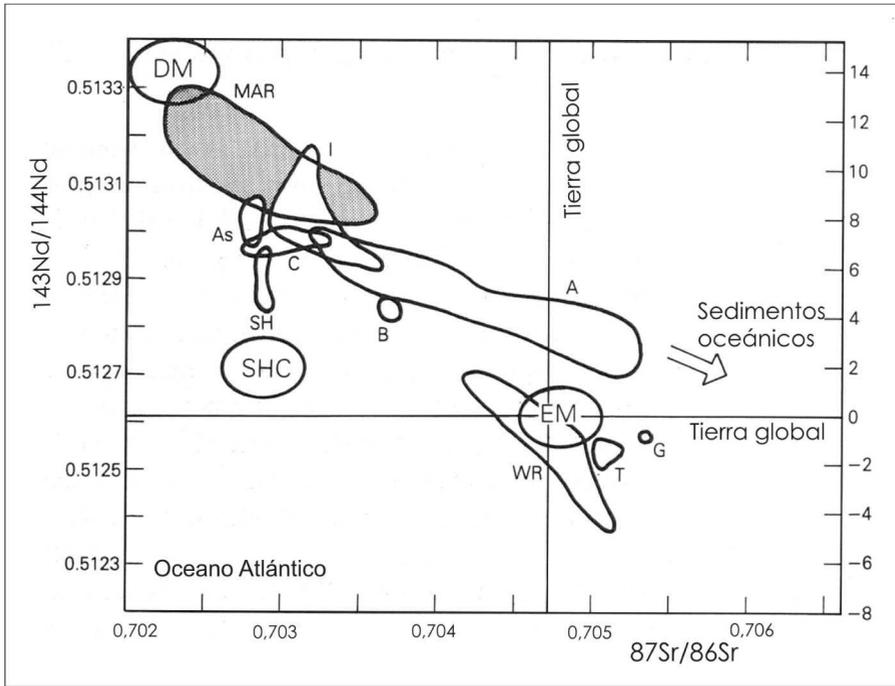


Fig. 13-9. Datos isotópicos de los OIB de las islas Marquesas y Tubaii.

cortical. Por esta razón los isótopos de Pb son los trazadores más sensibles de procesos de mezcla en la fuente de los OIB. En la Fig. 13-10, los datos de las islas de océano Atlántico, Discovery, Gough y Tristan da Cunha, se proyectan más próximas a la geocrona, que las islas del Atlántico Norte (Bouvet, Canarias, Azores, Ascensión y Cabo Verde), que reflejan el dominio de componentes de pluma enriquecida en la fuente.

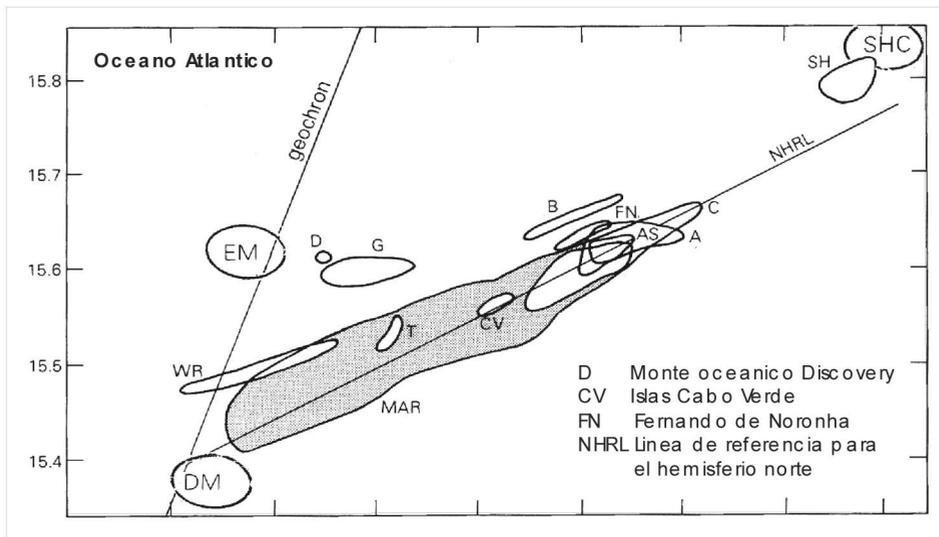


Fig. 13-10. Datos isotópicos de Pb para los OIB y MORB del Atlántico.

Modelo petrogenético

El origen de las islas volcánicas oceánicas y montes oceánicos han estado sujetos a fuertes controversias en relación con la teoría de las placas tectónicas. El modelo de punto caliente o pluma de manto, fue propuesto por Wilson (1963) y desarrollado por Morgan (1971, 1972). La Fig. 13-11, presenta los posibles procesos responsables de la generación de magmas de intraplaca, en la que se consideran dos capas de manto una superior deprimida, fuente de los MORB y una profunda, que sería la fuente de plumas y generadora de los OIB. Las plumas se originarían en el límite entre las dos capas como una serie de gotas invertidas que ascienden. La descompresión adiabática induce la fusión parcial en los diapiros y en la fuente mantélica adyacente a los MORB, que genera el flujo de la pluma ascendente. Morgan (1972) basó el modelo original sobre la idea de que los componentes de la pluma, de la capa de manto inferior, corresponden a material de manto primordial que no habría estado involucrado en los eventos que dieron lugar a la formación de la corteza continental. Los elementos trazas apoyan la teoría de fuentes diferentes de los MORB y de los OIB. La fuente de los OIB, debe involucrar una mezcla entre manto relativamente primordial y componentes derivados de cuñas litosféricas subductadas.

Profundidad de segregación de los magmas: las características geoquímicas de los magmas primarios, derivan esencialmente del punto de equilibrio con la fuente mantélica a la profundidad de la segregación, que estarían a ~ 100 km, con un límite superior de 50 – 60 km.

El ascenso diapírico del manto causa fusión parcial de los componentes de la pluma y de la astenosfera deprimida (fuente MORB). Esta mezcla, produce un magma que segrega a profundidades de 50 – 60 km, con signatura isotópica y elementos traza de ambas fuentes. Estos magmas primarios deben atravesar la litosfera oceánica antes de alcanzar los reservorios de alto nivel (<15 km) por debajo del edificio volcánico, donde se produce cristalización fraccionada y mezcla de magmas que diversifican las composiciones. Adicionalmente la contaminación de la corteza oceánica puede modificar las características geoquímicas de los magmas, en particular las relaciones de isótopos de Sr y O. En general, los volcanes de islas oceánicas, ubicados sobre corteza oceánica madura evolucionan desde fases tempranas poco alcalinas, a fases más alcalinas tardías. Tal secuencia se explica siguiendo modelos en los cuales las eruptivas tempranas representan volúmenes moderados de fusión parcial a profundidad relativamente somera, mientras que los basaltos alcalinos y nefelinitas representan volúmenes pequeños de fusión parcial a gran profundidad.

Uno de los mayores problemas para interpretar el volcanismo de intraplaca es la naturaleza intangible de las plumas de manto propuestas. Morgan (1972) estima que la pluma por debajo de Hawái debe tener alrededor de 150 km de diámetro, con una velocidad de ascenso de algunos metros por año, que se basa en el patrón volcánico de Hawái y que no puede ser extrapolado a otras islas oceánicas.

Estudios experimentales y teóricos concluyen que las plumas de manto ascenderían en base al régimen calórico, que se originaría en el límite de placas de dos regímenes convectivos diferentes y que se situaría a la profundidad de la discontinuidad sísmica de 670 km. En el caso de Hawái el flujo de la pluma se originaría en el límite manto-núcleo.

Hofmann y White (1982) proponen un modelo para los OIB que involucra el reciclado de corteza oceánica subductada en un reservorio fuente de los OIB. Tal reciclado es necesario para explicar las características geoquímicas e isotópicas de los OIB, sugiriendo que la corteza oceánica se aísla y acumula en el manto superior, donde permanece por algunos Ga y cuando se inestabiliza por calentamiento interno, asciende diapíricamente proveyendo componentes para los OIB.

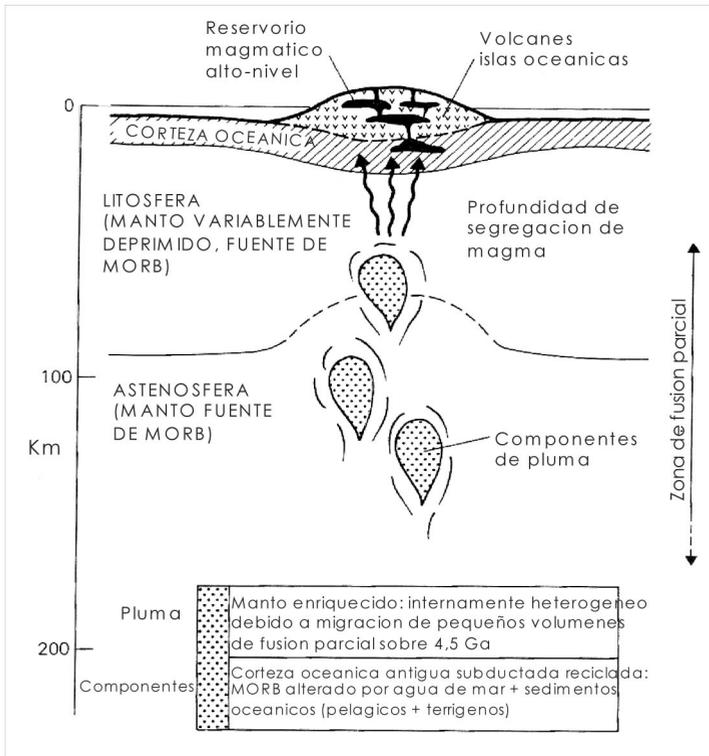


Fig. 13-11. Modelo esquemático del proceso de magmatismo de intraplaca.

Los magmas erupcionados en las islas oceánicas y montes submarinos, corresponden a magmas alcalinos y toleíticos, que se distinguen claramente de los MORB. Dichos magmas ascenderían y se estacionarían formando reservorios magmáticos someros a profundidades de 2 – 30 km, donde se produce la cristalización fraccionada y mezcla de magmas.

Lecturas seleccionadas

- Batiza, R. 1982. Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-spot volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 60: 195-206.
- Hofmann, A.W., y White, W.M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 57: 421-436.
- MacDonald, G.A., y Katsura, T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petr.* 5: 82-133.
- Morgan, W.J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230: 42-43.
- Morgan, W.J. 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Geol. Soc. Am. Mem.* 7-22.
- Turcotte, D.L., y Oxburgh, E.R. 1978. Intra-plate volcanism. *Phil. Trans. R. Soc. London A288*:561-579.
- Wilson, J.T. 1963. A possible origin of the Hawaiian islands. *Can. J. Phys.* 41: 863-870.
- Wilson, J.T. 1973. Mantle plumes and plate motion. *Tectonophysics* 19: 149-164.