

Capítulo 14

Flujos basálticos continentales

Introducción

Grandes sectores de los continentes han sido cubiertos por potentes flujos de lava basáltica durante el pasado geológico, lo que habría tenido lugar desde fisuras, más que de centros volcánicos individuales. Estos se denominan: flujos basálticos continentales (CFBs), o provincias basálticas, o plateau basálticos, como pueden verse en la figura 14-1 y en la tabla 14-1. Dominantemente son erupciones de basaltos toleíticos en términos de mineralogía y química de los elementos mayores y son similares a los MORB, con patrones de elementos trazas que los hacen afines con los MORB-E y con las toleitas de islas oceánicas, todos ellos generados en ambientes tectónicos extensionales.

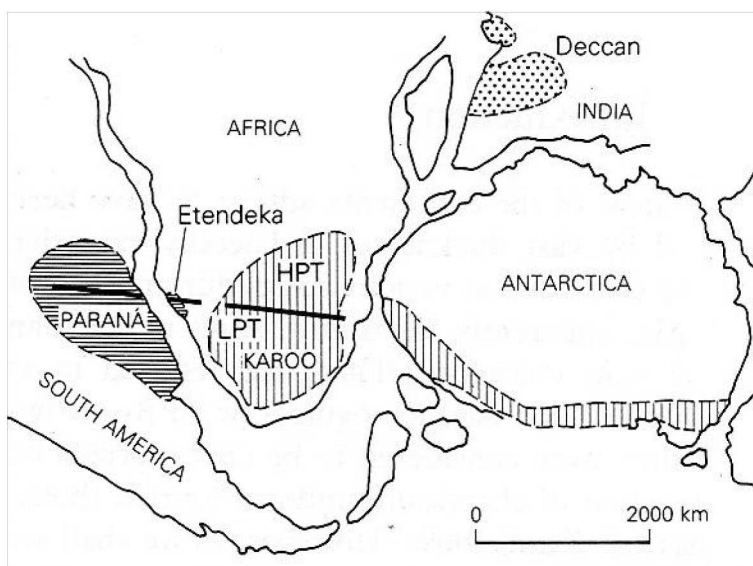


Fig. 14-1. Plateau basálticos continentales Mesozoicos y su relación con el fracturamiento de Gondwana.

Petrografía de las rocas volcánicas

La mayoría de los flujos basálticos son generalmente porfiríticos, con contenidos de hasta un 25% de fenocristales, aunque en algunas provincias como la de Paraná, predominan los afíricos. Los fenocristales de plagioclasa son dominantes y están acompañados en poca cantidad por olivino, augita, pigeonita y magnetita titanífera. Esta asociación sugiere que han evolucionado por procesos de cristalización fraccionada a baja presión que reflejan una serie compleja de eventos polibáricos entre 0 y 15 kbar.

Los flujos basálticos de Paraná tienen composiciones de: basaltos, andesitas basálticas, dacitas, riolodacitas y riolitas (Fig. 14-2). Los basaltos y andesitas basálticas tienen fenocristales y pasta de plagioclasa, augita y pigeonita, acompañados de escasa magnetita-titanífera, ilmenita y olivino. Las andesitas basálticas tienen contenidos altos de P_2O_5 y TiO_2 y no tienen pigeonita como fenocristales. En las riolodacitas y riolitas los fenocristales de plagioclasa,

piroxeno y opacos son típicos, con fenocristales aislados de feldespato alcalino, que también se desarrolla en la pasta junto con cuarzo y clinopiroxeno rico en Ca, pigeonita, magnetita-titanífera e ilmenita. La presencia de xenocristales resorbidos de labradorita, apoya un modelo de fusión parcial de gabros o granulitas de la corteza inferior.

PROVINCIA	EDAD (Ma)	ESPESOR MAXIMO (m)	AREA ACTUAL (Km ²)
Keweenawan (lago Superior)	Precámbrico sup. 1100-200	12.000	>1.000.000
Plataforma Siberiana	Permo-Trias 248-216	3.500	>1.500.000
Karro (S. Africa)	Jurásico 206-166	9.000	140.000
Basaltos Kirkpatrick, doleritas			
Ferrar (Antartica)	Jurásico 179±7	900	7.800
Paraná – Etendeka (Sud América-Africa)	Jurásico sup-Cretácico inf. 140-110	1.800	1.200.000
Provincia ignea nord-Atlántica	Cretácico sup - Eoceno 65-50	2.000	1.000.000
Deccan (India)	Cretácico-límite Terciario	>2.000	> 500.000
Río Columbia (USA)	Mioceno 17 – 6	>1.500	200.000

Tabla 14-1. Edades y dimensiones de las mayores flujos basálticos continentales.

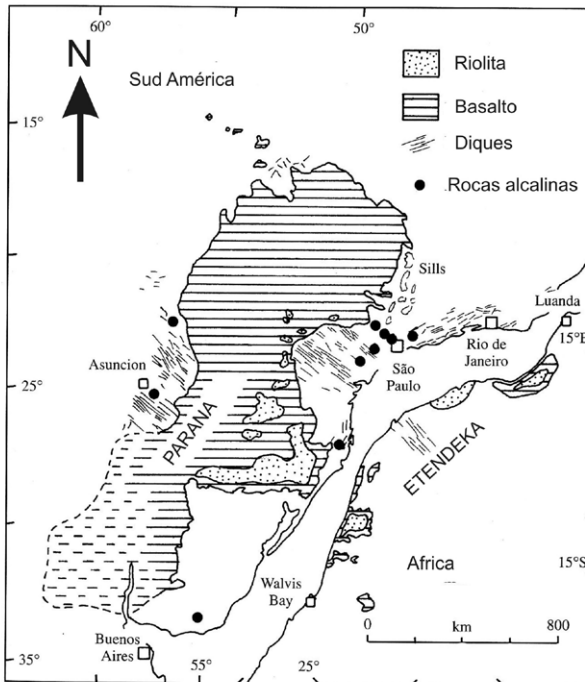


Fig. 14-2. Esquema geológico de la provincia de basalto-riolita de Paraná y Etendeka, a ~138 Ma. (modificado de Peate 1997).

Cuando se comparan los fenocristales de los típicos CFBs, con los MORB-N, encontramos que en ambos dominan las plagioclasas; pero en los MORB, olivino y espinela de Mg-Cr son accesorios comunes; mientras que en los CFBs, las plagioclasas están acompañadas, por augita ± pigeonita y el olivino es muy raro. En muchos CFBs el piroxeno pobre en Ca, cristaliza antes que el piroxeno rico en Ca, lo que sería a consecuencia de asimilación de corteza continental antes de alcanzar a las cámaras magmáticas de niveles altos. La presencia de piroxeno pobre en Ca (pigeonita) evidencia contaminación de corteza continental en el camino hacia la superficie.

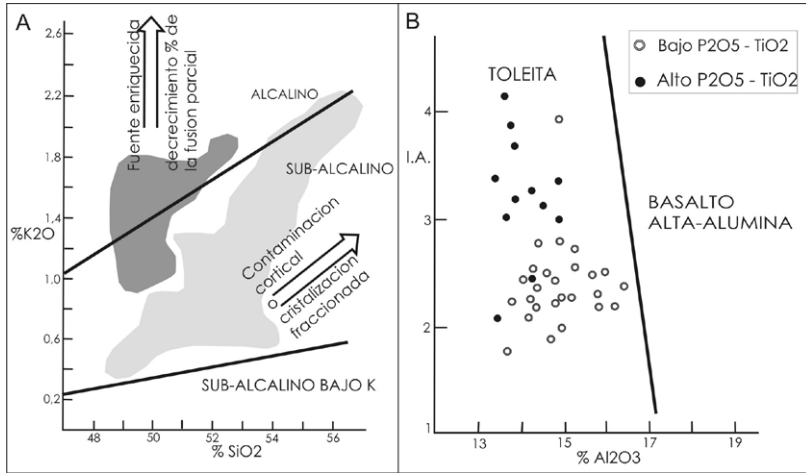


Fig. 14-3. A) Diagrama K_2O vs. SiO_2 para los basaltos de Paraná, que separa el campo de los Basaltos de alto $P_2O_5 - TiO_2$ (gris oscuro) del campo de bajo $P_2O_5 - TiO_2$ (gris claro), mostrando los procesos dominantes que han actuado. B) Diagrama Índice alcalinidad (I.A.) vs. Al_2O_3 , que proyecta los basaltos en el campo toleítico, con alto y bajos contenidos en fósforo y potasio.

%	Deccan	Paraná	Toleita islas oceánicas	MORB normal	MORB Enriquecido
SiO_2	50,56	50,75	50,36	50,40	51,18
TiO_2	2,57	3,95	3,62	1,36	1,69
Al_2O_3	13,83	13,51	13,41	15,19	16,01
Fe_2O_3	13,79	14,24	13,63	10,01	9,40
MnO	0,17	0,19	0,18	0,18	0,16
MgO	5,12	4,21	5,52	8,96	6,90
CaO	9,62	8,45	9,60	11,43	11,49
Na_2O	2,65	2,80	2,80	2,3	2,74
K_2O	0,93	1,58	0,77	0,09	0,43
P_2O_5	0,22	0,66	0,42	0,14	0,15
Ppm					
Ba	239	653	191	<20	86
Be	0,7	1,6	1,1	--	--
Cr	44	20	81	346	225
Cu	202	74	98	--	--
Ga	24	25	22	--	--
Hf	4,49	7,22	5,95	--	--
Nb	15,9	37	21,5	2,1	8,6
Ni	44	43	78	177	132
Pb	--	6	2	--	--
Rb	15	44	15,4	2,3	10,3
Sr	219	732	396	98	155
Ta	1,39	1,88	1,5	--	--
Th	2,12	5,33	1,64	--	--
Y	50	42	42	37	39
Zn	149	127	119	--	--
Zr	203	398	227	97	121
La	19,3	46	24	2,95	6,92
Ce	43	100	53	12	17,8
Pr	5,2	11	6	--	--
Nd	27,6	51	35,1	9,9	13,6
Sm	7,6	10,9	8,9	3,91	4,64
Eu	2,47	3,5	2,98	1,41	1,55
Gd	8,4	9,9	9,1	6,4	6
Dy	8,18	7,61	7,58	5,6	--
Ho	1,55	1,42	1,41	--	--
Er	4,2	3,79	3,64	--	--
Yb	3,63	3,07	3,04	3,61	3,46
Lu	0,53	0,45	0,42	0,5	0,46

Tabla 14-3. Elementos mayores y trazas de flujos continentales, toleitas de islas oceánicas y MORB normales y enriquecidos.

Composición química

Elementos mayores: En general los basaltos toleíticos son pobres en Mg. En términos de K_2O versus SiO_2 (Fig. 14-3A) los CFBs varían desde toleíticos bajos en K, comparables a los MORB, algunos son basaltos medianamente alcalinos, aunque la mayoría son toleíticos subalcalinos, con contenidos de K_2O mayores a los MORB.

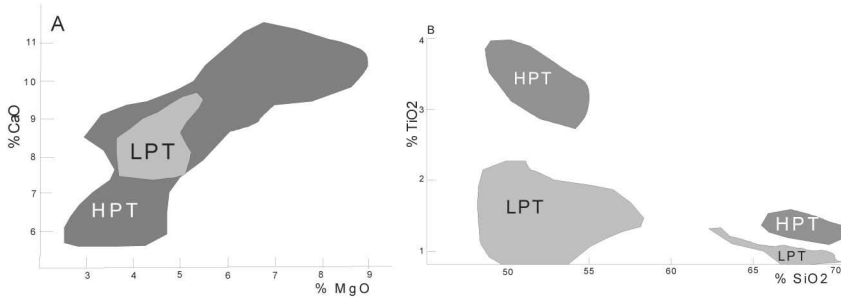


Fig. 14-4. A. Relación CaO vs. MgO, mostrando los campos de los basaltos de Paraná. HPT (gris oscuro) y LPT (gris claro). B: Diagrama TiO₂ vs. SiO₂, mostrando la relación para HPT y LPT.

La proyección del índice álcalis (IA) versus Al_2O_3 (Fig. 14-3B) claramente establece las características toleíticas. La marcada dispersión que se observa en los diagramas de variación, tales como K_2O-SiO_2 , es una consecuencia natural del fraccionamiento cristalino polibárico, combinado con heterogeneidad de la fuente, el grado variable de fusión parcial y la contaminación cortical. Como el rango de variación de SiO_2 es restringido, se usa el MgO como índice de diferenciación (Fig. 14-4A). Aunque la SiO_2 resulta adecuada para comparar con el TiO_2 . Algunos flujos basálticos son bajos en Mg' ($[Mg/(Mg+Fet)] < 0,7$) por lo que se los considera primarios y habrían sido generados desde un manto más rico en Fe, que el manto normal de los MORB-OIB. Asimismo, ellos son bajos en Ni, que junto con las correlaciones de CaO – MgO, son argumentos a favor de la cristalización fraccionada a baja presión, dominada por plagioclasa y clinopiroxeno.

Los estudios geoquímicos de los flujos basálticos de Paraná (Bellieni et al. 1984, 1986; Mantovani et al. 1985; Fodor 1987; Petrini et al. 1987), han revelado dos tipos: los LPT (bajos en $P_2O_5 - TiO_2$) que dominan en el área sur de la provincia volcánica y los tipo HPT (altos en $P_2O_5 - TiO_2$) que dominan en el norte. Ambos tipos basálticos serían resultantes de cristalización fraccionada a baja presión, combinada con contaminación cortical, que produjeron magmas más ricos en SiO_2 .

Elementos trazas

Los estudios sobre estos elementos se han focalizado especialmente en los incompatibles, los cuales son fuertemente particionados en la fase líquida durante la fusión parcial de lherzolita, o durante la cristalización fraccionada del magma basáltico. En general están caracterizados por baja concentración de elementos compatibles como Ni, que apoyan la hipótesis que no son magmas primarios, pero que han sufrido fraccionamiento de olivino, en su camino hacia la superficie, lo que incrementa el contenido de elementos incompatibles, con relación a los magmas primarios más ricos en MgO. Los basaltos toleíticos de Paraná

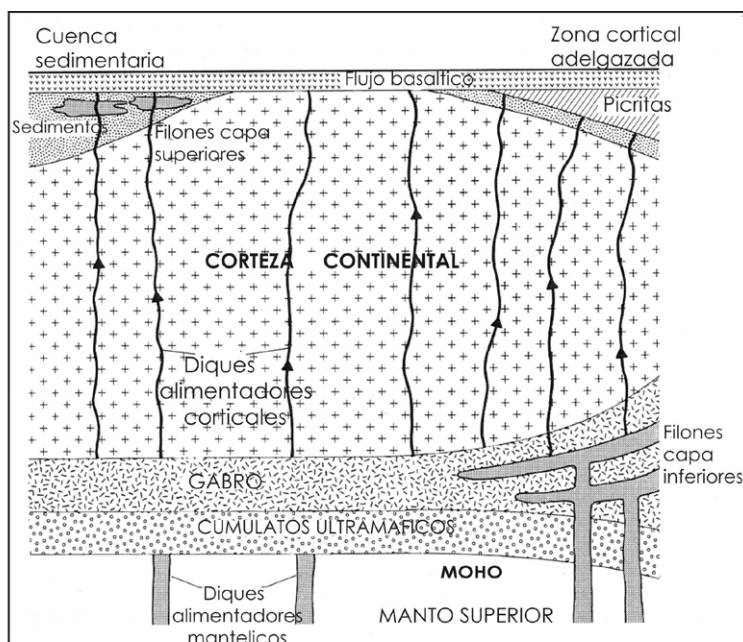


Fig. 14-5. Esquema de formación de los basaltos toleíticos continentales.

están enriquecidos en elementos incompatibles en relación a los MORB-N y muestran gran similitud a los MORB-E y a las toleitas de las islas oceánicas. Asumiendo que tanto los basaltos toleíticos continentales como los oceánicos, se han generado por volúmenes similares de fusión parcial, los CFBs no pueden ser derivados de un MORB-N, pero muestran un patrón muy similar a las toleitas de las islas oceánicas y a los basaltos alcalinos, con variable contaminación de corteza continental. Las rocas corticales fusibles son más ricas que las OIB, en Ba, Rb, Th, K y tierras raras livianas; pero tienen contenidos similares de Nb, Ta, P, Zr, Hf, Y y tierras raras medianas.

Las toleitas continentales tienen contenidos similares de HFS (Zr, Hf, P, Ti) a los MORB y a las toleitas de islas oceánicas. Las diferencias más evidentes entre los CFBs y los basaltos oceánicos (MORB + OIB) se da en los elementos incompatibles móviles (K, Rb, Sr, Ba, Th), que junto al fuerte enriquecimiento en tierras raras livianas, serían consecuencia de la contaminación cortical, o a su derivación desde una fuente de manto subcontinental enriquecido. Los basaltos de islas oceánicas, los basaltos alcalinos continentales y las kimberlitas, tienen relaciones $La/Nb < 1$; mientras que los CFBs = $0,7 - 7$, según el grado de contaminación.

Isótopos radiogénicos

Las variaciones isotópicas de los datos Nd y Sr en los basaltos oceánicos (MORB y OIB) indican claramente que el manto superior es isotópicamente heterogéneo. Tales variaciones reflejan la evolución y reciclado de materiales corticales en las zonas de subducción, enriquecimiento por circulación de fluidos y fusiones parciales acontecidas a lo largo de la historia de la Tierra.

Modelos petrogenéticos

Los flujos basálticos continentales constituyen regiones complejas, al igual que los modelos para explicar su petrogénesis. Los problemas fundamentales se refieren: a la naturaleza y fuentes de los magmas primarios, así como a si la contaminación tiene lugar en cámaras magmáticas corticales, o en los diques que alimentan a dichas cámaras, o en los diques que salen desde las cámaras hacia la superficie (Fig. 14-5).

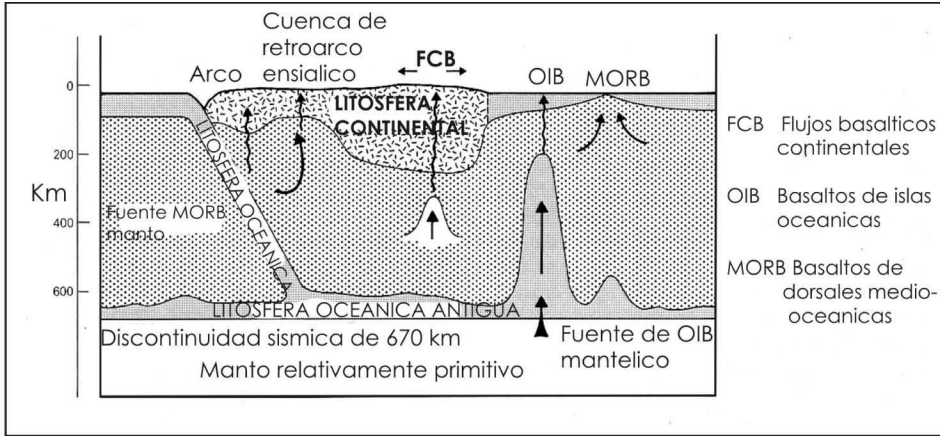


Fig. 14-6. Distribución de las fuentes mantélicas en relación con el volcanismo continental y oceánico.

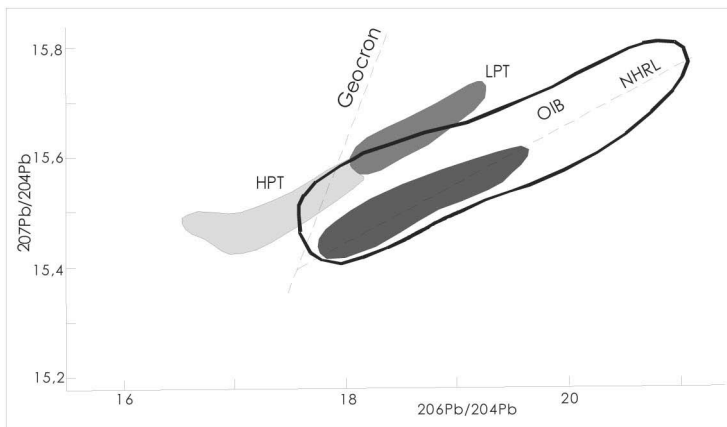


Fig. 14-7. Variación de los isótopos de Pb de los flujos toleíticos de Paraná (HTP y LTP), en comparación con los MORB (negro) e islas oceánicas (OIB).

Los CFBs son bajos en Mg, lo que significa que no pueden haberse equilibrado con la mineralogía del manto normal de lherzolita, bajo condiciones saturación en H₂O. Interpretaciones posibles serían: que el magma primario sean picritas altas en Mg, las cuales sufrieron fraccionamiento a baja-P, para producir erupciones de composiciones poco usuales; o bien que un magma primario de composición poco usual, derivara por fusión parcial de una fuente más rica en Fe que la lherzolita, o hubo fusión parcial de manto normal saturado en H₂O.

Cox (1980) considera que los fenocristales de “plg +/- ol +/- clpx” de la mayoría de

los CFBs sugieren fraccionamiento cristalino en equilibrio a baja presión, desde magmas primarios ricos en MgO (Fig. 14-5), o sea que magmas picríticos constituirían complejos profundos en la base de la corteza (25 a 40 km).

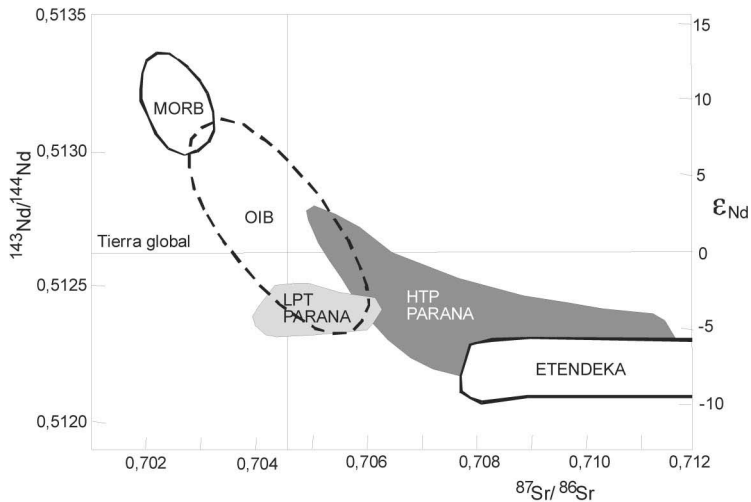


Fig. 14-8. Isótopos de Nd vs. Sr mostrando los rangos de variación de los basaltos de la cuenca de Paraná y Ethendeka.

Las diferencias químicas e isotópicas entre los magmas basálticos toleíticos oceánicos y continentales, puede ser expresada según la abundancia y relaciones de los elementos incompatibles: K, Rb, Ba, Ti, P y tierras raras livianas; en forma conjunta con los isótopos de Rb-Sr, Sm-Nd y U-Th-Pb. Las variaciones en los isótopos de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para los flujos basálticos de Paraná en comparación con los MORB y los OIB, apoyan el modelo de derivación por fusión parcial de una litósfera subcontinental enriquecida y modificada por interacción con la corteza continental en su camino a la superficie.

En general los basaltos continentales tienen mayor diversidad isotópica, lo que ha sido atribuido a procesos que involucran:

- Contaminación cortical.
- Fusión de manto subcontinental enriquecido.
- Mezcla de fuentes de manto enriquecido y deprimido.
- Combinación, de fusión de manto enriquecido y contaminación cortical.

Los flujos basálticos con similares caracteres isotópicos serían derivados por fusión parcial de manto litosférico, sin necesidad de modelos de contaminación cortical.

Los xenolitos ultramáficos que llegan a la superficie, arrastrados por magmas kimberlíticos y alcalinos, son química e isotópicamente heterogéneos, registrando distintos estilos de enriquecimiento en tierras raras.

Los procesos de cristalización fraccionada, combinadas con asimilación de rocas corticales, serían responsables de la producción de magmas más silíceos en muchas provincias volcánicas continentales. Sin embargo, en estas provincias con magmas riolíticos se desarrollan con basaltos, constituyendo una asociación bimodal, sin composiciones intermedias, lo que ha llevado a proponer que los magmas ácidos, se generan por fusión parcial de rocas básicas en la base de la corteza continental.

Dos estilos de contaminación contrastados han sido reconocidos en la petrogénesis de los flujos basálticos. En el primer tipo, la asimilación de rocas corticales está acompañada por

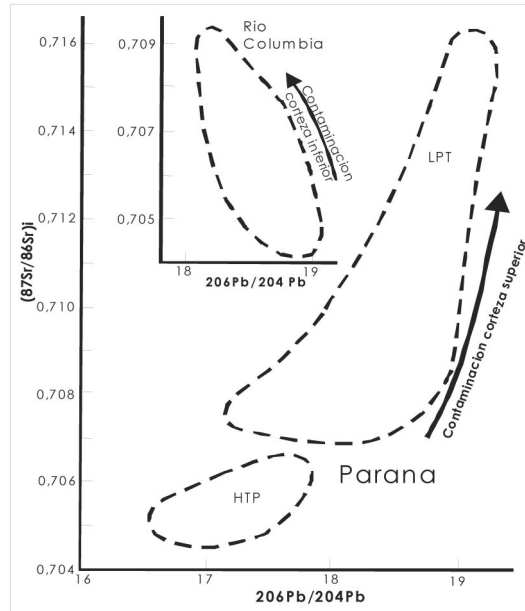


Fig. 14-9. Variación inicial de las relaciones de isótopos de Sr vs. los de Pb de los basaltos de Paraná (HTP y LTP) y de Río Columbia.

cristalización fraccionada y las lavas más evolucionadas, son también las más contaminadas. Este tipo está bien documentado en los basaltos de Paraná. En el segundo tipo de contaminación, los basaltos más primitivos están más contaminados, como en la provincia volcánica Terciaria de Britania. Para determinar los mecanismos de contaminación se necesita combinar el uso de isótopos y de elementos trazas.

La estrecha asociación entre provincias de basaltos toleíticos y la fragmentación continental, permiten considerar a este modelo petrogenético como precursor necesario de la generación de rifts activos de intraplaca y de la formación de nuevas cuencas oceánicas (Fig. 14-1).

Lecturas Seleccionadas

- Bellieni, G.P., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G., Piccirillo, M. 1984. Flood basalt to rhyolite suites in southern Parana Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.* 25: 579-618.
- Bellieni, G.P., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A., Stofa, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrological relationships. *J. Petrol.* 27: 915-944.
- Cox, K.G. 1980. A model for flood basalt volcanism. *J. Petrol.* 21: 629-650.
- Fodor, R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.* 84: 423-430.
- Mantovani, M.S.M., Marques, L.S., De Sousa, M.A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.* 26: 187-209.
- Petrini, R.L., Civetta, L., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of Low-Ti continental flood basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrol.* 28: 701-726.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 466 pp.