

Capítulo 19

Magmatismo de rift continental

Introducción

El magmatismo basáltico es la manifestación más espectacular de la tectónica extensional en las placas continentales. Aquí se prestará especial atención al Rift de Africa Oriental por la gran diversidad magmática y la actividad tectónica que lo caracteriza. Constituye además el rift continental más grande y significativo, con un volumen erupcionado de 500.000 km³, en suma a con los 12.000 km³ del rift de Río Grande (USA) o los 5.000 km³ del rift Baikal (Rusia) (Fig. 19-1).

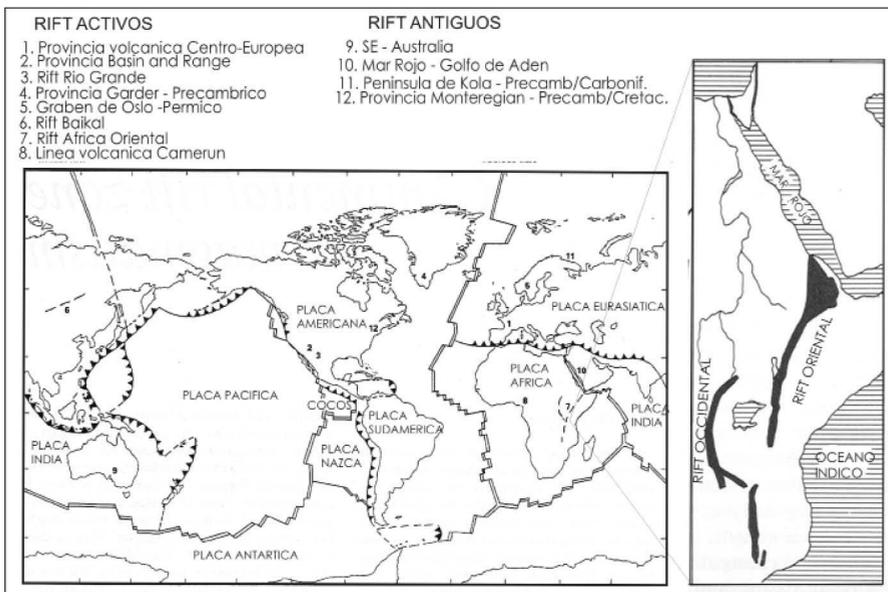


Fig. 19-1. Distribución global de los rifts mayores, tanto activos como antiguos, dentro de las grandes placas. A la derecha esquema del desarrollo de los rifts de África, occidental y oriental. (Modificado de Barberi et al. 1982).

Las zonas de rift continental son áreas de extensión litosférica localizadas y caracterizadas por una depresión central, flancos levantados y adelgazamiento cortical. Con esta estructura generalmente se asocia un alto flujo de calor, amplias zonas de levantamiento regional y magmatismo. En general los rifts tienen pocas decenas de kilómetros de ancho y decenas a centenares de kilómetros de largo y sus orígenes pueden deberse a distintos factores tales como colisiones continente-continente (graben del Rin), o cuencas de retro-arco relacionadas a subducción (Río Columbia). Pero todas originan procesos de fusión en el manto subyacente en respuesta a tectónica distensiva (Fig. 19-2). En general la velocidad de distensión es de dos órdenes de magnitud menor, que las zonas de distensión oceánicas, con valores de ~ 1 mm/año.

El espectro composicional de los magmas erupcionados es más amplio que en los flujos de basaltos continentales. En general los basaltos pueden variar, desde tipos subalcalinos transicionales a basaltos alcalinos, basanitas subsaturadas en sílice, nefelinitas y más raramente magmas ultrapotásicos como leucititas. En algunos rifts las carbonatitas están presentes y se

asocian con rocas subsaturadas en sílice. En general el volcanismo es altamente explosivo y las rocas piroclásticas pueden dominar en las secuencias volcánicas, lo que sugiere un enriquecimiento en volátiles en la región fuente. En rifts antiguos erosionados (Gardar, Groenlandia; Oslo, Noruega) han quedado expuestas las raíces, que están constituidas por rocas plutónicas como sienitas, sienitas nefelínicas y granitos alcalinos que dieron lugar en superficie a estrato-volcanes de traquita y fonolita.

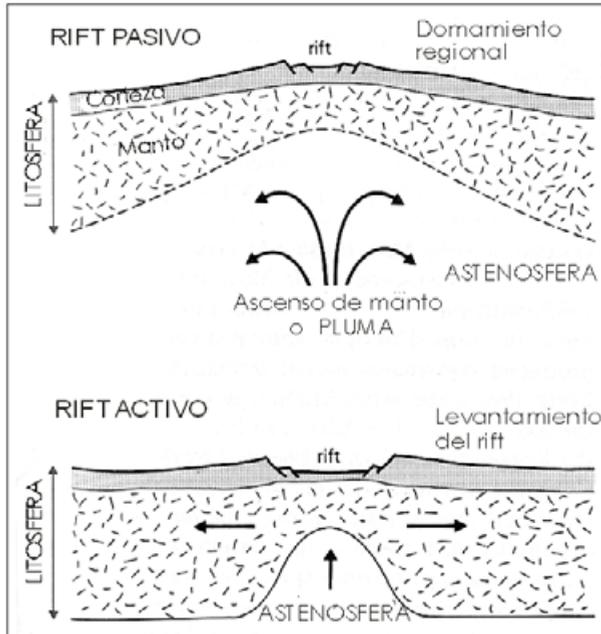


Fig. 19-2. Modelos de desarrollo de rifts, pasivos y activos (Keen 1985).

Petrografía

Dada la amplia diversidad de las ZRC se han seleccionado tres tipos considerados representativos:

- Suite de basanita-fonolita de Nyamheri range y E de Kenia.
- Suite basalto alcalino-traquita del rift Gregory de Kenia.
- Suite transicional basalto-riolita del centro Boina de Etiopia.

La alcalinidad ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \%$) de estas suites decrece desde (a) a (c), con amplia variación textural desde tipos afíricos a fuertemente porfíricos, siendo similares los minerales de los fenocristales y de la pasta. Los minerales presentes son plagioclasa, olivino, clinopiroxeno rico en Ca, óxidos de Fe y Ti, y apatito. Los minerales hidratados incluyen hornblenda y biotita y están restringidos a los miembros más evolucionados de la suite basanita-fonolita, al igual que la nefelina.

Composición química

Elementos mayores: Las lavas de las suites volcánicas de las ZRC pueden ser clasificadas usando los diagramas ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus SiO_2 (Cox et al. 1979) (Fig. 19-3; 19-6), ya que los álcalis son incompatibles hasta estadios avanzados de fraccionamiento.

En general el $Na_2O > K_2O$, aunque en sectores es lo inverso. En la fig. 19-3, se muestra que algunas suites volcánicas desarrollan un espectro de composiciones de básico a ácido, mientras que otras son marcadamente bimodales. Para las que muestran un rango de variación continua es razonable suponer que los magmas más ácidos serían producidos por cristalización fraccionada desde los basaltos asociados. Mientras que en las suites bimodales, las relaciones entre magmas básicos y ácidos no son obvias.

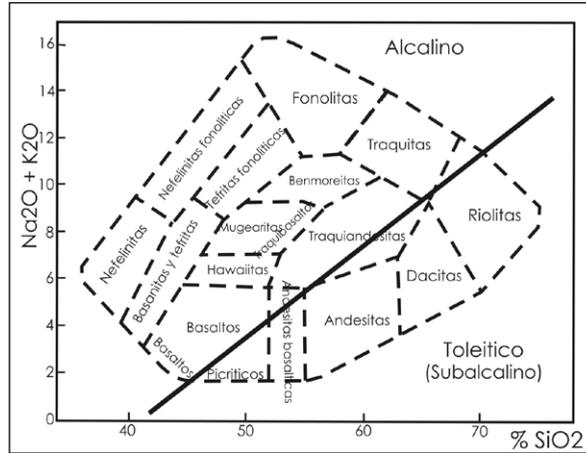


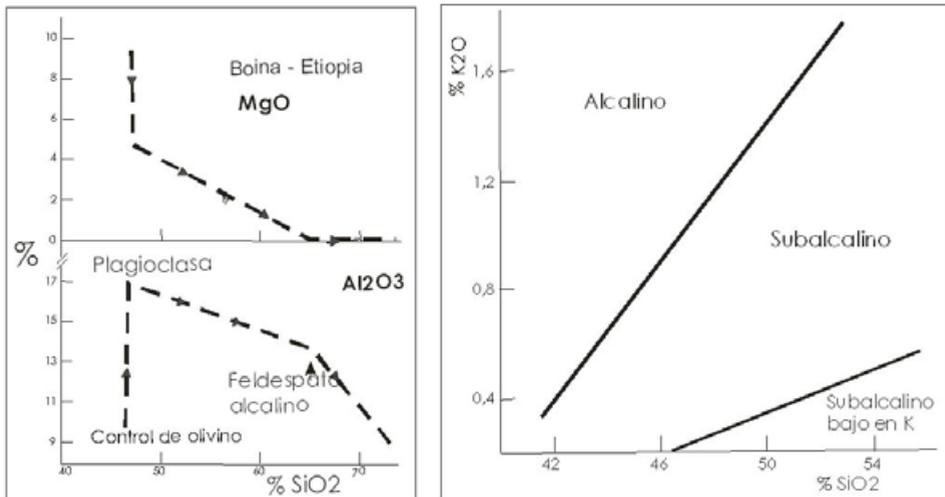
Fig. 19-3. Diagrama total de álcalis vs. Sílice (Cox et al. 1979).

%	A					B		
	Basanita	Mugearita	Benmoreita	Traquita	Fonolita	Basalto	Basalto	Riolita
SiO ₂	41,43	50,07	58,28	65,04	55,74	47,2	47,8	75,2
TiO ₂	3,64	2,23	0,81	0,22	0,85	1,95	1,95	0,17
Al ₂ O ₃	11,87	16,37	15,99	15,77	18,26	15,83	15,43	12,11
Fe ₂ O ₃	2,74	1,63	1,69	0,90	1,51	1,60	--	0,83
FeO	11,55	9,32	7,11	2,84	4,63	9,61	12,09	1,06
MnO	0,23	0,25	0,31	0,17	0,25	0,20	0,21	0,04
MgO	10,52	2,93	0,74	0,15	1,01	7,34	6,55	0,07
CaO	11,10	5,96	2,79	0,99	2,57	12,27	11,12	0,44
Na ₂ O	2,33	5,71	6,69	6,98	8,53	2,62	2,26	4,59
K ₂ O	1,48	2,74	4,16	5,57	4,82	0,48	0,81	4,73
P ₂ O ₅	0,94	1,18	0,51	0,10	0,41	0,24	0,42	--
H ₂ O	0,87	0,28	0,27	0,49	0,36	0,12	0,46	0,06
CO ₂	0,07	0,89	0,01	0,07	0,02	--	--	--
S	0,01	0,05	0,05	0,04	0,04	--	--	--
F	--	--	0,12	0,36	0,15	--	--	--
ppm								
Rb	52	56	88	168	94	9	20	290
Ba	622	1028	1337	236	1324	254	461	13
Sr	1230	1375	481	26	881	382	448	6
Pb	4	8	11	29	12	--	--	--
Th	5	5	13	39	15	--	--	--
U	<1	1	2	2	<1	--	--	--
La	73	81	96	228	107	17	23	74
Ce	100	149	161	314	167	36	49	142
Y	26	29	44	88	33	19	25	108
Zr	197	283	545	1119	545	71	108	439
Nb	59	86	127	301	145	23	24	200
Sc	22	9	7	2	3	--	--	--
V	350	113	14	<1	23	--	--	--
Ni	137	2	<1	<1	<1	--	--	--
Cu	84	38	14	7	11	--	--	--
Zn	100	113	111	157	107	--	--	--
Ga	16	18	22	30	21	--	--	--
F	--	--	1164	3564	1455	--	--	--
Nd	--	--	--	--	--	18,1	24,4	53
Sm	--	--	--	--	--	4,11	5,09	12,3
Eu	--	--	--	--	--	1,64	1,8	0,15
Gd	--	--	--	--	--	4,5	5,05	15,6
Dy	--	--	--	--	--	4,05	4,56	--
Er	--	--	--	--	--	2,25	2,49	--
Yb	--	--	--	--	--	2,13	2,14	10,1

Tabla 19-1. A: Análisis químicos de la suite basanita-fonolita y B: bimodal basalto-riolita del Rift Monte Kenya.

En general los diagramas de variación responden a los efectos combinados de cristalización polibárica, heterogeneidades de la fuente, desarrollo de fusión parcial variable y contaminación cortical. Por fuera de la aparente coherencia de estas tendencias, debe tenerse cuidado en la interpretación de los datos que representan líneas descendentes de líquidos verdaderos, que sólo son avalados cuando están acompañados por estudios de elementos trazas e isótopos radiogénicos. Por ejemplo en la Fig. 19-4, muestra la variación del porcentaje de K_2O versus SiO_2 de los basaltos del rift de Etiopia. El K_2O se correlaciona positivamente con la sílice, con tendencia similar a los Flujos Basálticos Oceánicos. La variación de estos elementos reflejaría variable fusión parcial de una misma fuente, o también contaminación cortical progresiva, lo que puede determinarse en base a los isotopos de Sr-Nd y Pb.

En el ambiente tectónico correspondiente a las ZRC, las lavas más sálicas pueden producirse por cristalización fraccionada desde magmas basálticos temporal y espacialmente asociados, en combinación con variable contaminación cortical. Alternativamente pueden producirse por fusión de una fuente independiente, en condiciones de abundancia de volátiles.



Figuras 19-4 y 5. Variación de % peso de MgO y Al₂O₃ vs. SiO₂, en la suite Boina y campos de variación de K₂O vs. SiO₂ en Etiopía.

Las tendencias fuertemente segmentadas se interpretan como dominadas por cristalización fraccionada de olivino y plagioclasa en estadios tempranos. El clinopiroxeno no es dominante y puede cristalizar junto con la plagioclasa. Es significativo que en la suite basanita-fonolita, el clinopiroxeno domina la secuencia de fraccionamiento, mientras que en la suite transicional basalto-riolita, la plagioclasa es la fase más importante, lo que queda demostrado, para ambas suites en el diagrama Al₂O₃ versus SiO₂.

Elementos trazas

La Tabla 19-2, muestra las composiciones químicas de basaltos y lavas más evolucionadas de suites volcánicas del rift de Africa oriental y Etiopía que se consideran representativos de los magmas de ZRC. Los elementos trazas incompatibles son particionados en la fase fundida, durante los procesos de fusión parcial e cristalización fraccionada. Los miembros

más básicos de estas suites tienen concentraciones bajas de Ni, lo que sugiere que han sufrido fraccionamiento de olivino en el camino hacia la superficie, que tiende a incrementar la concentración de los elementos trazas incompatibles en el magma basáltico, con relación a los magmas primarios ricos en MgO. Una característica de estas suites volcánicas de Africa Oriental son las relaciones relativamente constantes de algunos elementos trazas incompatibles tales como: Nb/Zr, Ce/Zr, La/Zr y Rb/Zr, en rocas con amplia variación de la SiO₂. Sólo la cristalización fraccionada puede preservar las relaciones de las concentraciones de los elementos incompatibles ya que cualquier proceso de contaminación cortical, tiende a cambiarlos.

Isótopos radiogénicos

Los datos de Nd-Sr del manto superior muestran considerable variación isotópica y el manto litosférico subcontinental, preserva las heterogeneidades isotópicas, que presentan magmas en diferentes regiones fuentes de la placa intracontinental.

%	Basaltos		Riolitas
SiO ₂	47,2	47,8	75,2
TiO ₂	1,95	1,95	0,17
Al ₂ O ₃	15,83	15,43	12,11
Fe ₂ O ₃	1,60	--	0,83
FeO	9,61	12,09	1,06
MnO	0,20	0,21	0,04
MgO	7,34	6,55	0,07
CaO	12,27	11,12	0,44
Na ₂ O	2,62	2,26	4,59
K ₂ O	0,48	0,81	4,73
P ₂ O ₅	0,24	0,42	--
H ₂ O	0,12	0,46	0,06
Ppm			
Cr	--	67	--
Ni	--	20	--
V	--	274	--
Rb	9	20	290
Sr	382	448	6,15
Y	19	25	108
Zr	71	108	439
Nb	23	24	200
Ba	254	461	13
La	16,9	23,1	74
Ce	36,3	48,7	142
Nd	18,1	24,4	53
Sm	4,11	5,09	12,3
Eu	1,64	1,80	0,158
Gd	4,5	5,05	15,6
Dy	4,05	4,56	--
Er	2,25	2,49	--
Yb	2,13	2,14	10,1
Th	--	--	38,8
Ta	--	--	14,4
Hf	--	--	14,9
U	--	--	7,1

Tabla 19-2. Elementos mayores y trazas para la suite basalto-andesita del Rift de Kenya.

Aunque la composición química e isotópica de los reservorios son temas de especulación, los xenolitos ultramáficos contenidos en kimberlitas y en basaltos alcalinos continentales, confirman la existencia de heterogeneidades que exceden de lejos a los rangos de los basaltos MORB y OIB. La Fig. 19-6 muestra la variación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para un amplio rango de volcanes de la ZRC.

Muchos basaltos se proyectan dentro del campo mantélico que se definen como basaltos oceánicos no-contaminados (MORB + OIB), mientras que otros se proyectan fuera de ese campo. El rango de variación isotópica de los basaltos de ZRC, podría explicarse en términos de su derivación desde un reservorio en el manto. En general la fuente mantélica MORB no constituye el mayor componente de los volcanes de ZRC. En su lugar se debe considerar la posibilidad de que la mayoría derivarían de una pluma de manto de fuente OIB (rifts activos) o desde litosfera subcontinental (rifts pasivos).

Los isótopos de Pb presentan variaciones de las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas volcánicas de las ZRC, permiten considerar la existencia de anomalías isotópicas a gran escala en el manto superior, diferentes a los basaltos OIB, MORB y las kimberlitas grupos I y II (Fig. 19-7).

La composición isotópica de Pb en clinopiroxeno y anfíbol de los xenolitos de lherzolita derivados de litosfera subcontinental y de una suite de granulitas máficas derivados del límite corteza-manto, representan el rango de composición isotópica de la litosfera subcontinental.

Las lavas pobres en SiO_2 y ultrapotásicas del campo Kikorongo del rift occidental de Africa, muestra variación isotópica de Pb. Esta lava tiene alto contenido de Cr y MgO e incluye xenolitos derivados del manto, lo que sugiere que han subido rápidamente a través de la corteza, sin haber sufrido contaminación apreciable. Por otra parte las nefelinitas de Nyiragongo muestran amplia variación isotópica de Pb con relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 62$. Para explicar estas altas relaciones isotópicas, es necesario que la región fuente haya sufrido fuerte metasomatismo para causar el fraccionamiento extremo de U y Pb.

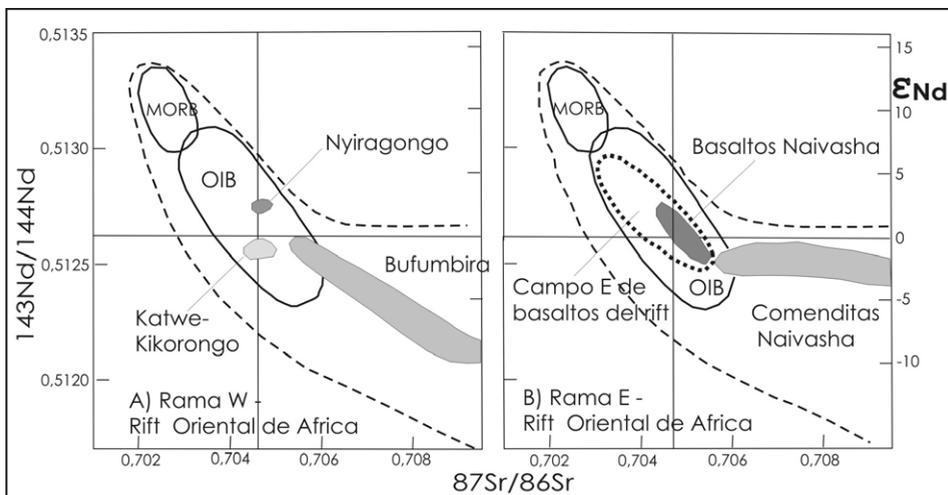


Fig. 19-6. Diagrama de variación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, correspondientes a las ramas este y oeste del rift de Africa Oriental, para los distintos tipos de volcanitas.

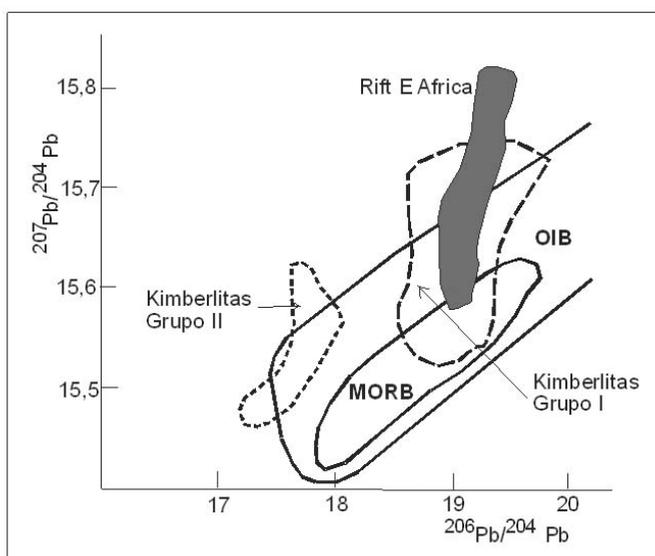


Fig. 19-7. Variación de las relaciones isotópicas de Pb, para las kimberlitas, OIB, MORB y Rift del E de Africa.

Modelo petrogenético

Actualmente se acepta que la formación de cuencas sedimentarias y rifts intracontinentales están conectados por extensión y deformación de la corteza y del manto litosférico. Los modelos teóricos asumen que el componente mantélico de la litosfera es adelgazado más eficientemente que la corteza y como consecuencia el calor transferido hacia arriba desde la astenósfera produce una aureola térmica que genera el levantamiento o domamiento de las rocas corticales superpuestas. Dos casos son considerados: A) Rift activo: el ascenso astenosférico causa el levantamiento de la litosfera y controla la formación del rift. El ascenso de material caliente, asociado con las dorsales medio-oceánicas o a una pluma de manto simétrica a un eje. En estos ambientes los volcanes deben preceder al rifting. B) Rift pasivo: es causado por deformación diferencial en la litosfera. En este caso el rift se forma primero y el levantamiento de los flancos continuaría debido al desarrollo de pequeñas celdas de convección debajo de ellos (Fig. 19-8). Se aplica como mecanismo para el origen de algunas cadenas lineales de islas oceánicas.

En los modelos petrogenéticos de zonas de rift continental (ZRC) se debe explicar la gran diversidad de magmas, desde melilíticos pobres en sílice, basanitas y nefelinitas, pasando por carbonatitas y magmas ultrapotásicos, así como rocas medianamente alcalinas y basaltos transicionales. En general estos magmas de naturaleza alcalina, enriquecidos en elementos litófilos de radio grande, sugieren derivación mantélica y desde una fuente MORB astenosférica enriquecida. Esto posiblemente se relacionaría a que por debajo de los rifts continentales la fuente enriquecida involucrada, corresponde a litosfera subcontinental antigua.

En la evolución de un rift se puede observar una progresión temporal desde erupciones tempranas dominadas por magmas de origen litosférico, a tardíos dominados por fuentes astenosféricas.

Un problema importante en el estudio del magmatismo de las ZRC son los roles relativos que juegan el manto astenosférico y el litosférico en la petrogénesis del espectro

composicional de los magmas basálticos primarios. El adelgazamiento de la litosfera puede producir una fusión significativa por debajo del eje del rift desde la fuente de manto astenosférico. Esto genera un cambio progresivo desde la fuente astenosférica a la litosférica. La amplitud composicional de los xenolitos transportados a la superficie por los basaltos alcalinos continentales y por la kimberlitas, muestran marcadas heterogeneidades en los isótopos de Sr-Nd-Pb.

Bailey (1983) considera que las ZRC están caracterizadas por dos asociaciones magmáticas distintas. La primera involucra a basaltos de tipos transicionales a medianamente alcalinos, fuertemente alcalinos y basanitas, los cuales fraccionan produciendo tipos más evolucionados como hawaitas, mugearitas, benmoreitas, traquitas y riolitas alcalinas. Mientras que la segunda asociación más altamente alcalina y subsaturada en sílice, incluye a nefelinitas, melilitas y leucitas, las cuales fraccionan a un residuo fonolítico.

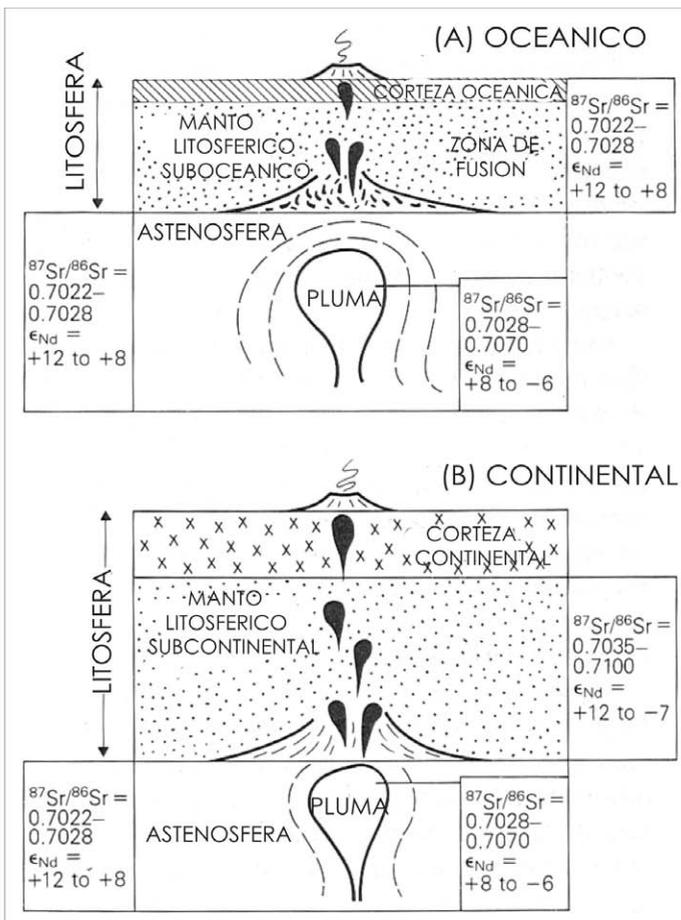


Fig. 19-8. Comparación de las características isotópicas de diversos reservorios magmáticos involucrados en la petrogénesis de (a) islas oceánicas y (b) basaltos de rift continentales activos (McDonough et al. 1985).

Barberi et al. (1982) han clasificado a los rifts intracontinentales en tipos de alto-volcanismo y de bajo-volcanismo, sobre la base del volumen de material erupcionado. Ejemplos de rifts de bajo volcanismo son la rama occidental del rift de Africa, el graben del

Rhín y el graben del Baikal, que además del bajo volumen de material erupcionado, muestran baja velocidad de extensión cortical, volcanismo discontinuo, con un amplio espectro de magmas basálticos y pequeños volúmenes de diferenciados ácidos. Predominan magmas subsaturados fuertemente alcalinos (nefelinitas, basanitas, leucititas), con tipos transicionales que se vuelven más abundantes cuando el volumen de las erupciones se incrementa. En este ambiente Bailey (1983) sugiere que las fracturas litosféricas profundas permiten el flujo de volátiles desde la astenosfera causando metasomatismo de la litosfera, que al sufrir fusión parcial provee los componentes mayores para el magmatismo.

En contraste los rifts de alto volcanismo, tienen mayor velocidad de extensión cortical, predominando los basaltos medianamente alcalinos, con distribución bimodal de magmas ácidos y básicos. Como ejemplos se citan sectores de Kenia y Etiopía del rift de Africa Oriental y sectores del rift Río Grande (USA). En general muestran estrecha relación química con los magmas básicos y ácidos que erupcionan en los mismos sectores del rift. Así las fonolitas se asocian con nefelinitas y basanitas; las traquitas con basaltos alcalinos; las riolitas peralcalinas con basaltos medianamente alcalinos y riolitas subalcalinas. En la mayoría de los casos el magmatismo ácido se habría originado por cristalización fraccionada de basaltos asociados. El decrecimiento de la alcalinidad de los magmas erupcionados con el tiempo, podría explicarse por incremento de la fusión parcial con el ascenso de material astenosférico desde el manto.

La composición química de los magmas erupcionados en zonas de rift de placa intracontinental dependen de una variedad de factores que incluyen la heterogeneidad química y mineralógica de la fuente mantélica, el desarrollo de fusión, la profundidad de la fusión y la relación de transferencia de magma a la superficie, así como la existencia de reservorios de magma en niveles corticales someros. Generalmente estas provincias están caracterizadas por campos de cono-cinder y lavas basálticas que han ascendido relativamente rápido hasta la superficie sin haber sufrido cristalización fraccionada o contaminación cortical significativa. Estas provincias se caracterizan por el desarrollo de grandes estructuras volcánicas centrales, con reservorios de magma cortical en los cuales la cristalización fraccionada produce un amplio espectro de composiciones intermedias, traquitas, fonolitas y riolitas alcalinas. Esto muestra que la cristalización fraccionada en combinación con la contaminación cortical, son procesos que controlan la evolución geoquímica en muchos magmas de las ZRC.

McKenzie (1984) sugiere el ascenso convectivo de plumas de manto que se originan en la discontinuidad sísmica a 670 km y los fundidos parciales ascenderían indistintamente, tanto por debajo de las rocas oceánicas como de las continentales. Esto sugiere que hay similitudes entre los rift de intraplaca continentales y las islas oceánicas. La Fig. 19-7, presenta modelos simplificados de estos dos ambientes, con estimación de las composiciones isotópicas Sr-Nd de varios reservorios mantélicos en procesos de fusión parcial, que son tomados de basaltos OIB y MORB-N.

En ambos casos, continentales y oceánicos, la intrusión de plumas de manto en la base de la litosfera, aumenta la temperatura e inicia la fusión parcial. Por lo que los fundidos del manto litosférico, son una mezcla con fundidos derivados de la pluma, generando un espectro de composiciones químicas e isotópicas.

En las ZRC los basaltos derivan de lherzolita de espinela o granate y los estudios experimentales indican que a baja fusión parcial de peridotita con flogopita a profundidades por debajo del campo de estabilidad del anfíbol, se producen fundidos parciales altos en K_2O . La fuente de magmas ultrapotásicos se ha atribuido a metasomatismo asociado a estadios tempranos de rift continental.

Carbonatitas

Introducción

Las carbonatitas son rocas carbonáticas que pueden ser divididas entre las compuestas principalmente por calcita (sövitas) y aquellas compuestas principalmente por dolomita o ankerita. La mayoría contienen óxidos como magnetita y hematita, como así también algunos minerales silicáticos, como: monticellita, melilita, apatito y pirocloro, los cuales pueden estar en concentraciones que pueden tener interés económico. La clasificación en carbonatitas debe realizarse sólo cuando las rocas contienen más del 50% modal de carbonatos (Streckeisen 1979) y pueden ser tanto plutónicas como volcánicas.

La asociación de carbonatitas con nefelinitas e ijolitas, ocurren en pequeños complejos continentales centrales y anillos intrusivos complejos, los cuales tienen concentraciones inusualmente altas de Nb, Ba, Sr y tierras raras y que sería el posible eslabón de separación del magma carbonático inmiscible, del magma nefelinítico parental (Fig. 18-20).

Nombre	Alternativa	
	Grueso	Mediano a Fino
Carbonatita de Calcita	Sövita	Alvikita
Carbonatita de dolomita	Rauhaugita*	Beforsita
Ferrocronatita	-----	-----
Natrocronatita	-----	-----

* Poco utilizado. Beforsita puede ser utilizado para cualquier granulometría

Tabla 19-3. Clasificación carbonatitas.

La mayoría de las carbonatitas están íntimamente asociadas con nefelinitas pobres en olivino o su contraparte plutónica, ijolita. Estas asociaciones, de origen mantélico, ocurren en algunos rift continentales como en el sistema del este de África y en regiones tectónicamente estables como en el sur de África y en el este de Brasil. Esta asociación es desconocida en regiones oceánicas.

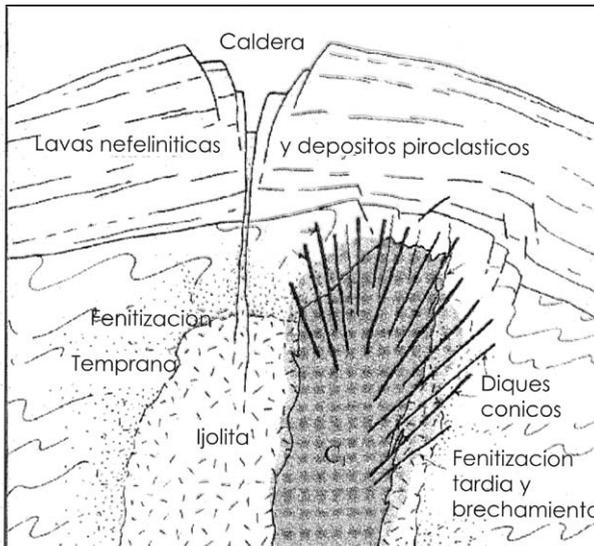


Fig. 19-9. Sección idealizada de la asociación carbonatita – nefelinita y los fenómenos de fenitización en el rift de África oriental.

Las asociaciones jóvenes de carbonatita-nefelinita, se presentan en volcanes jóvenes compuestos por lavas y rocas volcánicas (p.ej el volcán Oldoinyo Lengai, en Tanzania, la temperatura de erupción es de 576-593° C); mientras que en los más viejos se presentan como asociaciones plutónicas complejas someras. Típicamente tienen formas circulares u ovals y se presentan en asociación común con fenitas. La fenita es una roca metamórfica producida en estado sólido por transformación de la vieja pared de la roca, compuesta por gneis cuarzo-feldespático, por infiltración de gases reactivos calientes o soluciones hidrotermales ricas en Na y K derivados del magma nefelínico o carbonatítico, que originan aegirina, anfíbol alcalino y a veces feldespato potásico, además de nefelino, flogopita y carbonatos.

La petrogénesis de la asociación carbonatita-nefelinita se desarrolla básicamente en dos fases: 1) Origen del par de la asociación nefelinita-carbonatita. 2) Esta asociación silicato-carbonato representa un sistema magmático unificado, en que el magma madre se formó en un ambiente tectónico estable, o en un ambiente de rift continental. Las investigaciones experimentales resumidas por LeBas (1977) indican dos posibles mecanismos para producir la asociación magmática carbonatita-nefelinita: 1) a baja temperatura (<800°C) por fraccionación cristal-líquido de un magma parental nefelínico. 2) a alta temperatura (>800°C) por inmiscibilidad entre fundidos nefelínicos y carbonatíticos.

Origen de las Carbonatitas

Hay tres caminos posibles para el origen de los magmas carbonatíticos: a) como producto inicial de fusión parcial en el manto, con contenidos pequeños de minerales carbonatícos; b) como producto final de diferenciación de fundidos silicáticos que contienen carbonatos disueltos, y c) por inmiscibilidad líquida desde un fundido silicático homogéneo, que contiene carbonatos.

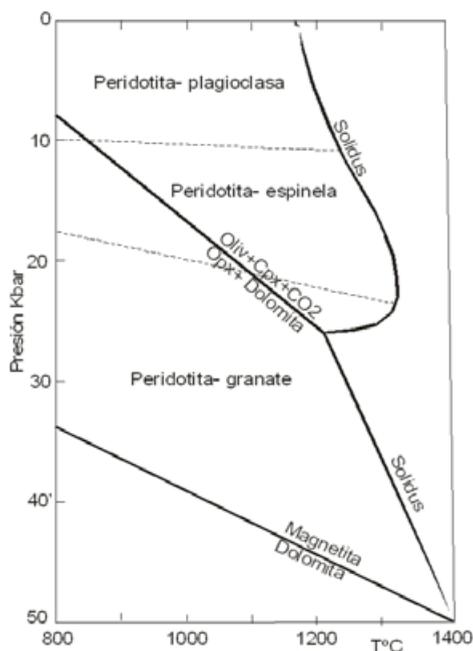


Fig. 19-10. Relaciones de fases de peridotitas, con bajos contenidos de CO₂ (modificado de Wyllie 1989).

Desde un fundido inicial: la carbonatita sería un magma primario producido por fusión parcial del manto que contiene carbonatos, bajo condiciones particulares, como por ejemplo por la reacción: $\text{En} + \text{Dolomita} = \text{Di} + \text{Fo} + \text{CO}_2$, que intersecta al solidus en el sistema $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO-CO}_2$, a $P = 25\text{-}29$ Kbar (Fig. 19-10). En este caso el magma carbonatítico es el producto inicial de la fusión y el incremento de temperatura lo enriquece en SiO_2 . Wendlandt y Mysen (1980) encontraron experimentalmente que el fundido carbonatítico se produciría a partir de lherzolita granatífera en presencia de CO_2 a $P \sim 30$ kb. Como los magmas carbonatíticos tienen muy baja viscosidad, pueden ser extraídos con fracciones de fundidos tan bajas como 0,1%, en contraste con los fundidos silicáticos que con dicho volumen de fusión, no se podrían separar de la fuente.

Fracción de fundido final: El sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$, a 1 kb, que sufre cristalización fraccionada, muestra que el líquido carbonatítico es rico en nefelina en equilibrio con vapor y sucesivamente da las asociaciones: nefelina; nefelina-melilita; hauyna-melilita; cancrinita-melilita y calcita-cancrinita-melilita, con enriquecimiento del líquido residual en carbonato. Este resultado experimental muestra gran semejanza con las rocas plutónicas observadas en algunos complejos carbonatíticos, sugiriendo que las mismas podrían haberse formado por este mecanismo.

Inmiscibilidad líquida: en los sistemas petrogenéticos formados en presencia de exceso de volátiles, tres fases fluidas pueden coexistir: a) líquidos silicático subsaturado, peralcalino y bajo en calcio; b) líquido carbonatítico que contiene Ca y Na y que es análogo al magma natro-carbonatítico, y c) vapor rico en $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ que contiene disueltas cantidades importantes de Na y Si, que sería correlacionable con los fluidos que causan la fenitización. Esto también avalaría la separación de los líquidos carbonatíticos y nefelínicos, desde un magma parental común.

Lecturas Seleccionadas

- Bailey, D.K. 1980. Volatile flux, geotherms, and the generation of the kimberlite-carbonatite-alkaline magma spectrum. *Mineral. Mag.* 43: 695-699.
- Bailey, D.K. 1982. Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth. *Nature* 296: 525-530.
- Bailey, D.K. 1983. The chemical and thermal evolution of rifts. *Tectonophysics* 94: 585-597.
- Bailey, D.K. 1985. Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline ultramafic magmatism. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88: 449-457.
- Bailey, D.K. 1987. Mantle metasomatism – perspective and prospect. In: *Alkaline igneous rocks*. Fitton, F.J., y Upton, B.G.J. (eds.), 1-13. *Geol. Soc. Sp. Publ.* 30.
- Barberi, F., Santacroce, R., Varet, J. 1982. Chemical aspects of rift magmatism. In: Palmason, G. (Ed.). *Continental and oceanic rifts*. 223-258. Washington D.C.: American Geophysical Union.
- Basaltic Volcanism Study Project. 1981. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. New York. Pergamon Press, 108-131.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. 450 pp. London. George Allen & Unwin.
- Keen, C.E. 1985. The dynamics of rifting: deformation of the lithosphere by active and passive driving forces. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 80: 95-120.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T., Sun, S.S. 1985. Isotopic and geochemical systematic in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49: 2051-2067.
- McKenzie, D.P. 1984. The generation and compaction of partially molten rock. *J. Petrol.* 25: 713-765.
- Streckeisen, A. 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions*. *N. Jahrb. für Mineralogie. Stuttgart. Abh.* 143: 1-14.
- Wyllie, P.J. 1989. Origin of carbonatites: Evidence from phase equilibrium studies. In: Bell, K. (ed.). *Carbonatites:*

- Genesis and Evolution. Unwin Hyman. London. 500-545.
- Wyllie, P.J., Baker, M.B., y White, B.S. 1990. Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites. *Lithos* 26: 3-19.

