

Capítulo 18

Magmatismo potásico de intraplaca

Introducción

Las rocas alcalinas en general ocurren en todos los ambientes tectónicos, incluyendo las cuencas oceánicas. Este capítulo estará dirigido especialmente al magmatismo potásico y ultra-potásico, que se desarrolla especialmente en ambientes continentales anorogénicos, incluyendo a las kimberlitas, orangeitas, lamproitas y lamprófiro.

Las kimberlitas han sido emplazadas esporádicamente en plataformas continentales estables, no orogénicas, especialmente en África, Siberia, India y América del Norte, durante el Arqueano y Proterozoico (Fig. 18-1).

Los modelos petrogenéticos asumen que los magmas primarios básicos y ultrabásicos se generan por grados variables de fusión parcial a partir de lherzolita fértil, en el manto superior. El grado de fusión parcial y la profundidad de la segregación de los magmas se consideran las variables principales que controlan la composición del fundido. En forma adicional participan el contenido de volátiles y la mineralogía de la fuente mantélica, así como la cristalización fraccionada y la contaminación cortical, que explican el amplio rango composicional de las rocas básicas.

En la mayoría de los ambientes tectónicos, una característica importante es que los magmas primarios basálticos tienen concentraciones de $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ en peso %. Excepciones, son los miembros potásicos y ultrapotásicos de series magmáticas relacionadas con subducción y algunas suites de islas oceánicas. Ciertos magmas básicos y ultrabásicos generados en ambiente de intraplaca continental, el K_2O excede al Na_2O en peso%, y los ultrapotásicos, son los que la relación molecular $\text{K}/\text{Na} > 3$ (Mitchell y Bergman 1991).

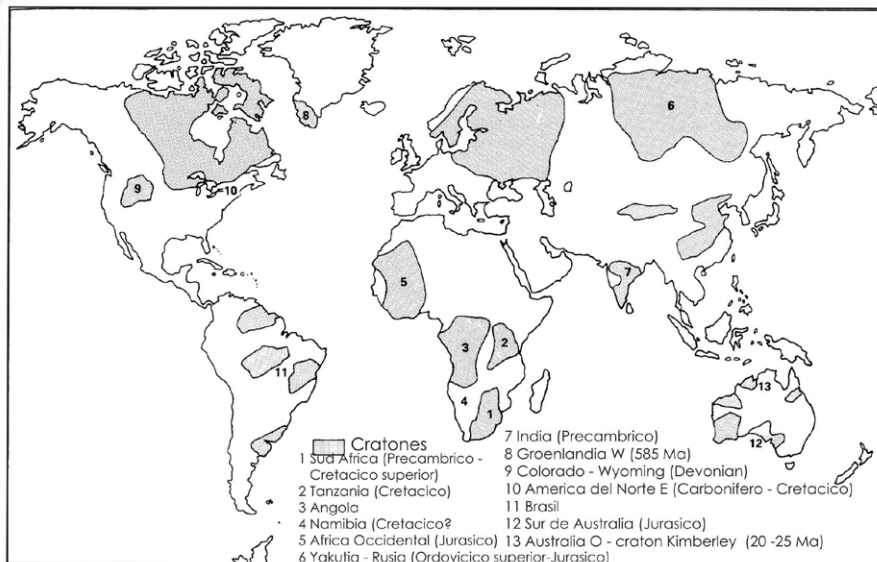


Fig. 18-1. Distribución global de kimberlitas, orangeitas y lamproitas, potásicas y ultra-potásicas, que ocurren en los cratones Arqueanos y Proterozoicos (modificado de Mitchell 1986).

Tres ambientes geodinámicos parecen favorecer la producción de magmas máficos potásicos (que contienen nefelina) y ultra-potásicos (que contienen leucita y kalsilita):

a) Ellos serían productos poco comunes del magmatismo por debajo de las zonas de subducción activa y se asocian íntimamente con miembros de la suite calco-alcalina, que incluyen a la serie shoshonítica. Un problema del origen de las kimberlitas es determinar si el magma rico en K, está relacionado con litosfera oceánica subductada, o es producto de levantamiento cortical posterior al rifting, como en zonas de rift continental.

b) Este magmatismo tiene lugar después de la colisión continental que sigue al cierre de una cuenca oceánica. La fase magmática post-colisional puede continuar por millones de años, gradando a alcalino intra-continental relacionado con extensión.

c) El magmatismo ultra-potásico ocurriría en áreas extensionales de intraplaca continental confinadas a regiones cratónicas y en relación a plumas de manto sublitosférico, que causarían adelgazamiento y rift, en zonas débiles.

La petrogénesis de magmas ultrapotásicos, de diversos ambientes tectónicos muestran muy alta concentración de elementos incompatibles, que apoyan el origen por fusión parcial de lherzolita con espinela o granate, con muy baja fusión parcial (<1%), desde una fuente mantélica enriquecida o metasomatizada.

Kimberlitas

Son rocas ígneas ultrabásicas ricas en K, con alta relación K_2O/Na_2O , alto contenido de volátiles ($CO_2 + H_2O$) y de elementos incompatibles (Smith et al. 1985; Mitchell 1986). Las kimberlitas contienen inclusiones de rocas ultramáficas del manto superior y raramente xenocristales de diamante. Ellas forman pequeñas diatremas volcánicas, chimeneas, diques y filones capa, que se agrupan en provincias (Fig. 18-1). Estos episodios magmáticos son de corta duración e involucran volúmenes pequeños de magma. Provincias como las de Sud África y Yakutia, muestran múltiples episodios de magmatismo.

Las kimberlitas constituyen un fenómeno magmático pre-cenozoico raro, que se origina a profundidades de 100 a 200 km por fusión parcial del manto peridotítico en presencia de H_2O y CO_2 , que ascienden rápidamente hacia la superficie en pocos días o años.

La petrografía de las kimberlitas es compleja y exhiben variaciones mineralógicas relacionadas con procesos de diferenciación magmática e incluye a rocas híbridas, que contienen fragmentos de corteza y xenolitos de manto. Esto permite su división en dos tipos petrográficos: Grupo I – no micáceo (80 – 114 Ma) y Grupo II – micáceo u orangeitas (114 – 200 Ma). Ambos tipos pueden contener diamantes y tienen diferencias marcadas entre sí, en los isótopos de Nd – Sr – Pb, que reflejan variaciones en la fuente mantélica.

El Grupo I de kimberlitas, tienen composiciones isotópicas Nd – Sr que sugieren su derivación desde una fuente de manto astenosférico, mientras que el Grupo II – derivaría desde una fuente de manto enriquecido, dentro de la litosfera subcontinental (Fig. 18-3).

En el oeste de África, Angola y Namibia, las kimberlitas fueron intruidas después de la apertura del Atlántico y estarían emplazadas en zonas de cizalla reactivadas del basamento Precámbrico. En las de América del Norte se habrían emplazado durante la apertura del Atlántico Norte, en fracturas reactivadas del basamento.

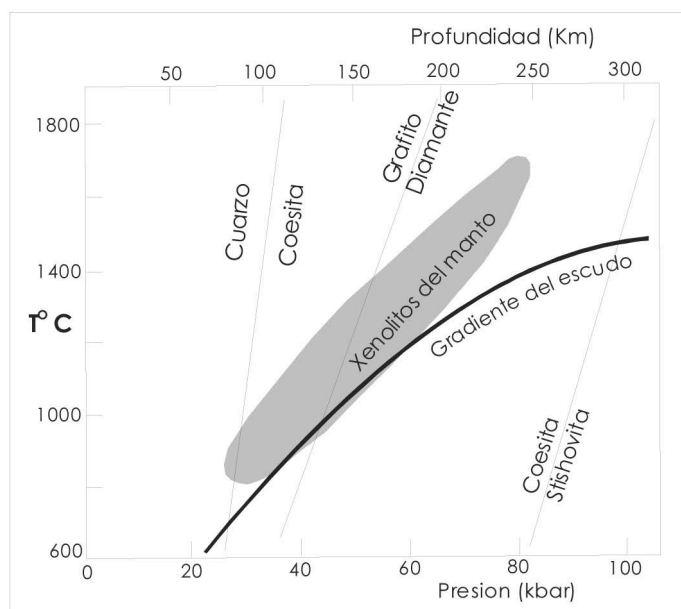


Fig. 18-2. Profundidades de generación del magma Kimberlítico en base a presiones y temperaturas de equilibrio de los xenolitos del manto.

Petrografía de las Kimberlitas

Son rocas de grano fino, que contienen megacrystalos de olivino (en su mayoría serpentinizados), enstatita, diópsido de Cr, flogopita, piropo, ilmenita, magnetita, cromita y raros diamantes (que constituyen como máximo una parte en 8 millones) en una matriz carbonática-serpentinizada. Minerales accesorios incluyen piropo, monticellita, rutilo y perovskita.

La naturaleza híbrida de las kimberlitas se manifiesta, por megacrystalos anhedralos y con bahías de corrosión derivados de la fragmentación de peridotitas granatíferas y eclogitas, que constituyen xenolitos y que indican profundidades de formación (Fig. 18-2).

La mayoría de las kimberlitas ocurren como diatremas. Característicamente: 1) El fundido juvenil es kimberlita, o rocas alcalinas máficas-ultramáficas químicamente relacionadas. 2) Los bloques erodados, de rocas que provienen de niveles estratigráficos altos se encuentran concentrados hacia los márgenes de la chimenea, mientras que xenolitos bien redondeados y bloques arrastrados de la corteza profunda o del manto superior, tienden a concentrarse hacia el centro del conducto. 3) Los efectos de metamorfismo de contacto sobre xenolitos y la pared de caja, son débiles. 4) Las diatremas terminan en maars y anillos de toba. 5) El material fragmentado, se encuentra próximo al techo de la diatrema. 6) Las diatremas son compuestas, mostrando emplazamiento múltiple de material fragmentado e intrusión tardía de magma fluido. 7) Enjambres de diatremas terciarias y maars en Europa y América del Norte, se asocian con sedimentos lacustres, testificando la presencia de agua durante la actividad volcánica.

Una diatrema es una brecha que rellena una chimenea volcánica, que se ha formado por una explosión gaseosa (Fig. 18-4). Las diatremas de kimberlitas son pequeñas, menos de 1 km² en área horizontal y tienden a presentarse arracimadas o coalescentes en profundidad

con diques ígneos de kimberlita, que son delgados (<10 m) y pueden tener más de 14 km de largo.

Lamproitas

Están constituidas por: flogopita rica en Ti y pobre en Al (peralcalinas), tetraferroflogopita de Ti, richterita de Ti-K, forsterita, diópsido, sanidina y leucita. Nunca contienen plagioclasa, nefelina o melilita. Los accesorios incluyen: enstatita, priderita, wadeita, magnesio-cromita, apatita, ilmenita, shcherbakovita, armalcolita, perovskita y jeppeita. Los xenocristales de diamante de algunas lamproitas, derivarían del manto. Es característica la presencia de flogopita, en fenocristales o en láminas poiquilíticas y la cristalización tardía de richterita de K-Ti y flogopita-Ti. La analcima es secundaria y reemplaza a la leucita o sanidina y están presentes: carbonatos, clorita y baritina.

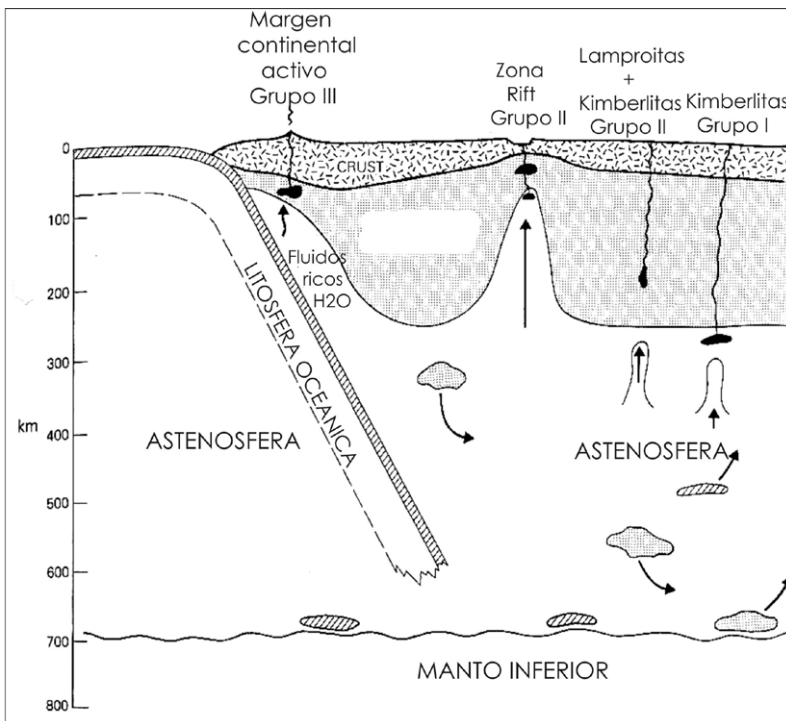


Fig. 18-3. Ambiente tectónico y fuentes de los componentes involucrados en la petrogénesis de magmas potásicos de intraplaca continental.

Según Dawson (1987) las mineralogías que diferencian a las lamproitas y kimberlitas son:

1. Las lamproitas contienen vidrio.
2. La pasta de lamproitas contiene richterita-K.
3. Las micas de la pasta de las lamproitas son más ricas en Ti, Fe y Na, y más pobres en Al, que las de las kimberlitas.
4. En las lamproitas la pasta tiene diópsido con mayor contenido en Ti, que la pasta micácea de las kimberlitas.

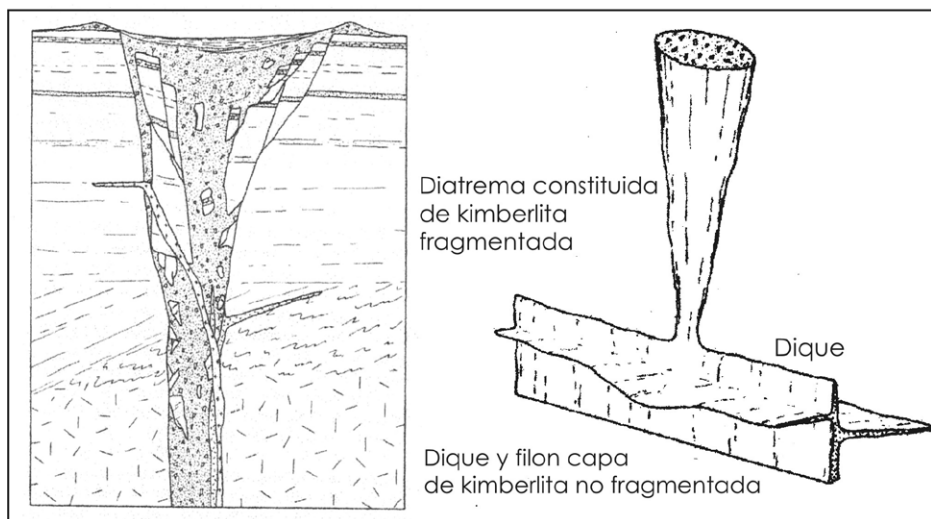


Fig. 18-4. Terminación de una diatrema en un maar en superficie y relaciones en profundidad entre la diatrema superficial y las conexiones con filones capa y diques en profundidad.

Rocas Meliliticas

Corresponden a rocas básicas y ultrabásicas altas en potasio que se asocian con kimberlitas. Esta clasificación sólo se aplica a las rocas que tienen más del 10% de melilita modal (Streckeisen, 1978) y se subdividen en ultramáficas y no ultramáficas.

Las rocas meliliticas ultramáficas: tienen ($M > 90\%$) y su nombre general para las rocas meliliticas plutónicas es “melilitolita” y para las volcánicas es “melilitita”. Si el olivino es mayor que el 10% el término olivino es agregado al nombre.

Las rocas meliliticas no-ultramáficas ($M < 90\%$), son clasificadas, tanto los términos plutónicos como los volcánicos, usando el calificativo de “melilita”.

{La Melilita corresponde al grupo de minerales de fórmula $(Na, Ca)_2(Mg, Al)(Al, Si)_2O_7$. Los miembros extremos son: akermanita – $Ca_2MgSi_2O_7$ - y gehlenita – $Ca_2Al_2SiO_7$ -, que pertenecen al sistema tetragonal.}

Lamprófiro

Constituyen un complejo grupo poligenético de intrusiones hipabisales menores, que característicamente tienen fenocristales de anfíbol y /o flogopita. Ellos pueden ser divididos según Rock (1987) en tipos calco-alcalinos, alcalinos y ultramáficos (Tabla 18-1). Como implica su nombre, los lamprófiro son porfíricos y la mayoría de las variedades comunes, tienen minerales de Fe-Mg. Tradicionalmente, han sido descritos como diques, atributo considerado definitorio, pero se han encontrado ocurrencias locales de lavas y plutones pequeños.

Los lamprófiro cristalizan en presencia de abundantes volátiles y forman fenocristales de biotita-flogopita y/o anfíbol, con cantidades menores de clinopiroxeno y/o melilita. Los feldespatos están confinados en la matriz en la que se combina con feldespatoides, mica, anfíbol, carbonatos, monticellita, melilita, piroxena, olivino, perovskita, óxidos de

COMPONENTES FELSICOS		COMPONENTES MAFICOS			
Feldespatos	Foides	Biotita, Augita diopsidica (\pm olivino)	Hornblenda, Augita Diopsidica (\pm olivino)	Anfibol Ti – Na Olivino, biotita	Melilita, Biotita, \pm Ti-augita, \pm olivino, \pm calcita
Or > Pl	-----	Minette	Vogesita	-----	-----
Pl > Or	-----	Kersantita	Espesartina	-----	-----
Or > Pl	Feld > Foides	-----	-----	Sannaita	-----
Pl > Or	Feld > Foides	-----	-----	Camptonita	-----
Pl > Or	Vidrio o Foides	-----	-----	Monchiquita	Polzenita
Pl > Or	-----	-----	-----	-----	Alnöita

Tabla 18-1. Clasificación de los lamprófiro.

Fe-Ti y vidrio. Los minerales zonados y corroídos indican la falta de equilibrio durante la cristalización.

En los arcos continentales forman diques en plutones tonalítico-granodioríticos, que en algunos casos irradian hacia afuera de las intrusiones. En otros casos constituyen enjambres de diques subparalelos, o bien no muestran orientaciones preferenciales, en los plutones graníticos.

Lamprófiro calco-alcinos		Minette, Vogesita, Kersantita, Espesartina, Kentallenita, Alpinita
Lamprófiro alcalinos		Camptonita, Monchiquita, Sannaita
Lamprófiro ultramaficos		Aillikita, Alnoita, Bergalita, Damkjernita, Ouachitita
Lamproitas	Lamproita flogopítica	Wyomingita, Orendita, Verita, Fortunita, fitzroyita, cedricita, mamillita
	Lamproita madupitica	Madupita, Jumillita, Wolgidita
Kimberlitas	Grupo I Grupo II	

Tabla 18-2. Subdivisión del clan de los lamprófiro (Rock 1987).

Los lamprófiro se caracterizan por la abundancia de fases máficas euhedrales, en muchos casos de doble generación, una temprana, a menudo alterada que constituye los fenocristales y otra tardía que forma parte de la pasta y que es generalmente fresca. Los fenocristales pueden ser de biotita, hornblenda (incluyendo barqueviquita), augita, titanoaugita u olivino. Aunque la masa de la roca aparece oscura en muestras de mano, ella está formada principalmente de minerales félsicos, incluyendo sanidina, plagioclasa, analcima, nefelina o melilita y fases secundarias tales como zeolitas, calcita o talco (por alteración de olivino). Xenolitos de cuarzo, feldespato alcalino, granito, gneis o metasedimentos, son comunes, especialmente en lamprófiro biotíticos.

Composiciones químicas de kimberlitas, lamproitas y lamprófiro

Elementos mayores: Foley et al. (1987) usan el término ultra-potásico para las rocas ígneas con contenidos altos de K_2O (>3%) y con relaciones $K_2O/Na_2O > 3$, alto número de Mg y alto contenido de Cr y Ni, que son característicos de los magmas basálticos primitivos. Son

rocas ultra-básicas sub-saturadas ($\text{SiO}_2 = 25 - 35\%$), contenido de $\text{Al}_2\text{O}_3 < 5\%$ y la relación molar $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 < 1$.

Las rocas ultrapotásicas se sub-dividen en tres grupos según el contenido de elementos mayores (Tabla 18-3). La Fig. 18-5 muestra las proyecciones de CaO vs. Al_2O_3 y SiO_2 respectivamente, que permiten diferenciar a cada grupo.

%	Kimberlita	Lamproita	Lamprofiro	IA	IB	II
SiO_2	38,4	53,3	46,3	32.1	25.7	36.3
TiO_2	2,6	3,0	2,6	2.0	3.0	1.0
Al_2O_3	4,7	9,1	13,5	2.6	3.1	3.2
Fe_2O_3	---	---	---	9.2	12.7	8.4
FeO	11,3	6,3	11,0	--	---	--
MnO	0,18	0,10	0,21	0.2	0.2	0.2
MgO	28,7	12,1	9,1	28.5	23.8	29.7
CaO	11,3	5,8	10,7	8.2	14.1	6.0
Na_2O	0,5	1,4	3,1	0.2	0.2	0.1
K_2O	1,4	7,2	2,9	1.1	0.6	3.2
P_2O_5	0,9	1,3	0,9	1.1	1.1	1.1
H_2O^+	6,6	2,7	2,6	9.7	7.7	6.0
CO_2	5,6	2,8	2,5	4.3	8.6	3.6
Ppm						
La	150	240	105	90	125	200
Ce	200	400	195	140	220	350
Nd	85	207	100	90	100	145
Sm	13	24	22	--	--	--
Eu	3,0	4,8	4,9	--	--	--
Gd	8,0	13	14,3	4.0	8.0	6.0
Tb	1,0	1,4	1,8	--	--	--
Dy	--	6,3	5,7	--	--	--
Yb	1,2	1,7	1,9	--	--	--
Lu	0,16	0,23	0,37	--	--	--
Y	22	27	36	13	30	16
U	3,1	4,9	5,0	4.0	6.0	5.0
Th	16	46	24	18	27	30
Rb	65	272	115	50	30	135
Sr	740	1530	1010	825	1020	1140
Ba	1000	5120	1345	1000	850	3000
Zr	250	922	350	200	385	290
Ta	9	4,7	2	--	---	--
Hf	7	39	9	--	---	--
Nb	110	95	83	165	210	120
Ni	1050	420	1553	1360	800	1400
Cr	1100	580	40	1400	1000	1800
V	--	--	--	75	170	85
Sc	--	--	--	13	20	20

Tabla 18-3. Análisis químicos de kimberlitas, lamproitas y lamprófiro. IA, IB y II, tipos de kimberlitas.

El Grupo I está constituido por lamproitas, que pueden formarse en áreas orogénicas que previamente han experimentado subducción relacionada a un evento magmático. Tienen bajos contenidos de Al_2O_3 , CaO y Na_2O , con variable contenido de SiO_2 (36 – 60%) y mayor número de Mg que los otros grupos, sugiriendo que fueron derivadas desde una fuente de manto deprimido, que ha sido posteriormente enriquecido en K_2O y elementos incompatibles.

El Grupo II, se presentan generalmente en ambientes de rift continental. Tienen más bajo contenido en SiO_2 (<46%), Al_2O_3 y Na_2O , sugiriendo una fuente deprimida, pero el alto contenido de CaO sería introducido por metasomatismo, lo que requiere parcial eliminación

de clinopiroxeno.

El Grupo III, se presenta en zonas orogénicamente activas y tienen alto contenido de Al_2O_3 , CaO y Na_2O con muy bajo contenido de SiO_2 (<42%) y el número de Mg es más bajo que los grupos I y II. El contenido variable de SiO_2 , se atribuye a cristalización fraccionada a baja presión y contaminación cortical, no mostrando evidencias de eventos depresión previa en la región fuente.

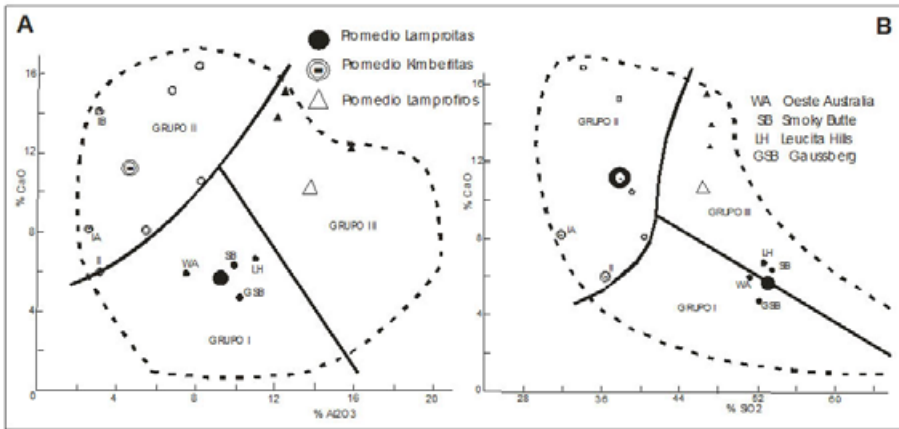


Fig. 18-5. Muestra la distribución de las rocas ultrapotásicas en los Grupos I, II y III, en base de las relaciones CaO vs. Al_2O_3 y CaO vs. SiO_2 , para diferentes localidades consideradas típicas.

Las kimberlitas pueden ser subdivididas en Grupo I – kimberlitas típicas (pobres en micas) y Grupo II - Orangeitas (o micáceas), en base a sus composiciones isotópicas y elementos mayores y trazas. A su vez el Grupo I puede ser subdividido en IA y IB. El Grupo IA, se presenta totalmente en los cratones; mientras que el Grupo IB está fuera de los cratones. Los promedios composicionales se expresan en la Tabla 18-1, conjuntamente con el Grupo II. Los resultados se contrastan en la Fig. 18-7 A, que proyecta los contenidos de TiO_2 vs. K_2O y en la Fig. 18-7B en el diagrama triangular $K_2O - MgO - Al_2O_3$ se muestran las diferencias composicionales entre kimberlitas, lamproitas y lamprofiros.

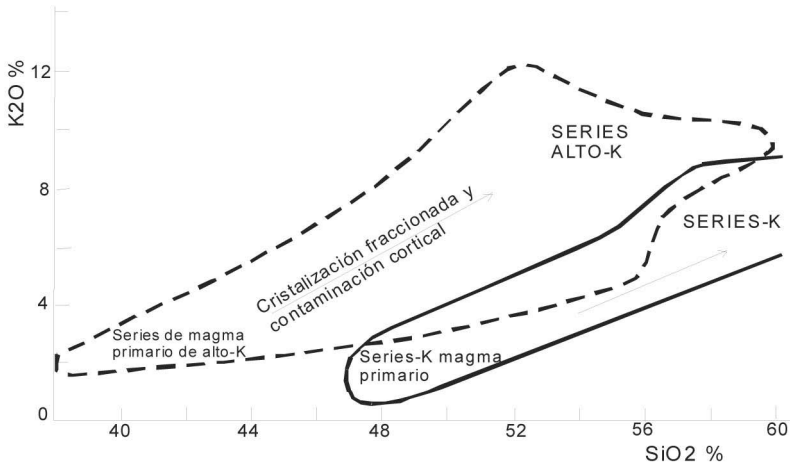


Fig. 18-6. Variación de K_2O vs. SiO_2 para las series potásicas de la provincia Romana de Italia (Peccerillo y Manetti 1985).

En la Fig. 18-6 se muestra la proyección de K_2O vs. SiO_2 , para las series de potasio y alto potasio de la Provincia Romana de Italia, que muestran dos tendencias que difieren en la composición del magma primario y evolucionan según vectores subparalelos a consecuencia de la cristalización fraccionada en cámaras magmáticas subvolcánicas.

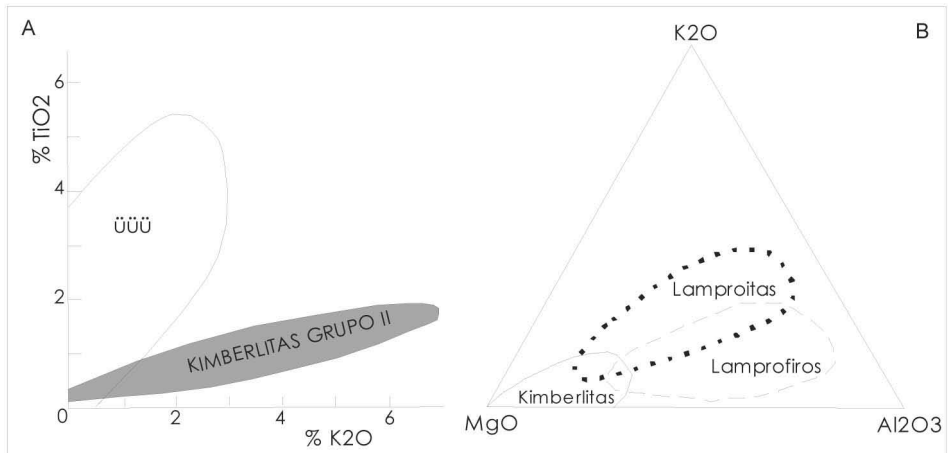


Fig. 18-7. A – muestra la variación del TiO_2 vs. K_2O para las kimberlitas, Grupos IA y IB y Grupo II. B – campos composicionales de lamproitas, lamprofiros y kimberlitas.

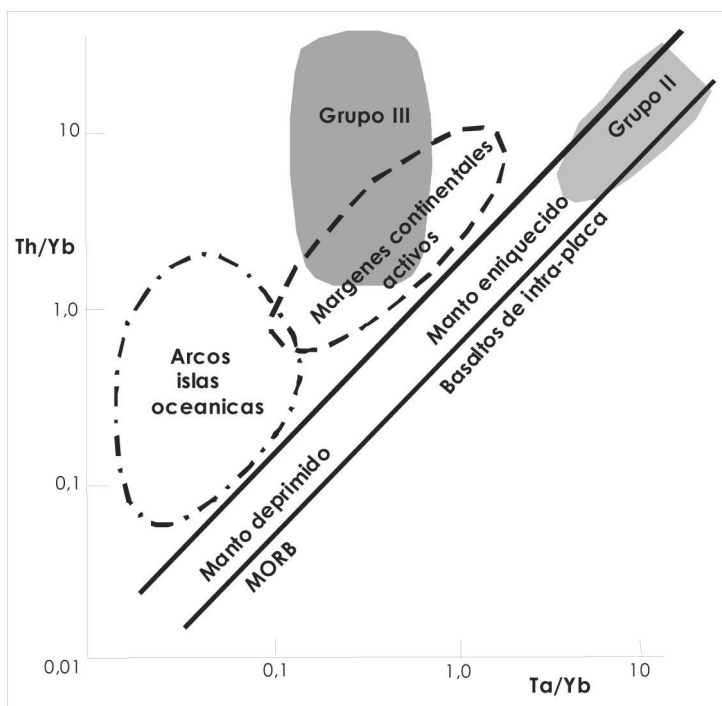


Fig. 18-8. Variación Th/Yb vs. Ta/Yb mostrando similitudes y diferencias entre los distintos grupos de rocas potásicas.

Elementos trazas

Las rocas ultrapotásicas se caracterizan por el enriquecimiento en elementos incompatibles, que reflejarían la composición química de la fuente mantélica y los procesos de fusión parcial involucrados en su formación. La concentración de elementos trazas incompatibles, tales como Ni, Cr, Sc y Va son importantes para identificar la composición del magma primario. En general los magmas con >500 ppm de Ni y 1000 ppm de Cr, se consideran magmas primarios. Pero para las rocas ígneas potásicas esto, no siempre es válido, porque el metasomatismo en el manto de lherzolita pudo haber eliminado al olivino y ortopiroxeno, reemplazándolos por la asociación clinopiroxeno + flogopita + granate.

De esta manera la fusión parcial del manto modificado puede no corresponder con el número de Mg y los contenidos de Ni y Cr, que convencionalmente caracterizan a los magmas primarios en equilibrio con el residuo de harzburgita (olivino + ortopiroxeno). Por lo que es necesario identificar al magma primario para demostrar que los grupos I, II y III de rocas ultrapotásicas derivan de distintos magmas madre, más que relacionar unos con otros por procesos de cristalización fraccionada o contaminación cortical.

En la Fig. 18-8 se proyectan las relaciones Th/Yb versus Ta/Yb, que caracteriza la fuente mantélica de las rocas volcánicas relacionadas a la subducción, para arcos de islas y márgenes continentales activos. El Grupo III de rocas ultrapotásicas se sobreponen con los basaltos de margen continental activo, mientras que el Grupo II del Rift de Africa Oriental, los basaltos de intraplaca se proyectan en el campo de manto enriquecido, que evidencia a un manto modificado por subducción durante la petrogénesis.

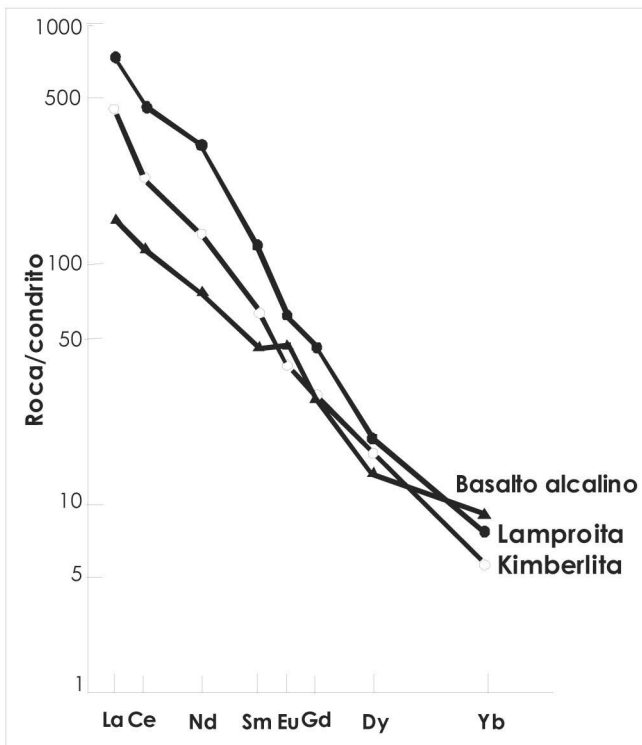


Fig. 18-9. Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito para los distintos grupos de rocas

Para comparar kimberlitas y rocas ultrapotásicas se usan diagramas multielementos, normalizados al manto. La Fig. 18-9, muestra los patrones de tierras raras de lamproitas, kimberlitas y basaltos alcalinos, normalizados a condrito. Las lamproitas y kimberlitas están enriquecidos en tierras raras livianas y deprimidas en tierras raras pesadas en relación a los basaltos alcalinos. La similitud de los patrones, sugiere que ellos derivan de fuentes similares del manto superior. Aunque las diferencias mineralógicas de los diferentes magmas, requiere fuentes de diferente composición.

	Grupo I	Grupo II
Relaciones isotópicas iniciales		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,702 – 0,705	0,7075 – 0,710
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51268 – 0,51276	0,51206 – 0,51227
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,3 – 20,0	17,2 – 17,7
Edad de emplazamiento	80 – 100 Ma	114 – 127 Ma
Mineralogía	Pobre en flogopita. Rica en perovskita, circón e ilmenita	Rica en flogopita, pobre en perovskita. Circón e ilmenita ausentes.
Fuente	Basaltos islas oceánicas	Litosfera subcontinental antigua enriquecida.

Tabla 18-4. Características de los Grupos I y II de kimberlitas del sur de África.

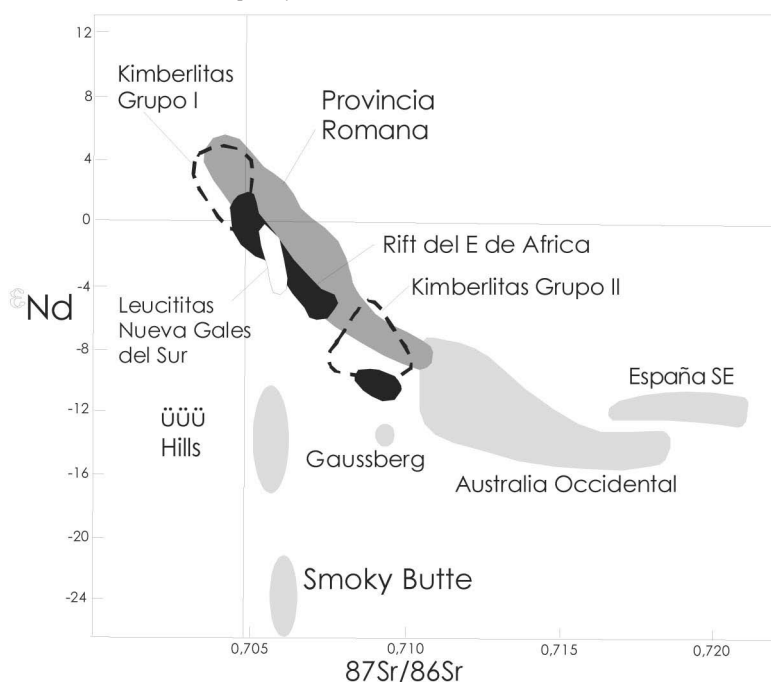


Fig. 18-10. Variación del ϵNd vs. la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mostrando los campos de las kimberlitas y rocas volcánicas ricas en potasio.

Isótopos radiogénicos: los datos Nd-Sr documentan una amplio rango de valores que exceden a los MORB + BIO y que indican cambios mantélicos. Por ejemplo las lamproitas diamantíferas del oeste de Australia, derivarían de una fuente enriquecida en Rb/Sr y Sm/Nd de al menos 1000 Ma.

La Fig. 18-10, muestra la variación de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵNd para las kimberlitas. En los Grupo I y II, los isótopos de Nd-Sr tienen diferentes características que serían consistentes con derivación desde rocas de manto enriquecidas durante su evolución.

El Grupo I tiene signatura isotópica que indica derivación desde una fuente primitiva suavemente deprimida y sus caracteres isotópicos son similares a basaltos de arcos de islas oceánicas. Las kimberlitas del Grupo II sugieren que el enriquecimiento en elementos incompatibles, fue característica de la fuente e indicarían contaminación cortical. En la Tabla 18-4 se presentan algunas características de las kimberlitas de Africa.

Modelos petrogenéticos

Los problemas petrogenéticos que presentan las rocas ultra-potásicas son similares para las kimberlitas, orangeitas, lamproitas, melilitas y lamprófiro, a los que eventualmente se asocian carbonatitas. Todos están caracterizados por enriquecimiento extremo en elementos incompatibles como K, Rb, Ba, Sr, tierras raras, P y Zr, esto hace difícil considerarlos como derivados por fusión parcial, de una fuente de manto normal de lherzolita con espinela o granate. Para lograr altas concentraciones en elementos incompatibles se requiere bajo volumen de fusión parcial (<1%), que los modelos de fusión no permiten su separación, por lo que las hipótesis sugeridas, sugieren procesos de enriquecimiento en la fuente.

En la explicación de la petrogenesis de kimberlitas y magmas ultra-potásicos se consideran los resultados de experimentos de:

1. Fusión de peridotita – normal – en presencia de H_2O y CO_2 ;
2. Fusión de peridotita metasomatizada en presencia de H_2O y CO_2 ;
3. Comportamiento de líquidos ultra-potásicos para establecer condiciones P-T de formación.

Generalmente se asocia la fusión parcial del manto con la descompresión adiabática, producida por el ascenso de diapiros o plumas.

Los experimentos en el sistema lherzolita-C-O-H muestran que con baja fusión parcial de lherzolita con granate, en presencia de flogopita o richterita y magnesita o dolomita, se pueden producir kimberlitas a profundidades >100 km y a $T^\circ = 1000\text{-}1300^\circ\text{C}$ (Canil y Scarfe 1990; Wendlandt y Eggler 1980 a, b; Wyllie et al. 1990). Aunque la pendiente en los diagramas de tierras raras, pueden ser producidos por este camino, su abundancia absoluta, junto al P, Sr, Th, U, Zr y Ta, son difíciles de alcanzar sin agregar en la fuente, fosfatos ricos en tierras raras o titanita. Así, el enriquecimiento metasomático del manto peridotítico primordial sería un precursor necesario para generar los fundidos de kimberlitas.

Los modelos petrogenéticos explican la profundidad a la que los fundidos se separan de la fuente, en base a los xenocristales de diamante y coesita, y por cálculos de presión de equilibrio de xenolitos derivados del manto. Los modelos de Wyllie (1980, 1989) y Wyllie et al. (1990) indican que la introducción de CO_2 y H_2O baja el sólido de la lherzolita y produciría la génesis conjunta de kimberlitas además de carbonatitas y nefelinitas, (Figs. 18-19 y 18-20). El ascenso de la pluma de astenosfera hidro-carbonatada intersecta a la geoterma continental y un fundido kimberlítico se produce en el “punto 2” (260 – 270 km). El diapiro con magmas potásicos continúa ascendiendo adiabáticamente y pueden detenerse por resistencia mecánica, en el límite astenosfera-litosfera (punto 1) o pueden continuar hasta encontrar un nivel (punto 4) donde comenzaría a cristalizar flogopita-dolomita desde la peridotita, desprendiendo vapor y produciendo fracturación y metasomatismo en las paredes de las

rocas de caja a 60 – 100 km. La litosfera deprimida de harzburgita en esta capa, reacciona con los fundidos hidro-carbonatados para producir flogopita, richterita-K y/o wehrlita y dunita, junto con carbonatos ricos en elementos incompatibles. Anderson (1979) propone que el vapor desprendido desde las plumas, ayuda a la propagación de las fracturas dentro de la litosfera, generando canales hasta la superficie, por las que el magma kimberlítico se separa y asciende. Wyllie (1980) propone que las fracturas que alcanzan la superficie son seguidas por la erupción explosiva y vesiculación del magma directamente desde la separación a aproximadamente 90 km. Esta idea es contraria a la formación de complejos de diques y filones capa, que estarían restringidos a niveles someros.

Los magmas que se separan a <90 km, no contendrán diamantes, ya que el ascenso comienza por encima de su campo de estabilidad (Fig. 18-19). Para contener diamantes Wyllie (1980) propuso que una vez que los conductos han sido establecidos, el escape de volátiles alcanza sucesivamente profundidades mayores, hasta lograr niveles correspondientes al rango de estabilidad del diamante. Asimismo, una vez que el ascenso de la pluma enriquecida en volátiles inicia la fusión de la astenosfera, los fluidos metasomatizan el manto sobreyacente, reduciendo el punto de fusión de la peridotita y extienden la fusión a niveles más altos. Así las kimberlitas del grupo 1, se generarían desde lherzolitas granatíferas enriquecidas en volátiles en porciones de astenosfera ascendida, que contienen magnesita-flogopita, además de Ti, K y Ba. Las fases en el manto profundo incluyen richterita-K-Ti, diópsido-K, granate, etc. Algunos ubican el origen de los fundidos de kimberlita, en el límite núcleo-manto, pero el sólido peridotítico aparece por debajo del “punto 2” (Fig. 18-19), por lo que su origen es a menos de 300 km.

Carbonatitas, melilitas y otros magmas alcalinos también pueden formarse en estas celdas ascendentes, dependiendo de la mineralogía inicial, composición, profundidad y grado de fusión parcial. Los magmas silicáticos alcalinos requieren fusión astenosférica y sólo pueden desarrollarse en áreas que experimenten adelgazamiento litosférico y rifting. La composición química de los magmas ultrapotásicos en las áreas orogénicas se atribuye a que participan componentes del manto astenosférico y del litosférico, en los cuales la fusión parcial es disparada por fluidos ricos en H₂O previamente introducidos por subducción.

Bailey (1980, 1982, 1985, 1987) propuso que las fracturas por las que ascienden los magmas, se desarrollan por procesos externos al cratón, que penetran la litosfera y proveen canales por los que escapan los volátiles desde la astenosfera. En las zonas adyacentes a estos canales, se produciría metasomatismo y fundidos, que se agregan al magma kimberlítico y la fusión de las rocas ultramáficas alcalinas, es condicionada por el contenido de volátiles, cuando el ambiente geotérmico intersecta al solidus en presencia de vapor; proceso similar al invocado para la generación de magmas basálticos en zonas de subducción.

Aunque las kimberlitas son ricas en CO₂ y las carbonatitas se formarían por fusión parcial de lherzolitas carbonatadas; los fundidos ricos en H₂O tales como las orangeitas y lamproitas serían de origen diferente. Las firmas isotópicas sugieren origen litosférico y los modelos de capas metasomatizadas proveen la fuente posible para estos fundidos enriquecidos. Mientras que los modelos para las orangeitas sugieren una fuente de harzburgita deprimida y la ausencia de xenocristales de ortopiroxeno indicaría, una dunita hibridizada, enriquecida en flogopita, richterita-K, apatito y carbonatos, como así también en Pb, Rb, Ba, tierras raras livianas, SiO₂ y H₂O. Estos pueden producir fundidos de orangeitas, con xenolitos e inclusiones de diamantes, que se habrían formado a 150 – 200 km de profundidad.

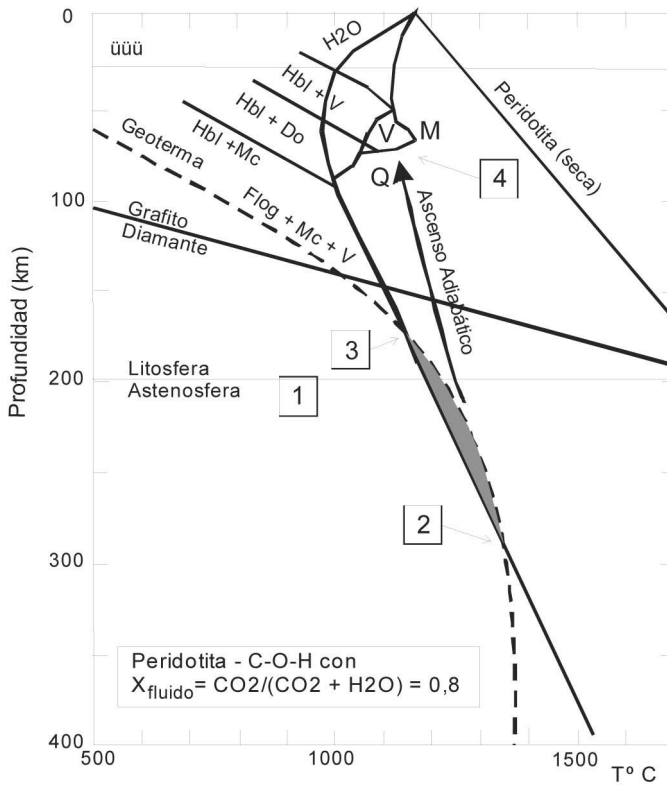


Fig. 18-19. Curva del solidus (línea gruesa continua) para lherzolita con relación $\text{CO}_2:\text{H}_2\text{O} = 0,8$. Líneas de puntos, peridotita sólida saturada en H_2O y libre de volátiles (Wyllie 1989).

Las lamproitas se podrían generar en condiciones similares, pero en una fuente enriquecida en richterita-K, diópsido, K, Ba y titanita, relacionadas a una zona de subducción previa, con la que se relacionaría el enriquecimiento.

La Fig. 18-20 es una sección esquemática de un cratón Arqueano, un cinturón móvil Proterozoico y un rift moderno. Debido al bajo gradiente geotérmico en las áreas cratónicas pobremente radiactivas, la transición grafito-diamante es elevada dentro del manto litosférico cratónico (Fig. 18-19). Los diamantes ocurren solo en las lherzolitas y dunitas-harzburgitas deprimidas en dichas raíces y solo los fundidos generados, en o debajo de estas raíces, pueden intruir o desagregar xenolitos conteniendo diamantes. Las kimberlitas pasan a través de los diferentes tipos de rocas, arrastrando xenolitos de harzburgitas, eclogitas y lherzolitas. Las orangeitas litosféricas pueden también atravesar niveles conteniendo niveles con diamantes. Las lamproitas ocurren más comúnmente en los viejos cinturones móviles, generados en lentos cratónicos conteniendo diamantes. Las inclusiones diamantíferas en las lamproitas son generalmente de eclogitas y la fuente puede ser una loza subductada de corteza oceánica remanente, convertida en eclogita.

La Fig. 18-20 sugiere que cualquier fundido, que atraviese horizontes con diamantes en las raíces corticales, puede incorporarlos. Mitchell (1995) menciona que algunos raros basaltos alcalinos y melilititas así lo hacen. Pero la mayoría de los fundidos asciende muy lentamente y la oxidación tiene tiempo para destruir a los diamantes. Las nefelinitas y la mayoría de los magmas alcalinos se generan por fusión parcial en niveles más someros, que

los de kimberlitas, orangeitas y lamproitas.

Mitchell (1995) observa que hay diferencias distintivas entre los magmas potásicos en cada cratón. Las orangeitas ocurren sólo en el cratón de Kaapvaal en Sud Africa (donde las lamproitas están ausentes). En el cratón Wyoming (EEUU), las lamproitas son comunes dando lugar a la suite de las shonkinitas. En el cratón Aldan de Rusia, las lamproitas ocurren como huéspedes de rocas extremadamente subsaturadas en sílice, de la suite kalsilita-leucita-biotita-ortosa.

Los lamprófiro constituyen un complejo grupo poligenético de intrusiones hipabisales menores, que característicamente tienen fenocristales de anfíbol y /o flogopita. Las características texturales, peculiaridades mineralógicas, similitud en la composición con los basaltos alcalinos y/o toleíticos, sugieren modificaciones de tales magmas en profundidad por influencia posiblemente hidrotermal, de álcalis y volátiles, o por haber asimilado rocas graníticas, esquistos micáceos o cuarzo feldespáticos, desde un magma madre, que puede ser ultrabásico. Los lamprófiro ocurren en diferentes ambientes tectónicos como, zonas de rift continental, islas oceánicas, arcos de islas, márgenes continentales activos y zonas de colisión continental.

Los lamprófiro calco-alcalinos serían los equivalentes hipabisales potásicos relacionados a la subducción (son los únicos potásicos); mientras que los lamprófiro alcalinos pueden ser los equivalentes de los basaltos alcalinos, basanitas y nefelinitas. Para los lamprófiro ultrabásicos no se reconocen equivalentes volcánicos excepto algunas rocas muy bajas en SiO_2 (<15%) que gradan a carbonatitas (Tabla 18-7).

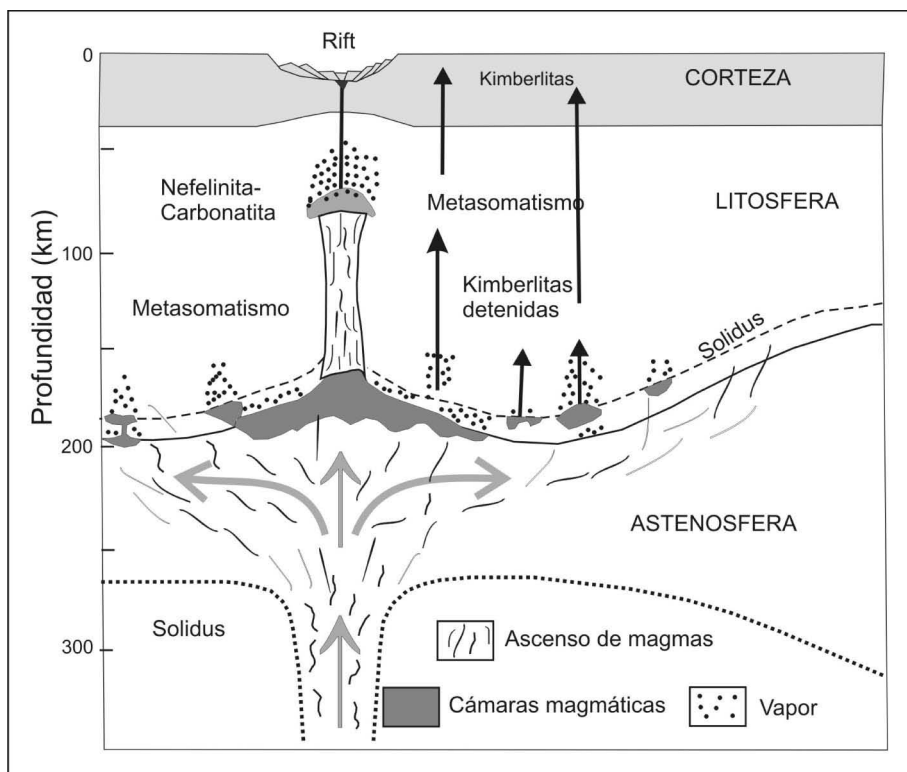


Fig. 18-20. Corte esquemático de una pluma de manto astenosférico, debajo de un rift continental y la génesis de nefelinitas-carbonatíticas y kimberlitas-carbonatíticas.

Las minettes ricas en mica y algunas clases de lamprófiro tienen afinidades de arco y son relativamente deprimidos en los contenidos de Nb y Ta, alta relación Ba/Ti y la composición química es semejante a la serie absarokita-shoshonita-banakita de las zonas de subducción. Las rocas shoshoníticas compuestas predominantemente por olivino, piroxenas y plagioclasa, formadas con baja fugacidad de agua, pueden ser consideradas heteromorfas de las minettes, que se forman en condiciones de alta fugacidad de agua, desestabilizando a las plagioclasas y a los mafitos anhidros. Las altas concentraciones de elementos compatibles e incompatibles de los lamprófiro primitivos, junto con las relaciones isotópicas de Sr y Nd, sugieren derivación de fundidos formados por bajo grado de fusión parcial de manto metasomatizado.

Rock (1987) considera que las kimberlitas y lamproitas deberían ser consideradas subgrupos del clan de los lamprófiro, ya que se caracterizan por la presencia de biotita. La superposición parcial de los campos de las lamproitas y lamprófiro no sorprende, ya que ambos grupos se generan en áreas que han experimentado un evento previo de subducción relacionado con el magmatismo. El diferenciado magmático es enriquecido en CO₂ y H₂O, retardando la cristalización de los silicatos de Mg y Fe, lo que puede concentrar a los ferromagnesianos con los álcalis en los fluidos lamprofíricos postumos. De los datos químicos surge la importancia que tienen el H₂O y el CO₂ en las kimberlitas, rocas ultrapotásicas y lamprófiro.

Origen de los magmas y relación con los diamantes

Las kimberlitas de importancia económica se encuentran en regiones de corteza continental antigua con edades mayores a 2,4 Ga, mientras que las que se originan en cinturones móviles más jóvenes, tienden a ser estériles. Las edades Sm-Nd y Rb-Sr de las inclusiones singenéticas de granate y piroxeno, los diamantes dan entre 900 y 3300 Ma. La mayoría de los diamantes son más viejos que las rocas que los contienen (de 1600 a 90 Ma en África del sur). Los caracteres químicos de las inclusiones indican que los diamantes cristalizaron y fueron preservados en las raíces de un cratón estable a profundidades entre 120-200 km a temperaturas <1200° - 1500° C, que implica gradientes geotérmicos muy bajos (8-10° C/km). Después de largos períodos con baja actividad convectiva en el manto, los diamantes fueron englobados y arrastrados por magmas más jóvenes y genéticamente no relacionados. Eclogitas y peridotitas que contuvieron a los diamantes, son ahora xenolitos con diamantes, englobados en magmas de lamproitas, orangeitas y kimberlitas, durante el Arqueano tardío y las inclusiones de diamantes contenidos en las eclogitas son de edad arqueana.

Lecturas Seleccionadas

- Anderson, O.L. 1979. The role of feature dynamics in Kimberlite pipe formation. In: Boyd, F.R., y Meyer, O.A. (eds.). Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology and Geochemistry. AGV. Washington D.C.: 344-353.
- 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. 1985. Fluids, melts, flowage and styles of eruption in alkaline ultramáfica 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.
- Basaltic Volcanism Study Project. 1981. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. New Cork. Pergamon Press, 108-131.
- Canil, D., y Scarfe, C.M. 1990. Phase relations in peridotite + CO₂ systems to 12 GPa: Implications for the origin of kimberlite and carbonatite stability in the Earth's upper mantle. *J. Geophys. Res.* 95: 15805-15816.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. 450 pp. London. George Allen & Unwin.
- Dawson, J.B. 1987. The kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites and inferences for upper-mantle metasomatism. In: Alkaline igneous rocks. Fitton, F.J., y Upton, B.G.J. (eds.), 95-101. Geol. Soc. Sp. Publ. 30.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., y Toscani, L. 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.* 24: 811-134.
- 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.
- Mitchell, R.H. 1986. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology*. New York: Plenum Press, 442 pp.
- Mitchell, R.H. 1995. *Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks*. Plenum. New York.
- Mitchell, R.H., y Bergman, S.C. 1991. *Petrology of lamproites*. Plenum, New York.
- Peccerillo, A., y Manetti, P. 1985. The potassium alkaline volcanism of central-southern Italy: a review of the data relevant to petrogenesis and geodynamic significance. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 88: 379-394.
- Rock, N.M.S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Alkaline igneous rocks. Fitton, F.J., y Upton, B.G.J. (eds.), 191-226. Geol. Soc. Sp. Publ. 30.
- Smith, C.B., Gurney, J.J., Skinner, E.M.W., Clement, C.R., y Ebrahim, N. 1985. Geochemical character of southern Africa kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 88: 267-280.
- 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.
- Wendlandt, M.E., y Eggler, D.H. 1980 a. The origins of potassic magmas. 1. Melting relations in the system KAlSiO₄-MgO-SiO₂ and KAlSiO₄-SiO₂-CO₂ to 30 kilobars. *Amer. J. Sci.* 280: 385-420.
- Wendlandt, M.E., y Eggler, D.H. 1980 b. The origins of potassic magmas. 2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system KAlSiO₄-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ at high pressures and high temperatures. *Amer. J. Sci.* 280: 421-458.
- Wyllie, P.J. 1980. The origin of kimberlite. *J. Geophys. Res.* 85: 6902-6910.
- 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.

