

Capítulo 12

Dorsales Oceánicas

Introducción

Un mapa de las cuencas oceánicas muestra que los accidentes topográficos más notables corresponden a las Dorsales Medio Oceánicas (DMO), que forman crestas que se elevan de 1.000 a 3.000 m por encima del fondo oceánico que las rodea. Estas dorsales se desarrollan en la parte media de las cuencas oceánicas mayores, con marcadas pendientes en ambos flancos y alcanzan longitudes que en total exceden los 60.000 km (Fig. 12-1). Una particular expresión del sistema de DMO lo constituye Islandia, que forma parte de la dorsal medio-Atlántica. Asimismo, el fondo oceánico es cortado por centenares de fracturas que tienen un patrón casi paralelo entre si y se desarrollan aproximadamente normales al eje de la dorsal y que se denominan fracturas de transformación.

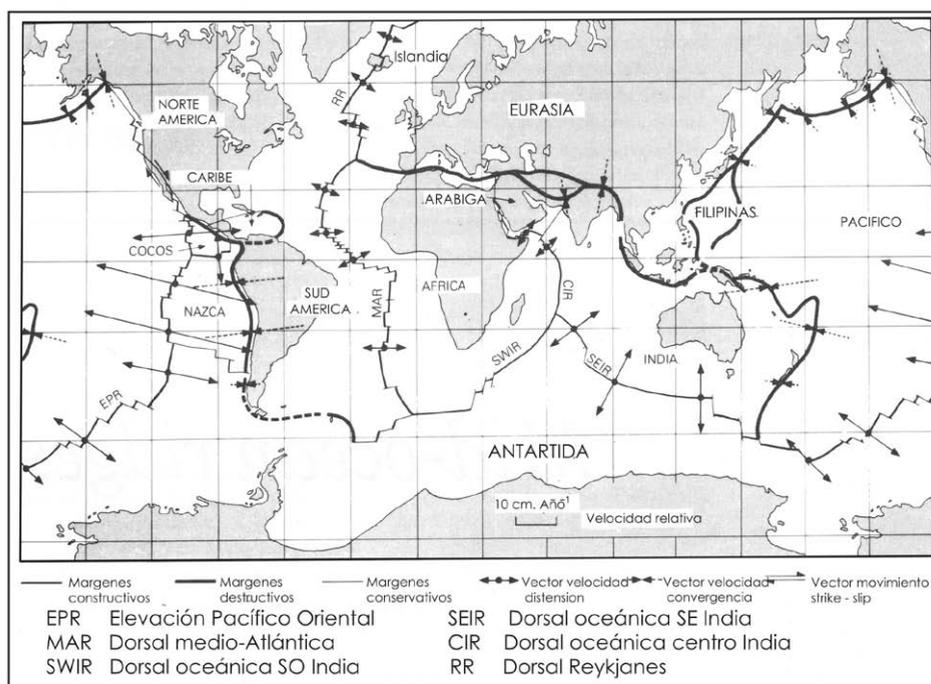


Fig. 12-1. Distribución del sistema de dorsales medio-oceánicas. Las velocidades de distensión y convergencia es proporcional a la longitud de los vectores (modificado de Wilson 1991).

De acuerdo a la teoría de las placas tectónicas las DMO (o márgenes de placas constructivas o aditivas), constituyen límites entre las placas en los que se genera litósfera oceánica (corteza + manto), en respuesta a la fusión parcial de lherzolita del manto, que tiene lugar por descompresión adiabática en una estrecha zona de ascenso de material caliente astenosférico. La fusión parcial produce magma basáltico, que es intruido a través de fracturas tensionales en zonas de pocos kilómetros de ancho en el eje de la dorsal. Las nuevas rocas generadas pasan a formar parte de la corteza oceánica, siendo entonces transportadas hacia ambos

lados de la dorsal por un proceso continuo de expansión del fondo oceánico, que tiene velocidades entre 1-10 cm/año. Como el tamaño de la Tierra es constante, la nueva litósfera sólo es creada en la cantidad que puede ser consumida por las zonas de subducción. A través del tiempo geológico una sucesión de cuencas oceánicas han sido creadas y cerradas. El presente episodio de deriva continental y expansión del fondo oceánico, comenzó hace unos 200 Ma, con la apertura de los océanos Atlántico e Indico, los cuales siguen aumentando su tamaño, con respecto al océano Pacífico que está decreciendo.

Los basaltos de los fondos oceánicos tienen características químicas y petrológicas distintivas y son los componentes mayores de la corteza oceánica. Estos basaltos han sido llamados: basaltos submarinos, basaltos de fondo oceánico, basaltos abisales, basaltos de las dorsales medio oceánicas (MORB). Los basaltos erupcionados a lo largo de segmentos de dorsales topográficamente “normales” tienen diferencias isotópicas y de elementos trazas, con los erupcionados a mayores alturas topográficas por encima de las dorsales como Islandia. Por su parte Las Azores, Las Galápagos, Bouvet y Reunión, tienen afinidades con los basaltos de las islas oceánicas (OIB), pero son casi indistinguibles de los MORB-N (normales) en términos de petrografía, mineralogía y elementos químicos mayores.

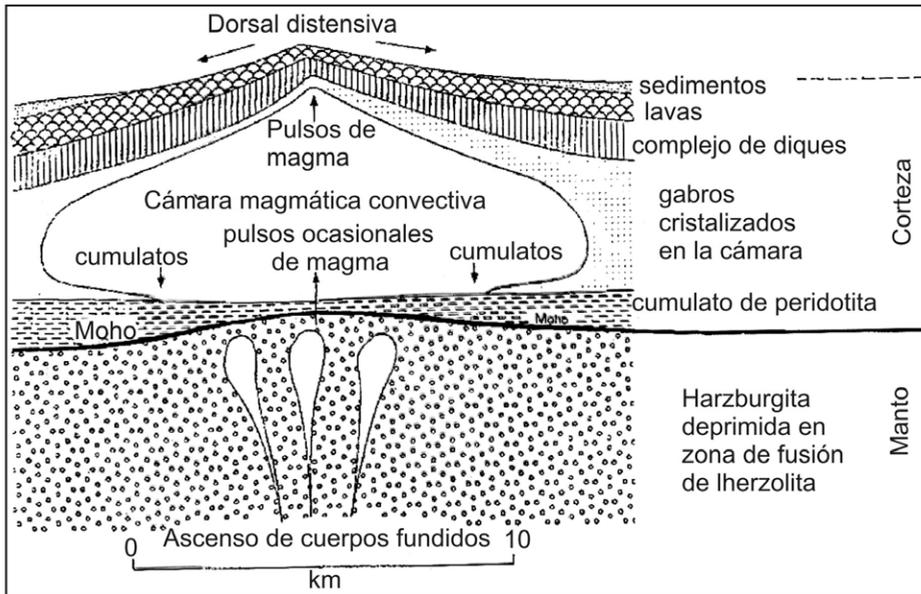


Fig. 12-2. Esquema hipotético de las dorsales medio-oceánicas, mostrando la estructura de la corteza oceánica, de las ofiolitas y los procesos que darían origen al magma basáltico.

Por debajo de una capa de sedimentos que se deposita por fuera del rift oceánico, las siguientes litologías pueden distinguirse hacia la profundidad:

1. Flujos de lava basálticos, comúnmente pillows.
2. Diques de diabasas y basaltos.
3. Gabros masivos que se vuelven bandeados en profundidad gradando a cumulatos ultramáficos bandeados que forma la cámara magmática cortical.
4. Contactos localmente marcados con los cumulatos la peridotita del manto que tiene temperaturas más altas y fábrica de deformación en estado sólido.

La percolación del agua de mar dentro de las rocas basálticas fracturadas, las enfría y

produce intensa alteración o metamorfismo del fondo oceánico. Además, la litósfera en su conjunto se enfría por conducción calórica y a medida que se aleja del borde de acreción, se enfría y engrosa.

Naturaleza de la corteza oceánica

Los estudios paleomagnéticos, en la década del 60, revelaron la existencia de bandas magnéticas sobre el fondo oceánico, que permitieron fundamentar la teoría moderna de tectónica de placas y la expansión del fondo oceánico. El campo magnético de la Tierra es altamente variable e invierte su dirección periódicamente, durante el tiempo geológico, así el paleopolo norte se vuelve paleopolo sur y viceversa. El estudio detallado del fondo marino permitió descubrir en el Atlántico norte, una serie de registros reversos regulares alternantes de orientación paleomagnética, simétrica a ambos lados de la dorsal oceánica. Esto permitió proponer un modelo de generación de corteza oceánica, por el que el magma inyectado en el eje de la dorsal oceánica es magnetizado antes de enfriarse, según la dirección del campo magnético terrestre. Este material enfriado es desplazado por el ingreso de nuevos pulsos de magma en el eje de la dorsal, que da lugar a la formación de sucesivas fajas, con la orientación magnética que registra la Tierra en cada momento. El patrón de anomalías magnéticas muestra que la velocidad de distensión no es constante y varía con el tiempo y es particular en cada región.

Zonas de fallas transformantes

El patrón dominante en el fondo oceánico es producido por las lineaciones magnéticas que reflejan la localización temporal de los centros de expansión oceánica. Estas anomalías magnéticas son frecuentemente desplazadas por fallas de transformación, que forman series subparalelas a la dirección de desplazamiento. Las zonas de fractura son notablemente continuas y se extienden a grandes distancias, desde los flancos de la dorsal por el fondo oceánico y en algunos casos alcanzan los márgenes continentales. Estas zonas de fractura están marcando irregularidades en la topografía del fondo oceánico y se asocian con sismos someros generados por desplazamiento lateral de los segmentos adyacentes de la placa. En algunos casos, el volcanismo se asocia con estas fracturas y los basaltos generados son más fraccionados que los MORB.

Dorsales asísmicas

Las dorsales asísmicas son estructuras volcánicas lineales poco conocidas, que se elevan de 2000 a 4000 m por encima del fondo oceánico, con anchos de 100 a 200 km y 700 a 1000 km de largo, estimándose que cubren el 25% del fondo oceánico. Ellas forman cadenas de islas volcánicas o montes submarinos que habrían sufrido subsidencia durante su evolución.

Los ejemplos más conocidos son:

Océano Atlántico: Faeroe, Walvis Ridge, Río Grande Rise.

Océano Pacífico: Cocos, Carnegie.

Océano Indico: Ninety East Ridge.

La mayoría de las dorsales están relacionadas a márgenes continentales y a menudo terminan en islas volcánicas, en las que se continúan las características estructurales de las dorsales. Por ejemplo Walvis Ridge en el Atlántico Sur, se extiende desde la isla de Tristan da Cunha, en el flanco de la dorsal medio-oceánica hasta el margen continental de Africa. Estas dorsales carecen de actividad sísmica aunque muchas están fracturadas perpendicularmente a su eje, de manera similar a las dorsales oceánicas sísmicamente activas. Estas dorsales asísmicas son viejas y muestran caracteres de formación anteriores a las actuales cuencas oceánicas y podrían estar relacionadas con cuencas oceánicas más antiguas.

Flujo Calórico y Sistemas Hidrotermales

La medición del flujo calórico en las dorsales oceánicas es mucho más alta que el promedio del fondo oceánico, ya que las dorsales constituyen el foco de intrusión-extrusión basáltica y de acreción de las placas.

El estudio de la circulación hidrotermal en la corteza oceánica es de gran importancia para entender la alteración de las rocas que la constituyen. El agua calentada circula a través de las fisuras próximas a la dorsal y emerge como fuentes hidrotermales llevando metales en solución. Inicialmente las evidencias de tal actividad se obtuvieron del estudio de las ofiolitas de Troodos y Omán, en las que se observan basaltos cubiertos por sedimentos ricos en metales. La evidencia directa de actividad hidrotermal asociada con las dorsales oceánicas se obtuvo en 1977 durante un estudio de la zona distensiva en las Galápagos y posteriormente en la cresta elevada del Pacífico oriental, donde se encontraron campos hidrotermales con fluidos a 350° C, formando chimeneas teñidas de negro por sulfuros precipitados, de hasta 10 m de altura y que emiten “humos negros”.

Metamorfismo del fondo oceánico

Los estudios de la corteza oceánica demuestran que áreas importantes están metamorfizadas. Las muestras dragadas en la vecindad de las escarpas de falla y de las fallas transformantes, permite obtener esquistos verdes, serpentinitas y raras anfibolitas tectonizadas. Estas rocas tienen relaciones más altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los MORB normales, indicando que el agua de mar es la responsable del crecimiento de los minerales hidratados, por la circulación hidrotermal.

Basaltos de las dorsales medio-oceánicas (MORB)

La mayoría de la corteza oceánica está formada en su mayoría por basaltos toleíticos subalcalinos, aunque hay también localmente tipos de rocas más evolucionados (Fig. 12-2). Basaltos alcalinos y transicionales son raros y se presentan en montes submarinos, en dorsales asísmicas y zonas de fractura. Los componentes químicos mayores de los MORB son similares a las toleitas de: islas oceánicas, arcos de islas y flujos continentales.

La fábrica de los MORB refleja un rápido enfriamiento del magma próximo al líquido

extruido en agua de mar fría, como flujos lávicos, lavas en almohadillas y brechas hidroclásticas asociadas. El tamaño de grano es variable, desde tipos vítreos a porfídicos con 20-30% de fenocristales. Una piel vítrea se produce en la superficie de las almohadillas y la masa es vitroclástica con escasos fenocristales de plagioclasa bitownita, con o sin olivino magnesiano y que contiene pequeñas inclusiones de espinela de Cr-Mg. El vidrio está alterado a palagonita. Los fenocristales de augita son raros y están confinados a las lavas más cristalizadas que contienen olivino y plagioclasa. Localmente se observan desequilibrios, como corrosión en los fenocristales que se encuentran dentro de una mesostásis más evolucionada y de fenocristales que contienen inclusiones fundidas, diferentes al vidrio de la matriz. Estos atributos reflejan, tanto mezcla como fraccionamiento desde magmas más primitivos.

	Toleíticos	Alcalinos
Mesostásis	Grano fino, intergranular	Grano ligeramente más grueso, intergranular a ofítico
	Sin olivino	Olivino común
	Augita pigeonita posible	Augita titanífera (rojiza)
	Hipersteno común	Hipersteno raro (ausente)
	Sin feldespato alcalino	Feldespato alcalino intersticial o feldespatoídes (Ne)
	Vidrio intersticial v/o cuarzo. común	Vidrio intersticial raro y sin cuarzo.
Fenocristales	Olivino raro, no zoneado, puede estar parcialmente resorbido o mostrando anillos de reacción de Orpx.	Olivino común y zoneado
	Ortopiroxeno, relativamente común	Ortopiroxeno, ausente
	Plagioclasa temprana común	Plagioclasa poco común y tardía en la secuencia
	Augita, marrón claro.	Augita titanífera

Tabla 12-1. Caracteres de los basaltos toleíticos y alcalinos. Hughes (1982); McBirney (1993).

Las asociaciones de fenocristales más comunes son:

Olivino +/- espinela de Cr-Mg

Plagioclasa + olivino +/- espinela de Cr-Mg

Plagioclasa + olivino + augita

Olivino, espinela y plagioclasa cálcica son los primeros minerales que cristalizan, seguidos de augita y óxidos de Fe-Ti. El desarrollo de olivino es consistente con los modelos MORB, involucrando el fraccionamiento de olivino desde magmas primarios picríticos. Los fenocristales de augita son raros y confinados a rocas con abundante olivino y plagioclasa. El anfíbol es muy raro y se encuentra sólo en basaltos con afinidades alcalinas, en cumulos de gabros y en estadios tardíos de alteración hidrotermal.

Las rocas gábricas dragadas en el fondo oceánico muestran superposición de composiciones con los basaltos MORB. Mineralógicamente están formadas por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, apatito y titano-magnetita.

Composición química

La composición química de un MORB-N es relativamente uniforme en comparación con otras asociaciones basálticas. Típicamente son toleíticas subalcalinas con cuarzo u olivino, que contienen olivino-hipersteno, o cuarzo-hipersteno normativos. El atributo más distintivo es la baja concentración de elementos incompatibles incluyendo Ti y P y los grandes iones litófilos tales como K, Rb, Ba, Th y U, en comparación con toleitas de las islas oceánicas y de los plateau continentales. Las toleitas Hawaianas (basaltos de islas oceánicas - OIB) tienen

menor contenido de Al_2O_3 que los MORB, sugiriendo diferencias en el magma primario.

Los MORB muestran notable uniformidad de los elementos mayores: la $SiO_2 = 47 - 51\%$, no se utiliza como índice de diferenciación por su poca variabilidad, utilizándose en su lugar el contenido de MgO o valor $M = 100 Mg / (Mg + Fe^{+2})$, con valores que van entre 55 y 65, además de elementos trazas distintivos.

Los altos topográficos y plataformas volcánicas del fondo oceánico, parecen estar asociadas con “puntos calientes” (altos gradientes geotérmicos) y espesores intermedios, entre corteza continental y oceánica. Sobre esta base los MORB han sido clasificados en:

- Normal – Tipo N, deprimidos.
- Pluma – Tipo E, enriquecidos (tipo pluma – P).
- Transicional – Tipo T.

Los basaltos Tipo-N, son dominantes en los océanos Pacífico y Atlántico, al S de los $30^\circ N$; mientras que los Tipo-E, dominan en el Atlántico al N de los $30^\circ N$ y en la zona de las Galápagos.

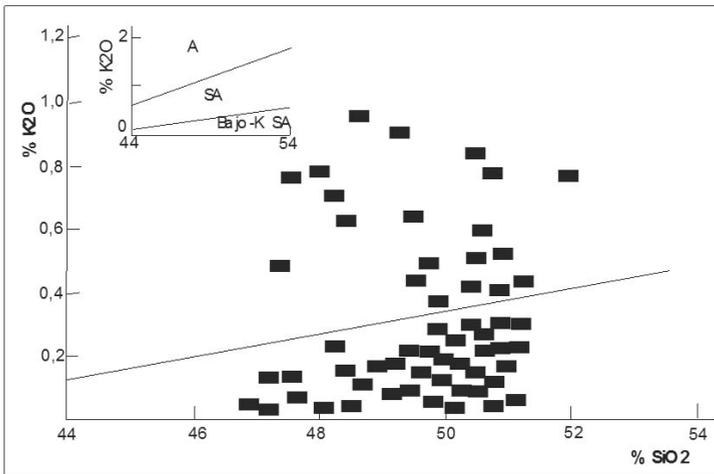


Fig. 12-3. Diagrama de variación K_2O vs. SiO_2 , correspondiente a la dorsal medio-Atlántica. Los campos de los tipos de corresponden a Middlemost (1975). A: alcalinos. SA: subalcalinos.

ELEMENTOS LIL

(Cationes grandes de valencia baja como: Cs, Rb, K, Ba, Pb y Sr) están deprimidos en la mayoría de los MORB, en relación con los de las islas oceánicas y de las toleítas continentales.

	Basaltos Alcalinos	Basaltos toleíticos
	Ne – normativo	Hy - normativo
SiO_2	46-48	48-52
TiO_2	2-3	1-2
Al_2O_3	14-16	14-16
FeO^*	4-7	5-7
MgO	5-8	4-6
CaO	8-10	7-10
Na_2O	2-3	1,5-2,5
K_2O	0,3-1,5	0,1-1,0

Tabla 12-2. Características químicas.

ELEMENTOS LHV

(Cationes grandes de valencia alta: Th, U, Zr, Hf, Nb y Ta) llamados “elementos inmóviles”, se usan en forma conjunta con otros elementos resistentes a la alteración como: Ti, Y, P y Sr, para discriminar entre basaltos de diferentes ambientes tectónicos. Estos elementos tienden a ser deprimidos en los MORB-N en relación al MORB-E y a las toleitas de las islas oceánicas. La relación Zr/Nb en los MORB-N tienen relaciones >30 ; mientras que los MORB-E las relaciones son ≈ 10 , similar a las toleitas de las islas oceánicas.

Elementos ferromagnesianos (Cr, V, Sr, Ni y Co): los coeficientes de distribución cristal-líquido indican que Ni y Co particionan con el olivino durante la fusión parcial y la cristalización fraccionada; mientras que Sr, Cr y V, entran en el clinopiroxeno, por lo que son utilizados como indicadores de los procesos petrogenéticos. Los vidrios primitivos contienen >300 ppm de Ni y los basaltos evolucionados contienen 25 ppm y se correlaciona con el contenido de MgO. Los contenidos de Cr disminuyen desde 700 a 100 ppm con el aumento del fraccionamiento.

TIERRAS RARAS

Los MORB tipo-N típicos no muestran fraccionamiento de tierras raras pesadas y tienen una fuerte depresión en las tierras raras livianas. Los basaltos primitivos tienen concentraciones de tierras raras de hasta 10 veces el condrito, mientras que los basaltos muy diferenciados alcanzan >50 veces el condrito.

La cristalización fraccionada involucra, olivino, clinopiroxeno y espinela, incrementando el total de tierras raras de los MORB más evolucionados. En contraste los MORB-P muestran poca depresión de las tierras raras livianas y a veces enriquecimiento. Generalmente los MORB-N tienen la relación $La/Sr < 1$; mientras que los MORB-E la relación $(La/Sm)_N > 1$. Asimismo hay buena correlación entre $(La/Sm)_N$ con (Zr/Nb) , para los MORB del Atlántico, Pacífico e Indico, sugiriendo mezclas binarias de componentes extremos (Fig. 12-4).

ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Los MORB muestran un rango significativo de variaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$, indicando derivación de fuentes mantélicas heterogéneas. La dispersión de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ puede ser atribuido a alteración por el agua de mar.

En los MORB-N la relación $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7024 - 0,7030$

En los MORB-E la relación $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7030 - 0,7035$

En los basaltos de islas oceánicas la relación $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7030 - 0,7050$

Origen de los magmas MORB y su fuente mantélica

El MORB-N es usado como composición de referencia para diversos magmas máficos. La mayoría de los MORB no representarían un magma primario formado desde una fuente peridotítica, por dos razones: 1) el MORB tiene sólo el 5-10% peso de MgO y < 300 ppm de Ni y tienen $Mg/(Mg+Fe) < 0,7$ a 2, y los magmas MORB no muestran saturación en la proximidad de los líquidos con olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno a presiones del manto, como debería ocurrir si estuvieran en equilibrio con la fuente peridotítica. La variación de las composiciones de los vidrios corroboran el control del olivino. Los magmas primarios serían picritas ricas en olivino, que ascienden y descomprimen perdiendo olivino y reduciendo sus contenidos de MgO, Ni y $Mg/(Mg + Fe)$ a los valores observados en los MORB. La fusión parcial ocurriría en el campo de estabilidad de las peridotitas con espinela,

	MORB-tipo normal		MORB-tipo pluma		MORB-tipo transicional	
	28-34°N	49-52°N	Azores	Islandia	34-38°N	61-63°N
SiO ₂	48,77	50,55	49,72	47,74	50,30	49,29
Al ₂ O ₃	15,90	16,38	15,81	15,12	15,31	14,69
Fe ₂ O ₃	1,33	1,27	1,66	2,31	1,69	1,84
FeO	8,62	7,76	7,62	9,74	8,23	9,11
MgO	9,67	7,80	7,90	8,99	7,79	9,09
CaO	11,16	11,62	11,84	11,61	12,12	12,17
Na ₂ O	2,43	2,79	2,35	2,04	2,24	1,93
K ₂ O	0,08	0,09	0,50	0,19	0,20	0,09
TiO ₂	1,15	1,31	1,46	1,59	1,21	1,08
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,22	0,18	0,14	0,12
MnO	0,17	0,16	0,16	0,20	0,17	0,19
H ₂ O	0,30	0,29	0,42	0,42	0,26	0,31
M(valor)	66,5	64,1	64,9	62,2	62,8	63,9
La	2,10	2,73	13,39	6,55	5,37	2,91
Sm	2,74	3,23	3,93	3,56	3,02	2,36
Eu	1,06	1,12	1,30	1,29	1,07	0,92
Yb	3,20	3,01	2,37	2,31	2,91	2,33
Rb	0,56	0,96	9,57	2,35	3,50	1,02
Cs	0,007	0,012	0,123	0,025	0,042	0,013
Sr	88,7	106,4	243,6	152,5	95,9	86,0
Ba	4,2	10,7	149,6	36,0	39,8	14,3
Sc	40,02	36,47	36,15	39,49	42,59	41,04
V	262	257	250	320	281	309
Cr	528	278	318	330	383	374
Co	49,78	40,97	44,78	57,73	45,70	54,94
Ni	214	132	104	143	94	146
(La/Sm) _N	0,50	0,60	2,29	1,28	1,27	0,85
K/Rb	1547	869	475	498	465	560

Tabla 12-3. Elementos mayores y trazas, con promedio de M=60-70 correspondiente a MORB tipos: primitivo, normal, pluma y transicional, de la dorsal medio-Atlántica.

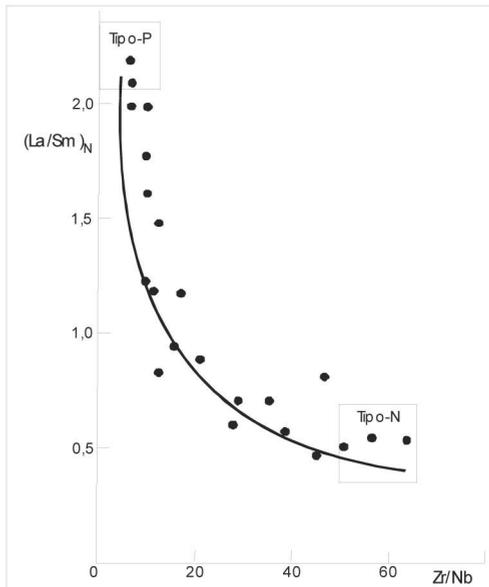


Fig. 12-4. Variación de la relación $(La/Sm)_N$ vs. Zr/Nb de los MORB de los océanos Atlántico, Pacífico e Indico, indicando procesos de mezcla binarios en su petrogénesis.

a profundidades de 30-75 km ($P = 10-15$ kbar), dado que el patrón de elementos trazas de los MORB, indican que ni plagioclasas, ni granate, fueron fases residuales en la fuente, lo que es apoyado por la ausencia de anomalía negativa de Eu y la baja relación Sm/Yb.

Las composiciones del MORB y del manto peridotítico (abisal), muestreadas en las dorsales oceánicas reflejan variados grados de fusión parcial, con extracción de fundidos. Después del fraccionamiento polibárico del olivino durante su ascenso, desde el manto, los magmas MORB se diferencian a baja presión en cámaras corticales por debajo del rift. Asimismo, los basaltos de fondo oceánico siguen una tendencia de fraccionamiento con enriquecimiento extremo de Fe y más limitado en sílice y álcalis.

Reservorios mantélicos

Las imágenes sísmicas de la convección somera del manto debajo de la elevación del Pacífico Oriental y de la pluma ascendente del manto profundo por debajo de Islandia, soportan la existencia de dos tipos distintos de reservorios mantélicos.

Estas regiones de manto son fuentes de fundidos parciales de basaltos que tienen distintos elementos trazas y firmas isotópicas. Un reservorio que está deprimido en elementos incompatibles y no tiene isótopos radiogénicos de Sr y Nd, son la fuente de los MORB-N. Esta fuente corresponde al manto superior por debajo del sistema global de dorsales oceánicas. Los otros reservorios son más profundos y corresponden al manto relativamente enriquecido próximo a la composición del volumen silicático de la Tierra y constituye las plumas. Muchos basaltos de la dorsal medio-Atlántica al norte de los 30°N parecen ser derivados de una mezcla de dos reservorios magmáticos. Esta fuente mixta de basaltos, están enriquecidos en elementos trazas incompatibles con relación a los MORB-N y son llamados MORB-E. Están enriquecidos en elementos LIL y en tierras raras livianas, con relación a las tierras raras pesadas (p.ej. La/Yb) es mayor en los MORB-E que en los MORB-N.

Un rango amplio de variación ocurre en las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de los basaltos oceánicos que puede ser producido por mezcla de componentes desde los dos reservorios magmáticos descritos. Por ejemplo las rocas de algunas islas oceánicas como Kerguelen (Océano Índico), tienen relaciones isotópicas que implican derivación desde fuentes con altas relaciones Rb/Sr y más bajas de Sm/Nd.

Pequeña fusión parcial en el manto, genera fundidos con alta relación Rb/Sr y bajos en Sm/Nd, en relación de las diferentes compatibilidades entre estos pares de elementos. Donde los fundidos parciales migran y metasomatizan al manto, especialmente si es antiguo (digamos >1 Ga), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es más alto que la composición global de la Tierra y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es más bajo.

Modelos petrogenéticos

La generación de magma basáltico en los márgenes acrecionarios de placas debería representar el tipo de magma terrestre más simple. La aparente regularidad de la corteza oceánica sobre millones de kilómetros cuadrados, atestiguan la continuidad del proceso

magmático en los últimos 100 Ma, pero en contraste los estudios geoquímicos detallados del MORB, revelan heterogeneidades y diversidad de procesos petrogenéticos (Fig. 12-5).

La composición química de los basaltos generados en las DMO, dependen de una variedad de factores que incluyen:

- a. Composición y mineralogía de la fuente mantélica.
- b. Grado de fusión parcial de la fuente y mecanismos que actúan.
- c. Profundidad de la segregación magmática.

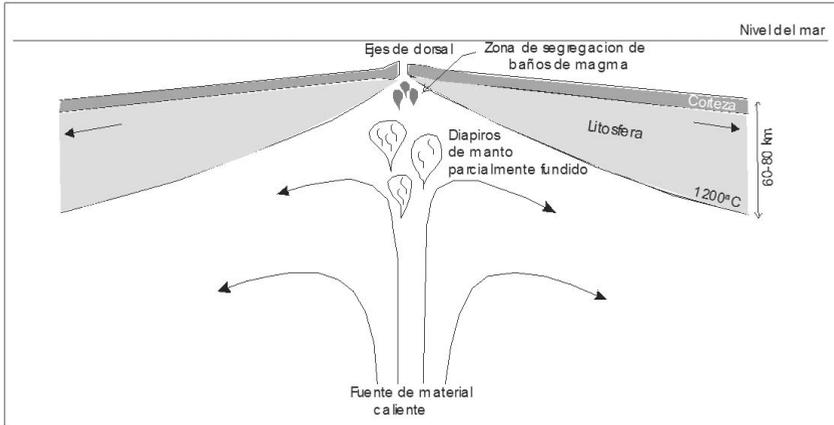


Fig. 12-5. Sección esquemática de la dorsal Medio-Oceánica, con la zona de generación de basaltos.

d. Extensa cristalización fraccionada y procesos de mezcla de magmas durante su permanencia en cámaras magmáticas ubicadas en altos niveles en la zona axial de la dorsal

En un principio se consideró que la composición de los MORB correspondería a un magma primario no-modificado por procesos próximos a la superficie, pero O'Hara (1968) demostró que la mayoría de los MORB, están altamente fraccionados.

En los MORB si se consideran sólo los elementos mayores, representan un magma notablemente uniforme, cuyo origen puede ser modelado mediante procesos simples.

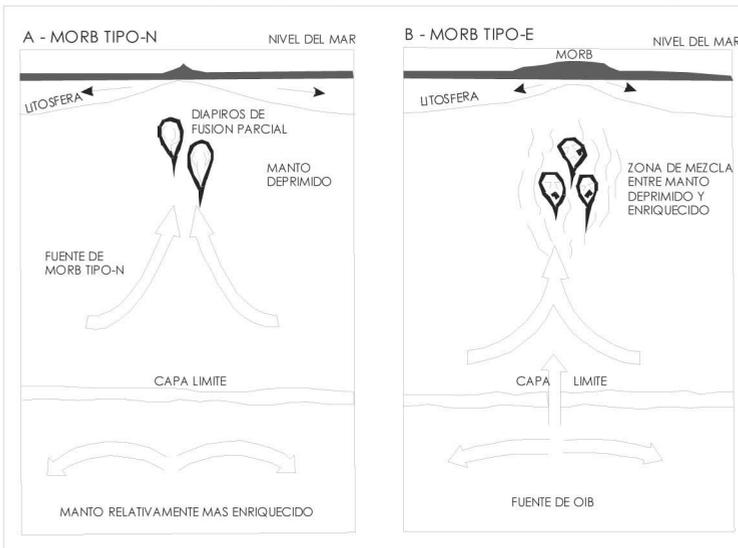


Fig. 12-6. Modelos genéticos. A: MORB-N y B: MORB-E (o de pluma).

Pero los elementos trazas e isótopos de Sr, Nd y Pb, revelan la necesidad de modelos más complejos.

Los MORB más primitivos tienen 10% de MgO ($M = 70$); Ni = 380 ppm y fenocristales de olivino magnesiano. Estos magmas tienen caracteres químicos primarios de fusión parcial del manto y se formarían por fraccionamiento del olivino en camino hacia la superficie, no siendo necesario magmas primarios picríticos. Los MORB evolucionados atestiguan la importancia del fraccionamiento de “ol + plg + clpx”. Además es importante la mezcla de magmas y la cristalización fraccionada, que dan lugar a magmas derivados con diferentes composiciones.

Dos tipos extremos de basaltos son erupcionados en la DMO:

1) Normal Tipo-N: que son deprimidos en tierras raras livianas y en elementos incompatibles. Con alta relación K/Ba y Zr/Nb y son bajos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

2) Pluma Tipo-E: son menos deprimidos que el Tipo-N, en tierras raras livianas y en elementos incompatibles y muestran altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Asimismo son más bajos en las relaciones K/Ba, K/Rb, La/Ce y Zr/Nb, que los Tipo-N y son comparables con las toleitas de las islas oceánicas.

Un espectro continuado de composiciones, existen entre los dos miembros extremos. Los MORB-N parecen derivados de una fuente astenosférica (manto superior deprimido); mientras que los MORB-E serían derivados desde una pluma más enriquecida o punto caliente.

Los MORB ricos en Mg están saturados con “ol + clpx + orpx”. Con $P > 8 - 10$ kb, que corresponden a profundidades mínimas de 25 – 30 km. De modo que el magma madre de los MORB debería haberse equilibrado en el campo de lherzolita - espinela. Los magmas primarios evolucionan por procesos de fusión parcial polibárica, que comenzaría a más de 60 km.

Los estudios isotópicos de Sr, Nd y Pb, revelan importantes heterogeneidades en la fuente de los MORB, que pueden explicarse mediante procesos de mezcla, por debajo de las dorsales oceánicas, entre material de manto deprimido de astenosfera y material de la pluma que viene de la profundidad. Tales mezclas pueden ser evidenciadas por la correlación negativa entre las relaciones isotópicas de Sr y Pb en los MORB del Atlántico (Figs. 12-5, 12-6).

Ofolitas

Introducción

Las ofiolitas son definidas como grandes masas máficas a ultramáficas tabulares, que se presume se han formado a partir de antigua corteza oceánica o del manto superior, que han sido falladas y transportadas como lentes en los continentes e incorporadas en los cinturones montañosos. Los pequeños lentes de ofiolitas ultramáficas, ahora desmembradas e incorporadas en los cinturones deformados de montañas, se denominan Peridotitas Alpinas.

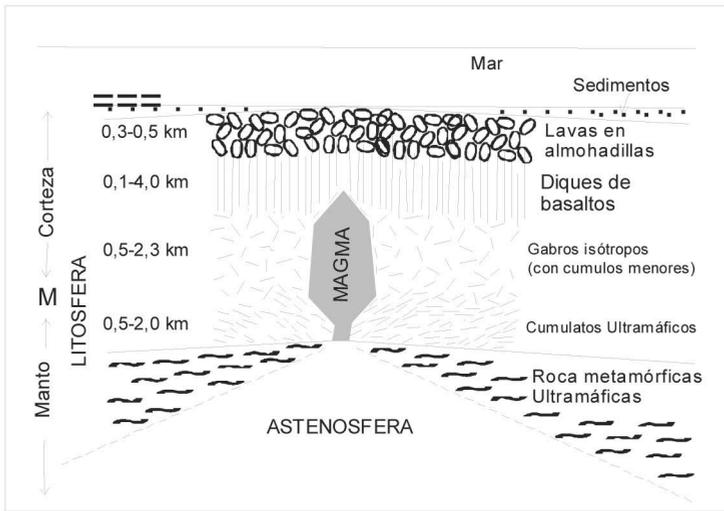


Fig. 12-7. Litósfera oceánica formada por la corteza y manto subyacente.

Los terrenos acrecionados de rocas oceánicas emplazadas a lo largo de los márgenes de los continentes y las placas oceánicas que se obductan, incluyen una secuencia distintiva de rocas llamadas ofiolitas. La mayoría de los centenares de secuencias ofiolíticas reconocidas en el mundo están desmembradas y solo en partes están expuestas. Las secuencias ofiolíticas conocidas más completas se encuentran al norte de la península Arábiga en Omán (Searle y Cox 1999) y en el Complejo de Troodos en la isla de Chipre en el Mediterráneo (Moore 1982).

El metamorfismo térmico sobre la roca de caja es limitado o ausente y generalmente presentan brechas de contacto indicando que el emplazamiento ha sido en estado subsolidus y comúnmente a lo largo de zonas de falla.

Características distintivas

Las ofiolitas constituyen una secuencia distintiva de rocas magmáticas, sedimentarias y metamórficas, formadas en ambiente oceánico y constituida por rocas de corteza oceánica y de la parte superior del manto (Fig. 12-7).

Siempre están variablemente deformadas, recristalizadas e hidratadas y la secuencia completa desde el tope a la base es la siguiente:

1. **Rocas sedimentarias marinas:** muestran bandeo fino (centímetros), chert rico en

Mn-Fe y lutitas negras son comunes, pero en el océano profundo (pelágico) calizas rojas se suelen encontrar. En muchas ofiolitas, depósitos volcanoclásticos están intercalados en las secuencias turbidíticas, indicando la presencia de volcanismo explosivo y el desarrollo de profundos cañones submarinos contemporáneos con las rocas magmáticas. Tales depósitos son típicos de arcos de islas más que de la apertura oceánica. Moores (1982) dice que la no convencional inclusión de los componentes sedimentarios en la definición de las ofiolitas provee un criterio geológico para decidir el ambiente oceánico en el cual han sido formadas.

2. Rocas magmáticas extrusivas: son principalmente basaltos, predominando las lavas pillow, pero diques, coladas y brechas son comunes. Los filones capa son comunes así como los diques, que se incrementan con la profundidad.

3. Complejos de diques: son mayormente de basaltos y diabasas de grano ligeramente mayor, que generalmente tienen de 1 a 3 m de espesor. En la ofiolita de Oman los diques tienen rumbo uniforme y están expuestos en distancias de hasta 400 km. La intrusión de diques dentro de otros, sin otra roca de caja, son prueba concluyente de su formación en un ambiente de corteza distensiva.

4. Gabros masivos (isótropos): por debajo de la profundidad de penetración advectiva del agua, las intrusiones de magma se enfrían más lentamente por conducción y convección, solidificando sobre las paredes y haciendo crecer la corteza oceánica. Rocas anfíbolíticas y dioríticas testifican la alta concentración de agua en el tope de la cámara magmática cortical. Diferenciados más félsicos, ocurren como masas irregulares en dioritas y gabros y los diques delgados intruyen como basaltos, constituyendo del 5 al 10% de la parte plutónica de la ofiolita. Los plagiogranitos (granitos de albita, trondhjemitas o granófiros) son diferenciados de agregados granofíricos de cuarzo y oligoclasa-andesina fuertemente zonada, mientras que el feldespato potásico está ausente y los minerales máficos primarios están alterados a clorita y actinolita.

5. Cumulatos bandeados ultramáficos-máficos: estas son acumulaciones de cristales fraccionados sobre el piso de la cámara de magma gábrico. Los cumulatos de olivino y piroxeno (dunitas y peridotitas) se dan hacia la base y son seguidas por cumulatos de : Ol + Cpx + Pl (gabros). Ciclos repetidos de minerales y fases bandeadas son comunes. Hay una falta general de contactos intrusivos dentro de los cumulatos gábricos y ultramáficos y las ofiolitas pueden haber sido creadas por la recarga intermitente de magma, dentro del magma que cristaliza, antes que la completa solidificación ocurra en una corteza oceánica que activamente se está expandiendo.

6. Peridotitas deformadas (tectonizadas): esta roca de manto metamórficamente deformada por debajo de los cumulatos magmáticos, localmente muestra contactos netos con ellos y están variablemente deprimidas en los componentes basálticos. Las peridotitas deformadas varían desde lherzolitas a harzburgitas y dunitas. Este componente de las ofiolitas es el más prominente y en algunas localidades aflora por miles de kilómetros cuadrados. La razón de su ocurrencia en los cinturones orogénicos, tales como los Alpes, ha hecho que se refiera a ellos como peridotitas alpinas. Ellas están variablemente hidratadas o serpentinizadas y están afectadas fuertemente deformadas.

Origen y emplazamiento

La formación inicial de una ofiolita en un ambiente oceánico extensional es incuestionable. Pero en que clase: ζ dorsal oceánica; cuenca distensiva de retro-arco; o un posible episodio

extensional temprano en la evolución de un arco de islas? La gran extensión de las dorsales oceánicas en todo el mundo, genera la opinión que este sería el ambiente desde el cual las ofiolitas se han formado. Pero Miyashiro (1975) notó que algunas de las clásicas ofiolitas de Troodos tienen afinidades de arco más que un MORB normal. Las críticas estuvieron dirigidas al intenso metamorfismo sufrido por estas rocas que habría cambiado su composición química y por lo tanto invalidaría algunas conclusiones. Pero vidrios volcánicos frescos encontrados posteriormente en Troodos siguen teniendo atributos de arco, que se repiten en otras ofiolitas con firmas en los elementos relativamente inmóviles como Th, Nb, Ta y tierras raras. Una proporción menor de las ofiolitas parece tener origen en las dorsales oceánicas. Esto tiene implicancias significativas en la reconstrucción de la evolución de la corteza continental por la acreción de terrenos oceánicos.

La segunda cuestión básica de las ofiolitas está referida al desmembramiento variable en fragmentos de litósfera oceánica densa acrecionada (tectónicamente emplazada) sobre los márgenes de los continentes menos densos y sobre los arcos de islas en zonas de subducción, en lugar de ser subductados. Un posible modelo sería, el manto oceánico litosférico se levanta sobre la losa que se subducta por ser más boyante por la amplia serpentización producida por el agua que se libera, en comparación con la dorsal de manto oceánico seco (la densidad del olivino es 3,3 g/cm³, y la serpentina es 2,6 g/cm³). Como testigos de la flotabilidad de las rocas ultramáficas hidratadas, se tiene a los diapiros serpentizados, que han perforado el fondo oceánico, como los montes marinos del ante-arco de las Marianas (O'Hanley 1996). La litósfera puede tener flotabilidad por la juventud de la serpentización que se produce en los márgenes continentales convergentes, de densidad aproximadamente similar o ligeramente mayor (aprox. 2,7 g/cm³) que la zona de subducción. La litósfera oceánica fría y no hidratada muy localmente puede ser expulsada al exterior (Fig. 12-10).

Los cuerpos ultramáficos Alpinos, comprenden según su composición dos subtipos que gradan uno al otro.

SUBTIPO HARZBURGÍTICO

Principalmente harzburgitas y dunitas con diques menores, de piroxenita, gabro, trondhjemitas y granitos sódicos (aplogranitos). Las harzburgitas tienen índice de color $M \geq 90$, y la relación $\text{cpx}/(\text{ol} + \text{opx} + \text{cpx}) < 5$. Están compuestas esencialmente de olivino y ortopiroxeno. Se derivan de las lherzolitas por fusión y extracción de los componentes basálticos de menor punto de fusión, que consume a los clinopiroxenos y la composición migra hacia la composición de una dunita.

SUBTIPO LHERZOLÍTICO

Constituido por lherzolitas con cantidades menores de piroxenitas, ambos con clinopiroxenos prominentes; la principal fase aluminosa puede ser tanto granate, espinela o plagioclasa. Estas rocas tienen la capacidad de emisión de líquidos basálticos, propiedad no poseída por el subtipo harzburgítico. Las lherzolitas tienen índice de color $M \geq 90$ y las relaciones $\text{opx}/(\text{ol} + \text{cpx} + \text{opx})$, y $\text{cpx}/(\text{ol} + \text{cpx} + \text{opx}) \geq 5$. Están compuestas predominantemente de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

Con el aumento de presión (Fig. 12-9), las asociaciones minerales de las lherzolitas son:

- Baja presión: olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + **plagioclasa**
- Mediana presión: olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + **espinela**
- Alta presión: olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + **granate**

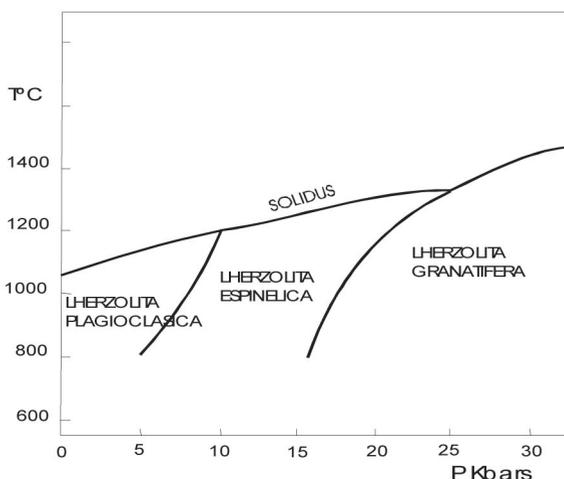


Fig. 12-9. Asociaciones minerales con el incremento de la presión.

La fábrica de las rocas ultramáficas alpinas, es metamórfica y anisotrópica, como resultado de deformación en estado sólido; capas esquistosas y gneísicas, están localmente plegadas. Las fábricas cumulus están borradas por efectos metamórficos.

Una categoría de las Peridotitas Alpinas se las denomina “Diapiros peridotíticos de alta temperatura”, que han intruído verticalmente como cuerpos diapíricos y la alta temperatura de la intrusión puede ser reconocida por las aureolas de metamorfismo de contacto. Como ejemplos se citan: la peridotita Lizard de Inglaterra (Green 1964); las peridotitas Ronda (España) y Mt. Albert, Canadá. En estas intrusiones las evidencias petrográficas y de geobarometría de piroxenos, indican que la asociación mineral original de la peridotita estuvo en equilibrio a muy alta temperatura y presión y ha recrystalizado como asociaciones de baja presión y temperatura durante el ascenso y emplazamiento final. Con respecto a este mecanismo se han producido cuestionamientos, que expresan que un diapiro de peridotita, no puede intruir la roca de campo que es más liviana, aunque ella esté parcialmente fundida y serpentinizada. Las observaciones se basan en la falta de evidencias de fusión parcial a gran escala, o la falta de serpentización, o si la serpentización es de post-emplazamiento.

Donde no habría dudas respecto a una intrusión magmática peridotítica es en Etang de Lherz (Lherz – lherzolita), en los Pirineos, que es un cuerpo de aprox. 1 km² que intruye en un mármol Cretácico. La roca predominante es una lherzolita con piroxenitas espinélicas y con diques de piroxenita granatífera que cortan al conjunto y con la intrusión final de diques de hornblendita. Este cuerpo no muestra evidencias de emplazamiento tectónico y presenta safrina y cornerupina en la aureola de contacto de alta temperatura en las calizas.

Los estudios estructurales de las peridotitas de tipo Alpino, indican que estas rocas fueron transportadas tectónicamente ha su lugar actual y no han llegado como intrusivos ígneos. Donde la roca de campo muestra metamorfismo de contacto, éste generalmente indica que la peridotita ha intruído como un cuerpo caliente, aunque sólido. Estas conclusiones llevan a dos posibles interpretaciones: a) que la peridotita se ha originado a mucha mayor profundidad que la roca de campo, y b) que los eventos magmáticos principales de cristalización de la peridotita no son demasiado anteriores a su emplazamiento.

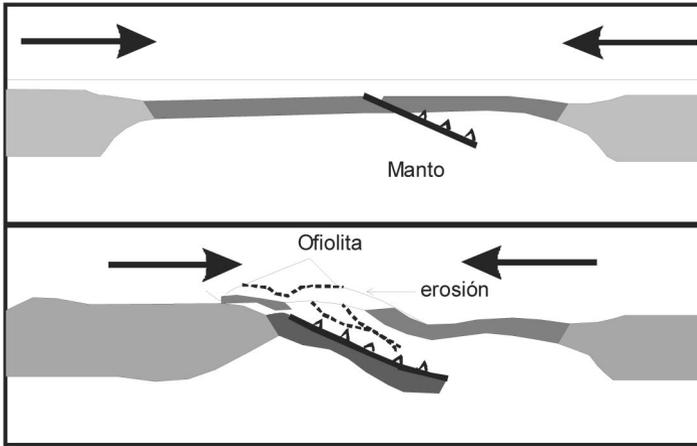


Fig. 12-10. Esquema de obducción de ofiolitas.

Serpentinización

La mayoría de las peridotitas han sufrido intensa serpentinización. La serpentinización es la conversión de los olivinos y piroxenos originales en minerales del grupo de la serpentina. A veces los minerales originales suelen estar pseudomorfizados y la textura original pueden ser reconocidos, pero en general está completamente reemplazada. Una textura común en las serpentinitas es que serpentina masiva es cortada por una red de venillas fibrosas.

Hay tres minerales principales de serpentina – crisotilo, lizardita y antigorita, que tienen aproximadamente la misma composición ($Mg_3Si_4O_{10}(OH)_8$). La serpentinización es un proceso de baja temperatura. A presión >1 Kb, el olivino reacciona con agua para formar serpentina a temperatura $<500^\circ\text{C}$.

Se considera que la antigorita se ha formado como mineral metamórfico en condiciones de facies de esquistos verdes; mientras que la lizardita y crisotilo se producen por actividad hidrotermal a baja temperatura. Las serpentinitas oceánicas tienen más alto δD y $\delta O18$ mas bajo, que las serpentinitas continentales. Estas relaciones sugieren que agua de mar caliente está involucrada en la serpentinización submarina, mientras que la lizardita y el crisotilo de las serpentinitas continentales, serían formadas por agua subterránea calentada.

Lecturas Seleccionadas

- Best, M.G., y Christiansen, E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 pp.
- Green, D.H. 1964. The petrogenesis of the high-temperature peridotite inclusions in the Lizard area, Cornwall. *J. Petrol.* 5: 134-188.
- Hughes, C.J. 1982. *Igneous Petrology*. Elsevier. New York.
- Miyashiro, A. 1975. Classification, characteristics, and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83: 249-281.
- McBirney, A.R. 1993. *Igneous Petrology*. Jones & Bartlett. Boston.
- Moore, E.M. 1982. Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20: 735-760.
- O'Hanley, D.S. 1996. *Serpentinites*. New York – Oxford.
- O'Hara, M.J. 1968. Are ocean floor basalts primary magmas? *Nature* 200: 683-686.
- Searle, M., y Cox, J. 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111: 104-122.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 466 pp.