

**EL VOLCANISMO DE SERRA GERAL EN LA PROVINCIA DE MISIONES:  
ASPECTOS GEOQUÍMICOS E INTERPRETACIÓN DE SU GÉNESIS EN EL  
CONTEXTO DE LA GRAN PROVINCIA ÍGNEA PARANÁ-ETENDEKA-ANGOLA.  
SU RELACIÓN CON EL VOLCANISMO ALCALINO DE CÓRDOBA  
(ARGENTINA)**

*Silvia Leonor Lagorio<sup>1</sup> y Haroldo Vizán<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). J. Roca 651, piso 10 – Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: [slagor@minplan.gov.ar](mailto:slagor@minplan.gov.ar)

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas – Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA – CONICET). Ciudad Universitaria, Pab. II. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. E-mail: [haroldo@gl.fcen.uba.ar](mailto:haroldo@gl.fcen.uba.ar)

## RESUMEN

En la presente contribución se presentan nuevos datos geoquímicos de los basaltos de Serra Geral en la provincia de Misiones, que complementan los existentes para la Gran Provincia Ígnea (GPI) Paraná-Etendeka-Angola (PEA). Sus volcanitas son de naturaleza toleítica y presentan variedades de alto y bajo Ti; la coexistencia de ambos tipos en el muestreo de Misiones aquí presentado resulta consistente con su pertenencia a las regiones central y sur de la Provincia Magmática Paraná. Se reconocieron las variedades Paranapanema, Ribeira, Gramado, Pitanga, Urubici, siendo la primera la más abundante entre las rocas recolectadas. La muestra de Urubici reconocida, proveniente del área de San Ignacio, representa la expresión más occidental de este litotipo en la región. Los datos químicos señalan que los magmas de alto y bajo Ti se habrían generado esencialmente a partir de fuentes mantélicas diversas, evolucionando a través de cristalización fraccionada en condiciones de baja presión e involucrando contaminación cortical significativa sólo en la variedad Gramado. Las heterogeneidades observadas en la fuente, tanto a nivel local como regional, son congruentes con un manto subcontinental litosférico, sin registrarse aporte de elementos relacionados con la denominada pluma Tristán. Los datos químicos de las toleitas de Misiones y de la GPI en su conjunto señalan que la fuente de los magmas cretácicos habría estado condicionada por procesos de subducción previos (e.g. eventos precámbricos Transamazoniano, Grenvilliano y Brasiliano). El gran calor involucrado en la fusión del manto podría corresponder a la energía térmica atrapada por un antiguo supercontinente como Pangea. La localización de la principal zona de fusión habría estado condicionada por la acción del limbo ascendente y caliente de una posible convección de gran escala que habría afectado a zonas de fragilidad cortical (e.g. suturas de antiguos cratones). Por otro lado, el volcanismo de la sierra Chica de Córdoba (SCC), prácticamente contemporáneo con el de la GPI PEA, es alcalino de alto Ti y posee una ubicación periférica (64° O; 30°30' - 32°30' S) en relación con la gran energía calórica antes mencionada. Esto justifica los menores porcentajes de fusión registrados en el volcanismo de la SCC respecto a los de la GPI PEA. La fusión habría sido desencadenada por un proceso de menor escala, denominado convección conducida por borde, debido al contraste de espesores entre el Cratón del Río de la Plata y el terreno Pampia.

**Palabras clave:** Volcanismo – Cretácico – Misiones – Paraná – Córdoba

## ABSTRACT

In the present paper new geochemical data from Serra Geral basalts of Misiones province are shown. These data are complementary of those previously published for the Large Igneous Province (LIP) Paraná-Etendeka-Angola (PEA). The volcanic rocks from Misiones are tholeiitic of high- and low-Ti varieties; the coexistence of both types in the present sampling, agrees with the fact that this area

belongs to the central and southern regions of the Paraná Magmatic Province. Paranapanema, Ribeira, Gramado, Pitanga and Urubici varieties were recognized, being the former the most abundant in the collected rocks. Urubici type sample, from San Ignacio area, is the most occidental expression of this variety in the region. Chemical data point out that magmas of high- and low-Ti were originated from different sources, and evolved through fractional crystallization under low pressures conditions, involving significant crustal contamination only in Gramado magma type. Heterogeneity in the magma, on small and large scales, is in agreement with a subcontinental lithospheric mantle source, where no elements from the called plume Tristan had been recognized. Geochemical data of tholeiites from Misiones and from the whole PEA LIP point out that previous subduction processes (e.g. Transamazonian, Grenvillian and Brasileiro Precambrian Events) must have affected the mantle source of the Cretaceous magmas. The great hotness involved in mantle melting might correspond to a thermal blanketing caused by an ancient supercontinent as Pangea. The location of the main melting zone must have been determined by the effects of the hot uprising limb of a possible large scale convection that would have affected zones of cortical fragility (e.g. sutures between ancient cratons). On the other hand, volcanism of the sierra Chica de Córdoba (SCC), practically coeval with that of the PEA LIP, is alkaline of high-Ti and display a peripheral location (64° W; 30°30' - 32°30' S) in relation with the great caloric energy mentioned above. This is consistent with the involved lower melting degrees of the volcanism of SCC respect to those of PEA LIP. Melting could have been triggered by a small scale process called edge-driven convection because of the thickness contrast between Rio de la Plata Craton and Pampia terrane.

**Key words:** Volcanism – Cretaceous – Misiones – Paraná – Córdoba

## INTRODUCCIÓN

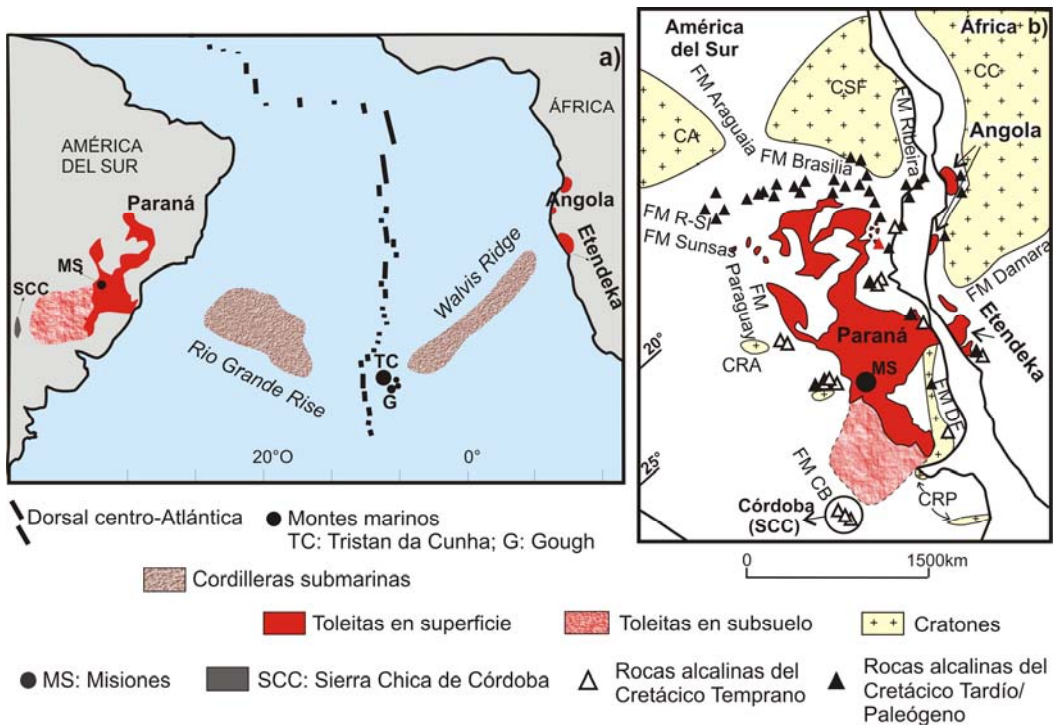
El período Cretácico fue un tiempo geológico de reorganización de placas, cambios orogénicos globales e intenso volcanismo. En ese contexto, en nuestro país se desarrollaron eventos magmáticos de los cuales en este trabajo se analizan dos con edades prácticamente equiparables: el volcanismo que se presenta en la provincia de Misiones (MS) y el de la sierra Chica de Córdoba (SCC), ilustrados en la Figura 1a. El primero, de naturaleza toleítica, forma parte de una gran provincia ígnea (GPI) que se extiende en el resto de la región mesopotámica argentina, gran parte de Brasil, Paraguay, Uruguay y en las localidades de Etendeka y Angola, que constituyen su contraparte africana (Figura 1a). Por ello ha sido denominada Provincia Magmática Paraná (e.g. Bellieni *et al.*, 1984a; PMP) y posteriormente Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola (e.g. Marzoli *et al.*, 1999; PEA). El de la sierra Chica de Córdoba, en cambio, es de carácter alcalino y presenta un quimismo distintivo respecto al de aquella.

Los derrames lávicos de la GPI de Paraná llegaron a cubrir el subsuelo de la cuenca chacoparanense argentina (al sudoeste de la cuenca de Paraná, Figura 1a). La sierra Chica de Córdoba se encuentra ubicada al oeste de dicha cuenca, por lo que constituye otra de las localidades alcalinas periféricas a la GPI PEA (Lagorio, 2008; Figura 1b).

Mientras que la mayor parte del volcanismo de la GPI PEA posee edades entre 133 y 130 Ma (e.g. Ernesto *et al.*, 1999), las dataciones más recientes efectuadas en los basaltos de la SCC indican una edad de aproximadamente 130 Ma (Cejudo Ruiz *et al.*, 2006). Es decir que ambos procesos eruptivos habrían ocurrido muy próximos en el tiempo, en un ambiente tectónico extensional congruente con la fragmentación del supercontinente Pangea.

La proximidad de Etendeka respecto a la cadena de montes marinos Walvis, en cuyo extremo occidental se encuentra el monte marino Tristán da Cunha (constituido por basaltos de islas oceánicas, *OIB*), así como la cercanía de Paraná a la cadena submarina Rio Grande (Figura 1a) llevó a concebir a las manifestaciones de Paraná-Etendeka como producto de la emergencia (*upwelling*) de la denominada pluma Tristan da Cunha (e.g. Fodor, 1987;

O'Connor y Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 2006). Otros autores, en cambio, explicaron este



**Figura 1:** a) Esquema de ubicación de los derrames lávicos de la GPI Paraná-Etendeka-Angola, la dorsal centro-oceánica y los montes marinos TC: Tristan da Cunha y G: Gough, simplificado de O'Connor y Duncan (1990). b) Esquema ilustrativo de la GPI Paraná-Etendeka-Angola incluyendo las localidades alcalinas periféricas, en el sector occidental de Gondwana, aproximadamente para los 125 Ma. Adaptado de Piccirillo y Melfi (1988), Gibson *et al.* (1996), Marzoli *et al.* (1999) y Lagorio (2008). CRP: Cratón del Río de la Plata, CSF: Cratón de San Francisco, CA: Cratón Amazonia, CC: Cratón Congo, CRA: Cratón Río Apa, FM CB: Faja Móvil Córdoba, FM DF: Faja Móvil Dom Feliciano, FM R-SI: Faja Móvil Rondonia – San Ignacio.

evento como producto de la fusión de manto subcontinental litosférico, atribuyéndole a la pluma Tristan sólo el aporte del calor (e.g. Piccirillo y Melfi, 1988; Peate, 1997). Más recientemente, Iacumin *et al.* (2003) consideraron a la fusión del manto litosférico como consecuencia de los procesos de convección conducida por borde (*edge-driven convection*, e.g. King y Anderson, 1998), generados en zonas de marcado cambio de espesor (e.g. entre cratones y fajas móviles), sin necesidad de invocar la presencia de una pluma. En el presente trabajo, y como se explica en detalle en Vizán y Lagorio (este volumen), se considera que la gran energía térmica atrapada por Pangea más la acción del limbo caliente ascendente de una posible convección lateral de gran escala inducida por subducción habrían sido los factores que desencadenaron la fusión del manto litosférico de GPI PEA, localizada en zonas de fragilidad cortical (antiguas suturas).

De modo semejante, la génesis del volcanismo alcalino de Córdoba ha sido atribuida a la presencia de una pluma (Kay y Ramos, 1996) o bien a fusión del manto subcontinental litosférico (Lucassen *et al.*, 2002; Lagorio, 2008). Como se explica en el trabajo de Vizán y

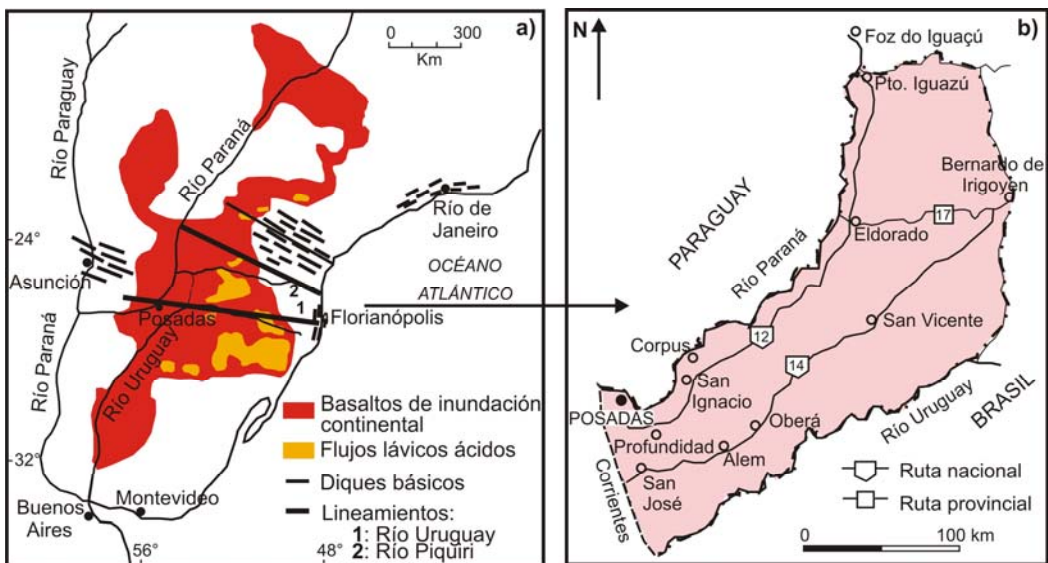
Lagorio (este volumen) se considera que el origen de los magmas de Córdoba, podría deberse al proceso de convección conducida por borde (*edge driven convection*), cuyos efectos son bien ostensibles en zonas en donde la energía calórica del manto litosférico no es demasiado elevada, acorde a lo que se registra en Córdoba.

En el presente trabajo se presentan nuevos datos geoquímicos de basaltos que afloran en la provincia de Misiones, los cuales se analizan y comparan con los de la GPI PEA obtenidos por otros autores. En Argentina los derrames de la GPI PEA afloran en la región mesopotámica (Figura 2a) y fueron asignados a la Formación Posadas, equivalente de la Formación Serra Geral en Brasil. En Misiones, Teruggi (1955) realizó una detallada caracterización petrográfica y mineralógica, existiendo numerosos estudios geoquímicos e isotópicos realizados por distintos autores en toda la GPI, mayormente en Brasil.

Los muestreos para este trabajo se efectuaron en el sur de la provincia de Misiones, en las proximidades de San Ignacio, Corpus y Posadas, así como en el sector norte de la misma, entre las localidades de Bernardo de Irigoyen y Eldorado (Figura 2b). En la porción sur, los datos complementan los presentados por Piccirillo y Melfi (1988) y la información brindada en Ardolino y Mendía (1989).

### MARCO GEOLÓGICO Y EDADES DEL VOLCANISMO DE LA GPI PEA

Las rocas volcánicas de esta gran provincia ígnea están mayormente ubicadas en el ámbito de la gran cuenca intracratónica eopaleozoica de Paraná. El volcanismo está representado por basaltos toleíticos y andesitas basálticas (90%), acompañado en forma subordinada por andesitas (7%) y riolacitas-riolitas (3%) de acuerdo a estudios regionales (e.g. Piccirillo y Melfi, 1988). Estos autores dividieron petrológicamente a la PMP en tres regiones (Figura 2a): 1) sección norte, ubicada al norte del río Piquiri, 2) sección central, entre dicho lineamiento y el del río Uruguay y 3) sección sur.



**Figura 2:** a) Mapa esquemático de los derrames de inundación continental de la Provincia Magmática Paraná, tomado de Piccirillo y Melfi (1988). b) Mapa de la provincia de Misiones.

Las rocas basálticas de la provincia de Misiones aquí analizadas corresponden mayormente a la sección central y en menor proporción a la sur (Figura 2a). Los niveles lávicos se depositaron sobre las areniscas eólicas de la Formación Solari, cuyo contacto sólo se observa en San Ignacio (e.g. Marengo *et al.*, 2005). De todos modos, intercalados en algunos niveles basálticos se presentan brechas peperíticas, que indican interacción entre lavas y sedimentos no consolidados húmedos (Lagorio y Leal, 2005).

Si bien dominan marcadamente las lavas, existen conjuntos de diques (alimentadores de aquellas) bien estudiados en Brasil y Paraguay (Figura 2a); particularmente en Misiones hay mención de diques en San Ignacio (Marengo y Palma, 2005). Numerosas mediciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  han sido realizadas en las volcanitas de la GPI Paraná-Etendeka-Angola. La mayor parte del volcanismo tuvo lugar entre 133 y 130 Ma (e.g. Renne *et al.*, 1996; Marzoli *et al.*, 1999; Ernesto *et al.*, 1999). De todos modos, edades más antiguas (138 Ma) provenientes de diques de Paraguay oriental y de lavas de la base de pozos de la región central de Brasil, así como edades más jóvenes obtenidas en Uruguay (127 Ma), llevaron a ampliar el intervalo del volcanismo (e.g. Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996; Turner *et al.*, 1999). Particularmente, muestras de la localidad Foz do Iguazu, próxima al límite con la provincia de Misiones, dieron una edad de  $133 \pm 1$  Ma (Renne en Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997). Es importante señalar que, de todas maneras, la actividad magmática principal se produjo previamente a la separación de América del Sur y África (e.g. Bellieni *et al.*, 1984a).

En los últimos años se han comenzado a obtener edades U-Pb; los circones provenientes de dacitas, ubicadas en niveles superiores de la secuencia basáltica en el este brasileño, arrojaron edades de 137 y 135 Ma, siendo en consecuencia un 2-5% más antiguas que las obtenidas por el método Ar-Ar (Wildner *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2008). Recientemente, Thiede y Vasconcelos (2010) sobre la base de nuevas edades Ar-Ar afirmaron que el volcanismo de Paraná habría comenzado a los 134,7 Ma y durado menos de dos millones de años. Respecto al magmatismo alcalino periférico a la GPI PEA, se registran tanto efusiones previas como contemporáneas y póstumas respecto al gran evento toleítico (Figura 1b), las cuales están ubicadas en Paraguay oriental, Brasil, Uruguay, Namibia, Angola (e.g. Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005; Gibson *et al.*, 2006) y centro de Argentina (SCC; Lagorio, 2008).

## CLASIFICACIÓN Y PETROGRAFÍA

Se realizaron treinta y nueve análisis químicos de elementos mayores y traza, los cuales fueron efectuados por fluorescencia de RX en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Trieste (Italia); ocho de ellos fueron complementados con mediciones de tierras raras, efectuadas por *ICP-MS* en el laboratorio Actlabs (Canadá). Si bien todos los análisis fueron empleados para los gráficos utilizados, se reportan treinta como representativos del conjunto en la Tabla 1.

Las rocas clasifican como andesitas basálticas (la mayor parte) y basaltos, de acuerdo al diagrama *TAS* (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 3), con presencia de hipersteno (0,78 – 28,81%) y cuarzo (0,13 – 8,36%) en la norma (Tabla 1), acorde a un quimismo subalcalino toleítico.

Las muestras presentan texturas que varían desde afírica a microporfírica y porfírica. En estas dos últimas generalmente la proporción de fenocristales y/o microfenocristales es baja (hasta 5-8%). Las variedades afíricas son intergranulares a intersertales, al igual que la pasta de rocas microporfíricas y porfíricas. Los fenocristales y/o microfenocristales son de plagioclasa labradorítica ( $\text{An}_{50-65}$ ), augita, minerales opacos (magnetita e ilmenita), pigeonita y olivina (muy frecuentemente alterada a iddingsita y/o bowlingita), siendo estas dos últimas



poco abundantes. Este tipo de rocas se caracteriza por presentar dos clinopiroxenos: augita y pigeonita (rico y pobre en calcio, respectivamente).

**Tabla 1:** Contenido de elementos mayores (% en peso) recalculados a 100% en base anhidra y traza (ppm).

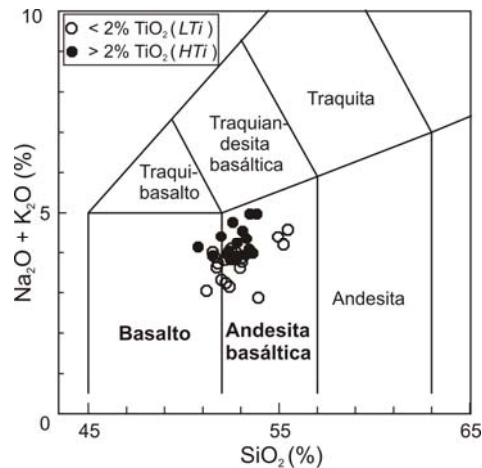
Muestra	M4	M6	M7	M8	M10	M14	M15	M16	M17	M18	M22	M31	M39	M42	M43
Local.	PDS	PDS	PDS	PF	PF	AG	CPS	SI	SI	SI	SI	SI	PDS	PDS	PDS
Roca	AB	AB	AB	AB	B	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB
Tipo	PMA	PMA	PMA	PMA	PMA	PMA	PT	GR	GR	GR	UR	GR	PMA	PMA	RB
SiO <sub>2</sub>	52,35	52,55	53,35	53,04	51,61	52,88	53,37	55,32	55,56	55,05	53,91	54,00	52,45	52,96	52,23
TiO <sub>2</sub>	2,42	2,13	2,23	1,96	2,06	2,00	2,84	1,88	1,65	1,94	3,70	1,02	1,97	1,90	1,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,09	13,96	14,10	11,73	13,42	15,04	14,15	13,37	13,70	12,53	13,34	13,05	14,64	14,59	14,85
FeOt	12,77	12,47	12,64	12,79	12,73	12,45	11,9	13,26	12,59	13,72	12,34	11,27	12,12	11,8	12,06
MnO	0,21	0,19	0,20	0,22	0,19	0,20	0,17	0,21	0,21	0,21	0,16	0,20	0,20	0,18	0,19
MgO	4,23	4,63	3,57	6,36	5,87	3,65	3,98	3,52	2,82	3,74	3,70	7,43	4,4	4,71	5,02
CaO	9,43	9,72	8,81	9,93	9,93	9,13	8,66	7,97	8,60	8,16	7,30	10,02	9,83	9,58	9,91
Na <sub>2</sub> O	2,64	2,53	2,84	1,81	2,40	2,97	2,83	2,65	2,96	2,76	3,01	1,86	2,83	2,68	2,69
K <sub>2</sub> O	1,32	1,29	1,54	1,81	1,52	1,28	1,53	1,55	1,63	1,64	1,97	1,02	1,19	1,23	1,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,53	0,71	0,35	0,26	0,39	0,56	0,26	0,28	0,25	0,55	0,13	0,36	0,37	0,31
suma	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00
mg#	0,37	0,40	0,33	0,47	0,45	0,34	0,37	0,32	0,29	0,33	0,35	0,54	0,39	0,42	0,43
L.O.I.	1,51	2,11	1,75	2,94	1,94	1,72	1,50	2,33	1,80	1,52	2,13	3,54	1,49	1,97	2,00
FeO	1,52	8,15	8,14	8,10	1,63	6,12	1,63	8,7	9,54	6,77	3,81	3,10	9,52	8,37	7,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,49	4,79	4,99	5,20	12,32	7,02	11,40	5,06	3,38	7,71	9,47	9,07	2,88	3,80	4,90
Q (nor.)	4,24	4,25	5,41	4,46	0,84	3,64	5,81	8,36	7,34	6,95	6,77	5,28	2,71	3,85	1,92
Hy (nor.)	17,47	18,00	16,99	20,55	19,89	16,89	15,95	18,37	14,29	17,78	15,46	24,18	16,81	17,96	19,19
Cr	96	98	67	126	125	74	52	34	36	33	31	93	102	102	126
Ni	55	58	39	59	73	47	40	27	24	32	44	43	55	50	56
Rb	29	28	36	56	33	28	28	47	62	68	51	33	26	24	24
Ba	408	383	472	314	313	461	457	368	362	363	613	219	357	371	334
Sr	462	462	445	387	402	399	552	205	205	203	532	247	404	398	414
Nb	20	20	24	16	18	15	24	13	13	15	34	9	15	17	13
Zr	203	187	243	178	172	187	261	248	245	246	340	131	170	182	150
Y	30	29	35	27	22	31	33	40	41	41	37	24	26	29	24
La	30	27	31,8	23	23	24	32	25	25	21	51,3	14,0	24	25	21
Ce	61	62	68,7	49	41	55	77	58	52	56	94,0	28,6	50	49	51
Pr			8,24								13,22	3,56			
Nd	35	31	37,2	26	25	28	39	32	32	28	58,5	16,0	24	30	24
Sm			8,63								12,6	3,89			
Eu			2,62								3,81	1,19			
Gd			8,07								10,8	4,04			
Tb			1,38								1,72	0,71			
Dy			7,58								8,94	4,19			
Ho			1,50								1,63	0,84			
Er			4,13								4,51	2,36			
Tm			0,59								0,58	0,34			
Yb			3,76								3,61	2,18			
Lu			0,54								0,50	0,33			
Hf			5,6								8,0	2,9			
Ta			1,32								1,90	0,45			
U			0,71								1,29	0,85			
Th			3,58								5,46	3,61			
Pb			6								49	8			
Cu			178								176	111			
Zn			116								146	66			
Co			37								40	44			
V			369								423	310			
(La/Nb)n	1,56	1,40	1,38	1,49	1,33	1,66	1,38	2,00	2,00	1,45	1,57	1,61	1,66	1,53	1,68
(La/Yb)n			5,70								9,58	4,33			
Ti/Y	484	441	382	436	562	387	516	282	241	284	600	255	455	393	400
Ti/Zr	72	68	55	66	72	64	65	45	40	47	65	47	70	63	64
Zr/Y	6,8	6,4	6,9	6,6	7,8	6,0	7,9	6,2	6,2	6,0	9,2	5,5	6,5	6,3	6,3

**Tabla 1 (continuación)**

Muestra	M44	M46	M62	M64	M67	M69	M71	M72	M76	M77	M80	M83	M84	M85	M87
Local.	PDS	PDS	TRANSECTA BERNARDO DE IRIGOYEN - ELDORADO												
Roca	AB	AB	AB	AB	AB	B	AB	AB	AB	B	B	AB	AB	AB	AB
Tipo	PMA	PMA	PMA	PMA	PMA	RB	PMA	PMA	PMA	RB	PMA	PMA	RB	PMA	RB
SiO <sub>2</sub>	52,82	52,58	53,72	53,53	52,29	51,27	53,57	53,18	52,76	51,80	51,60	52,28	52,48	52,07	51,68
TiO <sub>2</sub>	1,87	1,93	2,08	2,21	2,36	1,58	2,18	2,08	1,81	1,61	1,75	1,77	1,62	1,91	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	14,68	13,69	13,11	13,94	14,25	12,88	14,70	14,51	14,25	15,35	14,07	13,76	14,14	15,55
FeOt	11,87	12,36	13,41	14,06	13,36	11,95	14,23	12,69	12,29	11,78	11,85	12,27	12,54	12,95	11,52
MnO	0,19	0,19	0,21	0,21	0,20	0,17	0,18	0,19	0,21	0,20	0,17	0,20	0,18	0,20	0,18
MgO	4,30	4,22	3,65	35,6	4,38	6,31	3,29	3,51	4,23	5,91	4,80	5,76	5,77	4,89	5,13
CaO	9,71	9,67	8,88	8,89	9,11	11,15	8,34	8,72	10,05	10,56	10,18	10,10	10,19	10,23	10,11
Na <sub>2</sub> O	2,79	2,82	2,65	2,66	2,85	2,31	2,47	3,05	2,54	2,24	2,79	2,29	2,30	2,45	2,78
K <sub>2</sub> O	1,21	1,19	1,34	1,43	1,18	0,74	2,51	1,51	1,29	1,39	1,22	0,95	0,85	0,88	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,35	0,37	0,34	0,33	0,27	0,34	0,36	0,30	0,25	0,28	0,30	0,31	0,28	0,26
suma	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
mg#	0,39	0,38	0,33	0,31	0,37	0,48	0,29	0,33	0,38	0,47	0,42	0,46	0,45	0,40	0,44
L.O.I.	1,16	1,56	1,11	0,92	1,64	2,77	1,50	1,76	2,69	2,50	1,76	2,70	3,18	1,91	2,88
FeO	1,47	9,35	1,47	4,40	7,28	5,23	1,59	6,53	6,11	6,93	2,36	0,87	5,92	6,89	1,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,54	3,33	13,26	10,72	6,74	7,46	14,03	6,83	6,86	5,38	10,53	12,66	7,34	6,72	11,14
Q (nor.)	3,46	3,11	6,27	5,83	3,09	1,19	4,34	3,11	3,88	1,28	0,49	3,60	3,88	3,57	0,52
Hy (nor.)	16,89	17,10	17,62	17,19	18,52	20,23	16,63	16,47	16,53	19,46	17,67	20,84	21,05	18,87	18,67
Cr	96	105	61	74	83	177	79	64	111	178	115	145	147	170	135
Ni	50	51	34	38	45	75	39	38	54	76	68	70	68	72	75
Rb	27	27	31	37	18	17	106	33	20	31	26	18	11	18	18
Ba	354	348	340	318	345	252	337	366	310	269	327	296	293	279	290
Sr	397	401	251	251	292	354	280	297	354	332	401	330	347	327	355
Nb	14	15	17	19	17	15	17	19	13	13	16	13	12	13	14
Zr	176	166	242	239	208	143	204	213	159	142	157	153	145	153	137
Y	28	25	37	38	32	20	29	35	27	23	24	28	25	26	24
La	25	21,3	22	22,6	21	19	24	26	20	14,6	19	16,4	19	16,5	19
Ce	48	45,6	54	46,7	54	38	50	45	45	30,6	49	34,0	43	35,2	43
Pr		5,48		5,93						3,89		4,26		4,29	
Nd	30	25,0	26	27,4	25	22	28	27	25	17,6	25	20,1	21	20,1	20
Sm		5,78		6,51						4,18		4,78		4,81	
Eu		1,86		2,03						1,44		1,60		1,63	
Gd		5,75		6,90						4,21		4,95		5,04	
Tb		0,98		1,24						0,76		0,85		0,87	
Dy		5,46		7,48						4,35		5,14		5,14	
Ho		1,12		1,49						0,87		1,02		1,04	
Er		3,07		4,23						2,54		2,92		2,93	
Tm		0,42		0,61						0,34		0,43		0,42	
Yb		2,87		4,02						2,34		2,74		2,83	
Lu		0,41		0,59						0,34		0,41		0,41	
Hf		4,2		5,2						3,1		3,5		3,6	
Ta		0,88		0,96						0,62		0,66		0,64	
U		0,50		0,49						0,30		0,38		0,44	
Th		2,59		2,78						1,76		2,27		2,23	
Pb		5		17						-5		17		6	
Cu		258		257						192		115		227	
Zn		111		123						65		101		101	
Co		48		43						42		44		46	
V		465		429						368		384		404	
(La/Nb) <sub>n</sub>	1,85	1,47	1,34	1,23	1,28	1,31	1,47	1,42	1,60	1,17	1,23	1,31	1,64	1,32	1,41
(La/Yb) <sub>n</sub>		5,00		3,79						4,21		4,04		3,93	
Ti/Y	401	463	337	349	442	474	451	357	402	420	438	379	389	441	415
Ti/Zr	64	70	52	55	68	66	64	59	68	68	67	69	67	75	73
Zr/Y	6,3	6,6	6,5	6,5	6,5	7,2	7,0	6,1	5,9	6,2	6,5	5,5	5,8	5,9	5,7

mg# y normas para Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0,15. PDS = Posadas, PF = Profundidad, AG = Arroyo Guarupá, CPS = Corupus, SI = San Ignacio, AB = andesita basáltica, B = basalto, PMA = Paranapanema, PT = Pitanga, GR = Gramado, RB = Ribeira. Valores en *italica* señalan contenidos medidos por ICP-MS.

La mesostasis está conformada por los minerales arriba mencionados, a los que se suman eventualmente feldespato alcalino y cuarzo intersticiales, en ocasiones formando intercrecimientos micrográficos. La apatita es fase accesoria común. El vidrio aparece con frecuencia en proporciones variables, fresco o reemplazado por filosilicatos máficos del tipo esmectita-clorita y/o celadonita. Los clinopiroxenos, particularmente la pigeonita, pueden presentar un variable grado de uralitización, si bien es mayormente incipiente. La celadonita constituye asimismo frecuente integrante de amígdalas, junto a cuarzo, zeolitas ricas en sílice y carbonato.



**Figura 3:** Diagrama álcalis-sílice total (TAS; Le Bas *et al.*, 1986), con discriminación según el Ti.

### CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

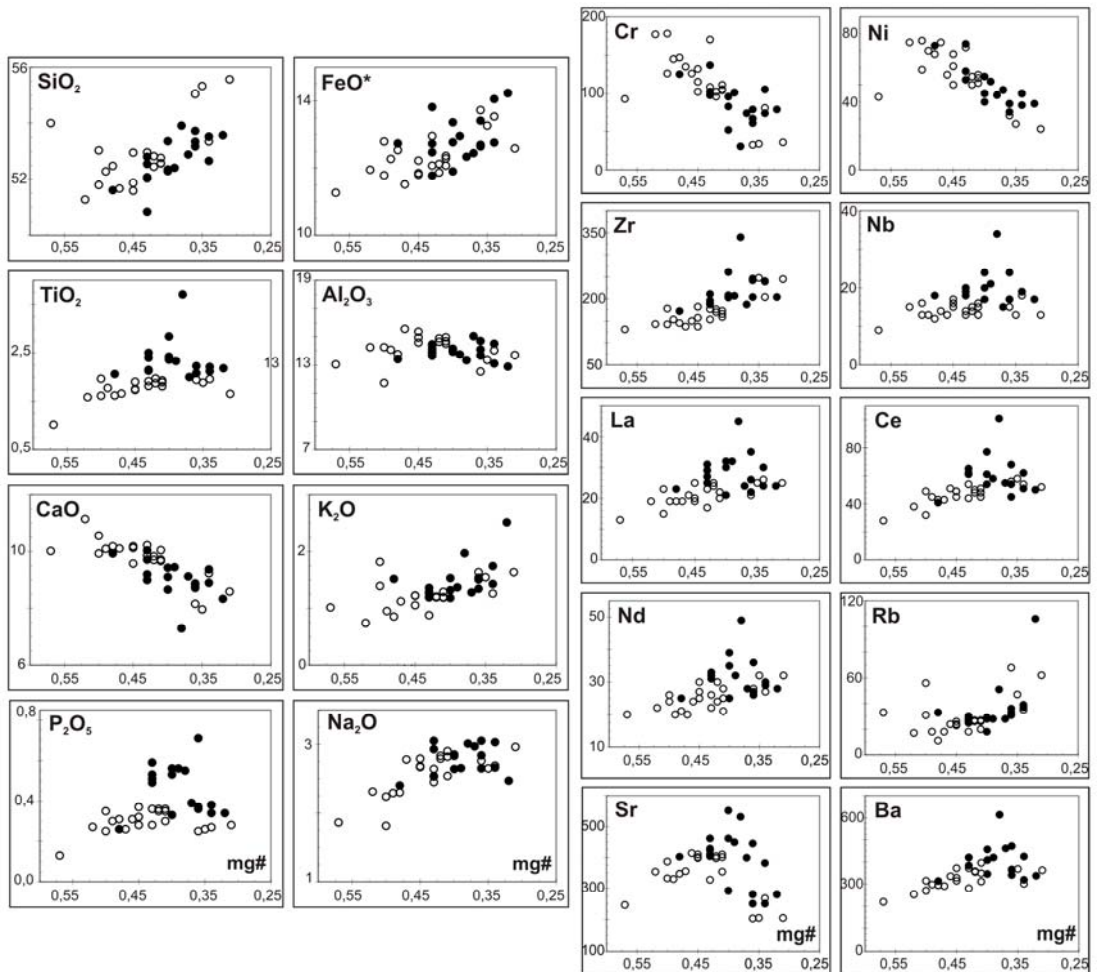
El contenido de  $\text{TiO}_2$  ha sido propuesto como un elemento discriminador de las rocas de Paraná (Bellieni *et al.*, 1984b), considerándose en función de su porcentaje basaltos de bajo (< 2%, *LTiB*) o alto titanio (> 2%, *HTiB*), luego generalizado para todas las grandes provincias de derrames basálticos continentales mesozoicos de Gondwana.

Las muestras de Misiones aquí analizadas comprenden variedades tanto de bajo como de alto titanio, lo que resulta consistente con la pertenencia a las secciones sur y centro de la PMP. Observaciones realizadas por otros autores en la PMP revelaron que en la zona sur predominan los basaltos de bajo titanio, en la central son frecuentes los litotipos intermedios (2-3%  $\text{TiO}_2$ ), coexistiendo los de bajo y alto titanio, mientras que estos últimos dominan en la región norte (e.g. Piccirillo y Melfi, 1988).

Los diagramas de variación respecto a la disminución del mg# para las muestras de Misiones aquí analizadas presentan una tendencia creciente para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Zr, Nb, La, Ce, Nd, Rb y Ba, así como decreciente para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, Cr, Ni y Sr (Figura 4). También surge en términos generales que las rocas de alto Ti poseen, a paridad de mg#, mayores contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Zr, Nb, La, Ce, Nd, Sr y Ba, así como menores tenores de Cr y Ni que las rocas de bajo Ti.

En cuanto a la tipificación geoquímica, otros autores asignaron gran importancia a la relación Ti/Y junto al porcentaje de  $\text{TiO}_2$ , como así también a los cocientes Ti/Zr, Zr/Y y al contenido de Sr. Esto permitió distinguir seis variedades: Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Esmeralda y Gramado (Peate *et al.*, 1992; Peate, 1997).



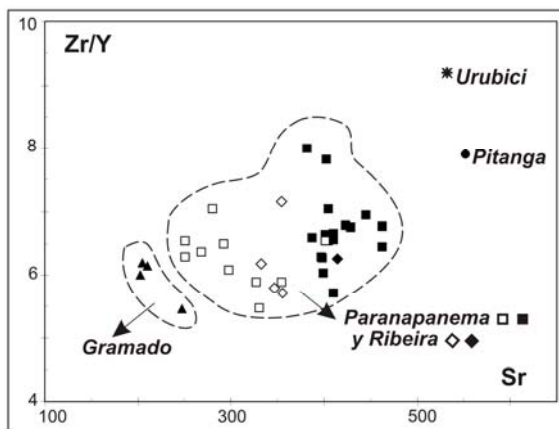


**Figura 4:** Diagramas de variación de elementos mayores y traza respecto al mg#. Círculos llenos: alto Ti, círculos vacíos: bajo Ti.

En este esquema los tres primeros litotipos son considerados de alto Ti y los otros de bajo Ti, pero es importante señalar que las variedades de bajo Ti pueden presentar hasta un 2,3% de  $TiO_2$  mientras que las de alto Ti pueden incluir rocas con valores desde 1,7%.

Las muestras de Misiones aquí estudiadas corresponden a las variedades Paranapanema (la mayor cantidad de muestras), Ribeira, Gramado, Pitanga y Urubici (estas dos últimas, muy escasas), como se observa en Tabla 1 y Figura 5. La muestra de Urubici constituye la expresión más occidental de esta variedad, ya que aflora sólo en el sector este de Brasil.

En la Figura 5 se discriminan las muestras del sector norte de Misiones (transecta Eldorado – Bernardo de Irigoyen) que tipifican como Paranapanema y Ribeira, así como las del sur, que caracterizan como Paranapanema, Gramado y Pitanga. Si bien en el presente muestreo no se han registrado rocas del litotipo Esmeralda, éstas han sido encontradas al sur de Posadas, en la Hoja Geológica Oberá (en preparación, Chavez, com. pers.).



**Figura 5:** Diagrama Sr vs. Zr/Y de discriminación de los distintos litotipos, de acuerdo a Peate *et al.* (1992). Símbolos llenos: rocas del sur de Misiones (Posadas, San Ignacio, Corpus), símbolos vacíos: sector norte (transecta Bernardo de Irigoyen – Eldorado).

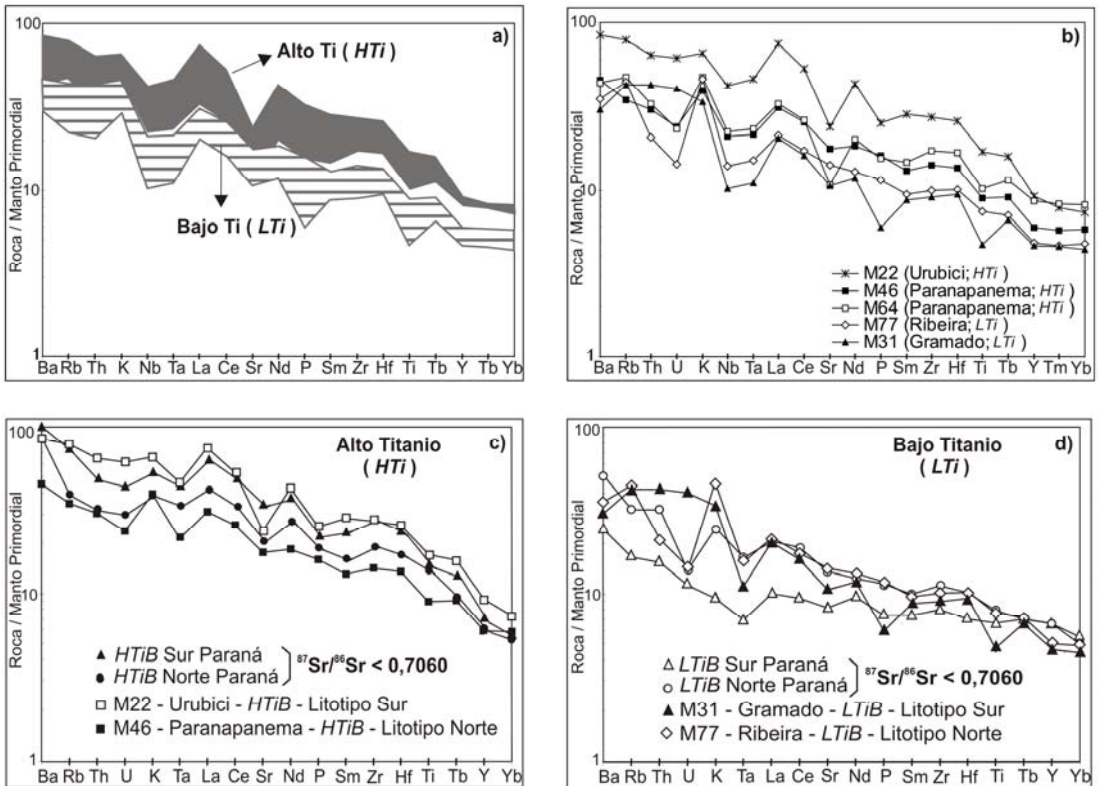
Las variedades reconocidas resultan consistentes con lo observado por otros autores a nivel regional, que indican que las de bajo Ti Gramado y Esmeralda, así como la de alto Ti Urubici son características de la región sur; en cambio, Pitanga, Paranapanema (alto Ti) y Ribeira (bajo Ti) son típicas de la zona norte, mientras que todas las variedades coexisten en la región central (e.g. Peate *et al.*, 1992).

Por otro lado, el reconocimiento de los distintos litotipos en el subsuelo de de la cuenca de Paraná permitió especular con una posible estratigrafía volcánica para toda la PMP (e.g. Peate *et al.*, 1992; Stewart *et al.*, 1996; Peate, 1997), pero los estudios realizados en distintas áreas llevaron a definir la naturaleza diacrónica del volcanismo de Paraná (e.g. Turner *et al.*, 1999), por lo que no es posible realizar correlaciones certeras a nivel regional a gran escala sobre la base de las variedades litogeoquímicas.

En diagramas multielementales normalizados se ponen de manifiesto las anomalías negativas en Nb-Ta, Sr, P y Ti (Figura 6). Las rocas de alto Ti presentan en términos generales mayores contenidos de elementos traza (Figura 6a), particularmente la variedad Urubici (Figuras 6b y 6c). La variedad Gramado presenta pronunciadas anomalías negativas para el Nb, Ta, Sr, P y Ti (Figuras 6b y 6d). Si bien este litotipo se caracteriza por registrar un marcado enriquecimiento en elementos de alto radio iónico (*LILE*) por sobre los de alta carga iónica (*HFSE*) y tierras raras livianas (*LREE*), la muestra aquí presentada posee tenores muy elevados de Rb, Th, U y K. Esto surge claramente al comparar con muestras de bajo Ti del sur de Paraná con valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7060$  (Figura 6d) presentados por Ernesto *et al.* (2002). Ello permite inferir para la muestra de Gramado aquí analizada una marcada participación de componentes corticales en su génesis, que caracteriza a este litotipo (valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,7064 y 0,7120, e.g. Piccirillo y Melfi, 1988; Peate y Hawkesworth, 1996). Es importante tener en cuenta que las demás variedades, en cambio, registran un grado de contaminación muy bajo sobre la base de isótopos de Sr-Nd-Pb (e.g. Peate y Hawkesworth, 1996; Peate, 1997). La variedad de bajo Ti de la región norte (Ribeira) se distingue de las de la región sur por la anomalía negativa para el U (Figuras 6b y 6d).

En el diagrama de *REE* (Figura 7) se observa en general un diseño con baja pendiente, revelando un escaso fraccionamiento *LREE/HREE* (La/Yb normalizadas entre 3,79 y 9,58,

Tabla 1). No obstante, éste se hace ligeramente más marcado en las rocas de alto titanio, particularmente en la variedad Urubici (Figura 7, Tabla 1). Es de notar que la diferencia significativa es consecuencia esencialmente de un mayor tenor de La, más que de una variación en el contenido de Yb.



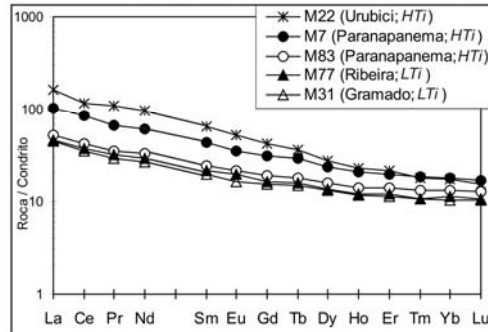
**Figura 6:** Diagramas multielementales normalizados al manto primordial (Sun y McDonough, 1989). **a)** Discriminación según el titanio, **b)** Discriminación según los litotipos definidos por Peate *et al.* (1992), **c)** y **d)** Muestras de Misiones de las variedades de alto y bajo titanio, Urubici, Paranapanema, Ribeira y Gramado en comparación con composiciones promedio de rocas de alto Ti (*HTi*) y bajo Ti (*LTi*) del norte y sur de la Provincia Magmática Paraná (PMP) con valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7060$  presentados por Ernesto *et al.* (2002).

## ASPECTOS PETROGENÉTICOS

### Procesos de diferenciación

Las muestras de Misiones analizadas (Tabla 1) presentan contenidos relativamente bajos de MgO (7,43 - 2,82%) y de mg# (0,54 - 0,29) así como bajos tenores de Ni (75 - 24 ppm), concordante con lo que se registra en toda la GPI PEA en la literatura, resultando claro que no se trata de magmas primarios.

A fin de evaluar cuantitativamente el proceso de cristalización fraccionada se realizaron balances de masa a partir de la composición de los elementos mayores (*XLFRAC*; Stormer y Nicholls, 1978). Los contenidos de elementos traza se calcularon a través de la ecuación de Rayleigh, utilizando los resultados de los balances de masa y los coeficientes de partición empleados en Lagorio (2008).



**Figura 7:** Diagrama de REE normalizados al condrito de Boynton (1984).

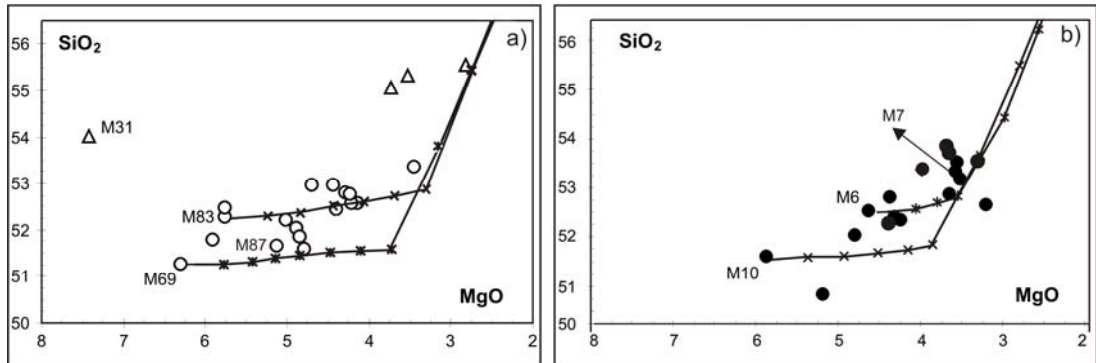
Se evaluaron diversas transiciones entre rocas con mayor y menor contenido de MgO, de las cuales se presentan dos como representativas (Tabla 2), una entre rocas alto titanio (M6-M7, variedad Paranapanema), y otra entre litotipos de bajo titanio (M69-M87, variedad Ribeira). En ambos casos se observa compatibilidad con el proceso de cristalización fraccionada, sobre la base de los bajos valores de sumatoria de residuos cuadráticos obtenidos ( $< 0,1$ ) en los balances de masa y relaciones de trazas calculadas/observadas muy satisfactorias (Tabla 2). Las fases fraccionadas requeridas para obtener las composiciones derivadas son esencialmente augita (50-52%, Tabla 2), plagioclasa (20-40%), junto a olivina y magnetita en proporciones muy subordinadas ( $< 8\%$  y  $5\%$ , respectivamente).

Esta asociación mineral es compatible con condiciones de cristalización a baja presión, en un magma con escaso contenido de  $H_2O$ . Esto favorece la cristalización precoz de plagioclasa (mayor hidratación inhibiría el fraccionamiento de esta fase; e.g. Barberi *et al.*, 1971) y, por otro, condiciona la baja fugacidad de oxígeno que retarda la formación de magnetita. Esto último, determina el comportamiento creciente del  $FeO_t$  y el  $TiO_2$  en los diagramas de variación respecto al  $mg\#$ , característico en los basaltos de inundación continental, como ya es sabido de la literatura.

Cabe aclararse que la evolución de magmas de alto titanio a partir de los de bajo titanio, presentan dificultades, particularmente en cuanto a los elementos traza. Esto surge como consecuencia de la marcada diferencia en el contenido de elementos incompatibles que se registra en ambos grupos de rocas, como fue ya manifestado. Los basaltos de alto titanio pueden presentar un enriquecimiento del doble o incluso más para algunos elementos (e.g. Ba, Sr, La, Ce, Nd, Nb, Zr) respecto a las rocas de bajo titanio (Tabla 1), contenidos que no se alcanzan a través de la cristalización fraccionada a partir de los de bajo titanio.

Se modelizó asimismo la cristalización fraccionada a través del programa *MELTS* (Ghiorso y Sack, 1995), en condiciones de baja presión (1 kb), casi anhidras (0,5% de  $H_2O$ ) y baja fugacidad de oxígeno (*buffer QFM*). Se obtuvo la tendencia de evolución del magma a partir de las composiciones de muestras de bajo titanio (M69 y M83, variedad Ribeira) y alto titanio (M6 y M10, variedad Paranapanema), graficada en diagramas MgO vs.  $SiO_2$  (Figura 8). Las curvas de cristalización fraccionada obtenidas para dichas muestras arrojan tendencias compatibles con la evolución general de los magmas de bajo y alto titanio respectivamente (Figuras 8a y b). Se confirma además la factibilidad de las transiciones M69-M87 y M6-M7, calculadas previamente a través de *XFRAC*, como se observa en dichas figuras. En la secuencia de fraccionamiento (*liquidus* promedio obtenido de  $1152^\circ C$ ) surgen

clinopiroxeno, sumándose plagioclasa y finalmente magnetita. Asimismo, en la Figura 8a se observa claramente que las muestras de bajo titanio correspondientes a la variedad Gramado presentan elevados contenidos de SiO<sub>2</sub>, ubicándose en su mayoría alejadas de las tendencias de cristalización fraccionada obtenidas. Los contenidos elevados de sílice que presentan las muestras de la variedad Gramado junto a tenores altos de Rb, U, Th (Tabla 1, Figura 6b), son indicadores de contaminación con la corteza, como fue mencionado precedentemente, resultando consistente con los elevados valores de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr obtenidos por otros autores.



**Figura 8:** Tendencias evolutivas obtenidas a través del programa *MELTS* (Ghiorso y Sack, 1995) para MgO vs. SiO<sub>2</sub> para muestras seleccionadas bajo y alto TiO<sub>2</sub> (a y b respectivamente). Círculos vacíos = muestras de bajo TiO<sub>2</sub> exceptuando la variedad Gramado (< 2%, muestras del litotipo Ribeira y algunas de Paranapanema con esos porcentajes), triángulos vacíos = muestras de bajo TiO<sub>2</sub> de la variedad Gramado, círculos llenos = muestras de alto TiO<sub>2</sub>.

### Fuente mantélica

Como se mencionó precedentemente se registran contenidos muy variables respecto a elementos traza (e.g. Ti, P, Sr, La, Ce, Nd, Zr, Nb, Ba) entre basaltos de alto y bajo Ti. El marcado enriquecimiento que pueden registrar los basaltos de alto titanio en dichos elementos respecto a los de bajo titanio no se alcanza a través de la cristalización fraccionada a partir de estos últimos, como se señaló previamente. Por lo tanto, esto puede reflejar una evolución a partir de fuentes distintas y/o porcentajes de fusión diversos. Se calculó la composición de los magmas primarios de bajo y alto titanio, a partir de las muestras M69 y M22, consideradas representativas de ambos tipos, utilizando el programa *XLFRAC* (Tabla 3). Luego se realizó una modelización para obtener dichos magmas primarios a partir de una fuente mantélica común (Tabla 4), utilizándose una composición enriquecida (pirolita de Ringwood, 1966), también con dicho programa. Los porcentajes de fusión oscilan entre 11,56 (bajo Ti) y 10,45% (alto Ti), considerando una peridotita con granate residual y 9,46 (bajo Ti) y 8,57% (alto Ti) a partir de una peridotita con espinelo residual. Si se parte de composiciones mantélicas menos enriquecidas, los porcentajes de fusión resultantes son menores. En todos los casos los porcentajes son  $\geq$  a 5%, lo cual resulta acorde a la naturaleza toleítica de estos basaltos, para los que se requiere como mínimo dicho porcentaje (e.g. Frey *et al.*, 1978; Jaques y Green, 1980; Takahashi y Kushiro, 1983).



**Tabla 2:** Cálculos de balance de masas representativos para elementos mayores realizados con el programa *XFRAC* (Stormer y Nicholls, 1978) y del contenido de elementos traza (ecuación de Rayleigh) para evaluar el proceso de cristalización fraccionada entre muestras de bajo y alto TiO<sub>2</sub> (*LTi* y *HTi*) de la provincia de Misiones aquí analizadas.

	M6	M7	Ol(71)	AUG	PL(77)	MGT		M6	M7	M7	calc./
	AB - HTi	AB - HTi								calc.	obs.
SiO <sub>2</sub>	52,55	53,35	37,64	51,40	49,27	0,30	Cr	98	67	65	0,97
TiO <sub>2</sub>	2,13	2,23	0,00	0,92	0,00	24,86	Ni	58	39	47	1,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,96	14,10	0,04	1,38	32,48	1,60	Rb	28	36	33	0,92
FeO <sub>t</sub>	12,47	12,64	25,99	15,00	0,00	71,81	Ba	383	472	435	0,92
MnO	0,19	0,20	0,45	0,38	0,00	1,22	Sr	462	445	451	1,01
MgO	4,63	3,57	36,22	14,21	0,00	0,19	Nb	20	24	23	0,96
CaO	9,72	8,81	0,30	16,42	15,30	0,02	Zr	187	243	218	0,90
Na <sub>2</sub> O	2,53	2,84	0,00	0,12	2,62	0,00	Y	29	35	32	0,91
K <sub>2</sub> O	1,29	1,54	0,00	0,00	0,33	0,00	La	27	32	31	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,53	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	Ce	62	69	71	1,03
Suma	99,99	100,00	100,64	99,83	100,00	100,00	Nd	31	37	35	0,95
% mineral			7,07	52,06	38,14	2,73					
F (%) = 83,73											
Σres <sup>2</sup> = 0,01											

	M69	M87	Ol(75)	AUG	PL(77)	MGT		M69	M87	M87	calc./
	AB - LTi	AB - LTi								calc.	obs.
SiO <sub>2</sub>	51,27	51,68	38,57	51,40	49,27	0,30	Cr	177	135	87	0,64
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,66	0,00	0,92	0,00	24,86	Ni	75	75	62	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	15,55	0,00	1,38	32,48	1,60	Rb	17	18	21	1,17
FeO <sub>t</sub>	11,95	11,52	22,40	15,00	0,00	71,81	Ba	252	290	300	1,03
MnO	0,17	0,18	0,26	0,38	0,00	1,22	Sr	354	355	368	1,04
MgO	6,31	5,13	39,00	14,21	0,00	0,19	Nb	15	14	18	1,29
CaO	11,15	10,11	0,26	16,42	15,30	0,02	Zr	143	137	171	1,25
Na <sub>2</sub> O	2,31	2,78	0,00	0,12	2,62	0,00	Y	20	24	22	0,92
K <sub>2</sub> O	0,74	1,12	0,00	0,00	0,33	0,00	La	19	19	23	1,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,27	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	Ce	38	43	44	1,02
Suma	100,00	99,99	100,49	99,83	100,00	100,00	Nd	22	20	24	1,20
% mineral			2,18	71,53	23,44	2,85					
F (%) = 80,30											
Σres <sup>2</sup> = 0,05											

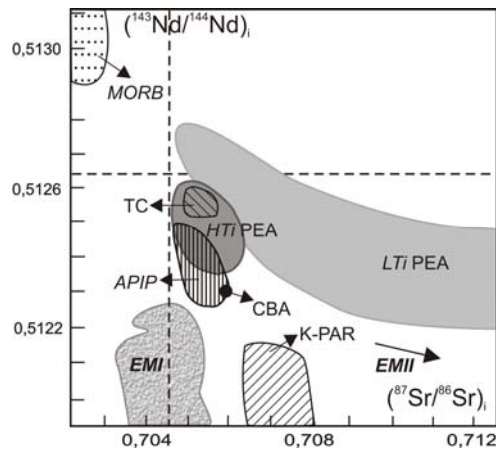
AB = andesita basáltica. Fases minerales, con sus respectivas composiciones, sustraídas del líquido parental: OL = olivina, AUG = augita, PL = plagioclasa, MGT = magnetita. Entre paréntesis: contenidos de forsterita y anortita en olivina y plagioclasa, respectivamente. Calc. = composición calculada, obs. = composición observada, % mineral = porcentaje de minerales sustraídos, F (%) = fracción de líquido residual, Σres<sup>2</sup> = sumatoria residuos cuadráticos obtenidos en el balance de masa. Las composiciones de plagioclasa fueron tomadas de Deer *et al.* (1992), las de olivina de Lagorio (2008), mientras que las de augita y magnetita son promedios de las composiciones medidas en lavas de Paraná reportadas en Piccirillo y Melfi (1988).

Si bien las tasas de fusión para obtener los basaltos de alto titanio son menores que los que surgen para originar los de bajo titanio como se observa en la Tabla 4, la modelización realizada no arroja una variación significativa que señale al grado de fusión como factor contundente que determine por sí solo la génesis de ambos grupos de basaltos. Por lo tanto,



surgen como más gravitantes las diferencias químicas en la fuente mantélica de origen. Por otro lado, la comparación entre muestras de alto y bajo Ti con valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7060$  obtenidos por otros autores (Figura 9), pone de manifiesto que ambos grupos de rocas quedan graficados en campos distintos, por lo que también desde el punto de vista isotópico la región fuente de ambos tipos de toleítas (alto y bajo Ti) debió ser distinta.

Se interpreta por lo tanto como más consistente, una evolución a partir de magmas parentales diversos, provenientes de fuentes mantélicas distintas (si bien poseen tendencias generales semejantes), que habrían sufrido variable grado de fusión. Precisamente, ligeras fluctuaciones en la tasa de fusión justificarían la amplitud que en los cocientes en elementos incompatibles que se registra también dentro de cada grupo (alto y bajo titanio), como señalan Iacumin *et al.* (2003).



**Figura 9:** Diagrama de relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para las toleítas de la GPI PEA y localidades alcalinas potásicas periféricas como las de Paraguay centro-oriental (K-PAR; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997), Provincia Ígnea Alto Paranaíba (APIP; Gibson *et al.*, 1995) y SCC (promedio de Kay y Ramos, 1996; Lucassen *et al.*, 2002). TC= Tristan da Cunha (le Roex, 1985), MORB, EMI y EMII de Zindler y Hart (1986).

Las relaciones La/Yb normalizadas entre 3,79 y 9,58 (Tabla 1, el valor mayor corresponde a Urubici) reflejan ligeras variaciones en el contenido de La, congruente con contenidos diversos de La en la fuente y/o variaciones en los porcentajes de fusión. Por otro lado, concentraciones de Yb normalizadas superiores a 10 (10,43 – 19,23) sugieren ausencia de granate residual en la fuente. Por lo tanto, para la modelización del contenido de elementos traza en la fuente mantélica se consideró presencia de espinelo residual (Figura 10) a partir de una peridotita enriquecida (pirolita, Ringwood, 1966), asumiendo *batch melting* (Hanson, 1978). Se utilizaron los coeficientes de partición empleados por Comin-Chiaramonti *et al.* (1997) y para el espinelo los utilizados por Iacumin *et al.* (2001); los porcentajes de fusión y residuos sólidos son los reportados en la Tabla 4. Sobre la base de las muestras seleccionadas como representativas, se observa que la fuente de los basaltos de alto titanio presenta un mayor contenido de elementos incompatibles que la de los de bajo titanio (Figura 10). Al comparar con el Manto Primordial de Sun y McDonough (1989), surge que el enriquecimiento de la fuente de los basaltos de alto titanio llega a ser de hasta 5 veces respecto a dicho manto (e.g. para Ba, Rb y La); en cambio, la fuente de los basaltos de bajo

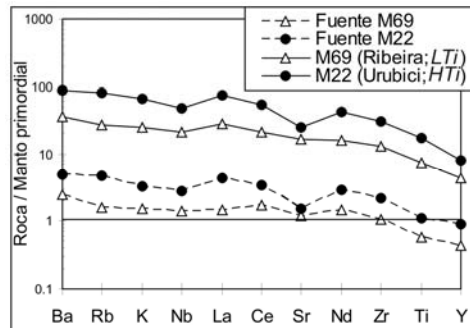
titanio tiene un contenido apenas ligeramente mayor al del Manto Primordial, sólo inferior respecto a Ti e Y.

**Tabla 3:** Cálculo de la composición de magmas primarios (MP) de bajo y alto titanio, a partir de dos muestras consideradas representativas de cada grupo respectivamente (M69 y M22).

	MPM69	MPM22		MPM69	MPM22
SiO <sub>2</sub>	49,39	51,47	Ba	172	383
TiO <sub>2</sub>	1,08	2,18	Rb	12	32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,86	8,37	Sr	243	336
FeOt	10,80	10,91	La	13	32
MnO	0,11	0,09	Ce	26	59
MgO	16,34	16,61	Nd	15	37
CaO	10,27	7,17	Zr	98	215
Na <sub>2</sub> O	1,53	1,75	Y	14	24
K <sub>2</sub> O	0,48	1,13	Nb	10	22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,32			
suma	100,03	100,00			
mg#	0,73	0,73			

Las composiciones fueron obtenidas sumando porcentuales de fases minerales hasta alcanzar un mg# de 0,73. MPM69 = M69 + 30% OL + 18% CPX; MPM22 = M22 + 30% OL + 20% CPX. Abreviaturas como en Tabla 2.

Al efectuar un análisis regional, el predominio de los basaltos de alto Ti en el norte y de los de bajo Ti en el sur, permite reconocer diferencias en la fuente de ambas regiones (tendencia general de un manto más enriquecido en el norte), señalando heterogeneidades en



**Figura 10:** Diagramas multielementales del contenido de trazas calculado (*batch melting*, Hanson, 1978) normalizado al Manto Primordial de Sun y McDonough (1989) de las fuentes mantélicas de los magmas primarios de bajo y alto titanio (MPM69 y MPM22), modelizadas con espinelo residual a partir de una peridotita enriquecida (pirolita de Ringwood, 1966). Se incluyen diagramas de los respectivos magmas primarios calculados, para comparación.

la fuente a gran escala. No obstante, paradójicamente, se observa que la variedad Urubici (alto Ti del sur) es más enriquecida en elementos incompatibles que Pitanga y Parnapanema, equivalentes de la región norte. Por otro lado, Ribeira (bajo Ti del norte) resulta más enriquecida que la análoga del sur Esmeralda, lo cual no puede ser atribuido a diversos grados de contaminación cortical, ya que todas estas variedades no registran valores isotópicos que la sustenten, de acuerdo a los datos presentados por otros autores. En consecuencia, estos rasgos estarían señalando heterogeneidades también a escala local en la fuente mantélica.

**Tabla 4:** Asociaciones minerales peridotíticas (P1 y P2, con granate y espinelo respectivamente) calculadas a partir de la composición de Ringwood (1966) y residual (res.) en el manto luego de la extracción de los magmas primarios MPM69 y MPM22, modelizadas con el programa *XLFRAC*, reportando los porcentajes de fusión (F%) obtenidos.

	P1	MPM69 res.	MPM22 res.
OL <sup>(1)</sup>	56,23	64,88	58,08
OPX <sup>(2)</sup>	15,61	16,59	11,84
CPX <sup>(2)</sup>	16,35	10,55	12,14
GT <sup>(1)</sup>	11,81	7,97	8,11
$\Sigma$ res <sup>2</sup>	0,62	0,48	0,43
F (%)		<b>11,57</b>	<b>9,84</b>

	P2	MPM69 res.	MPM22 res.
OL <sup>(1)</sup>	49,52	50,28	58,20
OPX <sup>(2)</sup>	2,87	25,98	23,09
CPX <sup>(2)</sup>	17,20	12,51	15,23
SP <sup>(2)</sup>	4,42	3,22	3,48
$\Sigma$ res <sup>2</sup>	0,59	0,58	0,48
F (%)		<b>9,46</b>	<b>8,57</b>

GT = granate, SP = espinelo, demás abreviaturas como en Tabla 2. Composiciones minerales de acuerdo a <sup>1</sup>MacGregor (1974) y <sup>2</sup>Ringwood (1966).

Las rocas presentan relaciones La/Nb normalizadas > 1 (entre 1,17 y 2; Tabla 1). Esto condiciona la pronunciada anomalía negativa para el Nb, también registrada para el Ta, siendo un rasgo característico de la fuente de los magmas de Paraná.

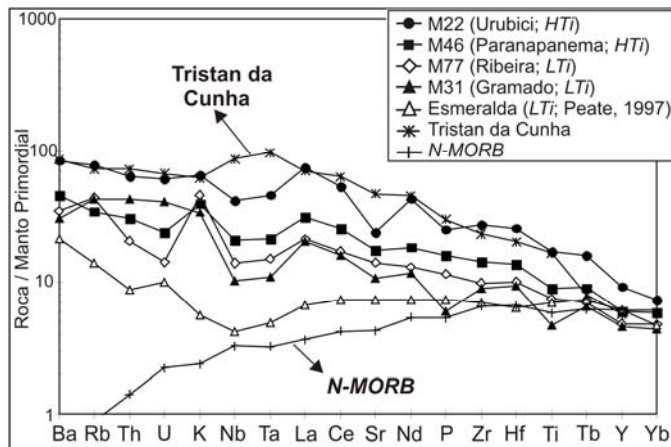
### **CARACTERIZACIÓN GEODINÁMICA DEL VOLCANISMO DE PARANÁ-ETENDEKA-ANGOLA Y LAS MANIFESTACIONES ALCALINAS ASOCIADAS**

La caracterización de la fuente desde el punto de vista geodinámico viene siendo materia de debate entre los diversos grupos de trabajo. Varios autores consideran a estos derrames basálticos como producto de la descompresión adiabática de la denominada pluma Tristan da Cunha (e.g. Fodor, 1987; O'Connor y Duncan, 1990; Gibson *et al.*, 1996, 2006), mientras que otros han concebido a los mismos como producto de fusión del manto subcontinental litosférico (e.g. Piccirillo y Melfi, 1988; Ernesto *et al.*, 2002; Iacumin *et al.*, 2003) o bien

litosférico con una participación final de la astenósfera (i.e. Peate y Hawkesworth, 1996; Peate *et al.*, 1999).

A fin de evaluar la posible intervención de la pluma Tristan en la fuente de este volcanismo, se realiza la comparación de los diagramas multielementales normalizados (Figura 11), propuesta por Ernesto *et al.* (2002). Se presentan las muestras de Misiones aquí reportadas junto a la composición del *OIB* Tristan da Cunha (le Roex, 1990), incluyéndose la del *N-MORB*, a fin de evaluar también la participación de la astenósfera empobrecida en la petrogénesis. La diferencia esencial con el diseño de Tristan reside en la anomalía respecto a Nb-Ta; mientras que para las rocas de Misiones (y Paraná en general) es claramente negativa, para las de Tristan, en cambio, resulta positiva. Respecto al *OIB* y *N-MORB* se reconocen diferencias en algunos cocientes de elementos traza (e.g. La/Th, Nb/La, Zr/Ta) que permiten relativizar la participación de ambas componentes astenosféricas en la fuente de los magmas de Misiones, como fuera señalado por Ernesto *et al.* (2002) para los magmas de la Provincia Magmática Paraná (PMP). De todos modos, la variedad Esmeralda (se incluye muestra representativa tomada de Peate, 1997) representaría para algunos autores mezcla con una componente tipo *N-MORB*, sobre la base del empobrecimiento en elementos incompatibles y también por sus relaciones isotópicas (Peate y Hawkesworth, 1996).

Por otra parte, el provincialismo respecto al titanio constituye un rasgo consistente con una fuente mantélica litosférica subcontinental, cuya naturaleza esencialmente no convectiva permite la preservación en el tiempo de esos rasgos. Asimismo, las diferencias en la fuente respecto a las regiones norte y sur, más la diversidad en los distintos magmas de alto y bajo Ti, revelan heterogeneidades a gran y pequeña escala respectivamente, también congruentes con un manto litosférico subcontinental.



**Figura 11:** Diagrama multielemental normalizado al Manto Primordial (Sun y McDonough, 1989) para los litotipos reconocidos en la provincia de Misiones en comparación con las composiciones de Tristan da Cunha ( $MgO > 5\%$ ; le Roex, 1985) y *N-MORB* (Sun y McDonough, 1989), semejante al presentado por Ernesto *et al.* (2002) para la Provincia Magmática Paraná. Se adiciona la composición representativa promedio de Esmeralda (Peate, 1997).

Por otro lado, si bien la fusión de una peridotita anhidra en un contexto de fragmentación continental (*rifting*) por encima de una pluma permite obtener un fundido de naturaleza astenosférica prácticamente en su totalidad (e.g. McKenzie y Bickle, 1988), espesores

litosféricos considerables (>130 km) y un bajo grado de extensión cortical ( $\beta = 1-1,5$ ; Oliveira, 1989 y Ussami *et al.*, 1994 en Turner *et al.*, 1994) como se registraron en Paraná, resultan más consistentes con la fusión del manto litosférico (e.g. Stewart *et al.*, 1996; Peate *et al.*, 1999). Además, condiciones hidratadas (Gallagher y Hawkesworth, 1992), en ausencia de una extensión significativa, refuerzan la proveniencia a partir del manto litosférico subcontinental, ya que no se alcanzan las condiciones para la descompresión adiabática de la pluma. Recién hacia los estadios finales una mayor extensión habría determinado la participación de la astenósfera. Por lo tanto resulta razonable en este esquema que la variedad Esmeralda (restringida volumétricamente y litotipo más joven) represente una mezcla de la variedad Gramado con una componente astenosférica empobrecida tipo *N-MORB* como señalan Peate y Hawkesworth (1996). Esto resulta también consistente teniendo en cuenta que hacia los estadios finales de este volcanismo comenzarían a hacerse visibles los efectos de una posible convección lateral de gran escala inducida por subducción en el margen oeste de Gondwana (véase Vizán y Lagorio en este volumen), que finalmente desencadenaría la salida del *N-MORB* en la dorsal centro-oceánica.

La anomalía Nb-Ta resulta un rasgo característico para la mayoría de los magmas de Paraná, como fuera antes manifestado. Dicha anomalía es tradicional indicador de ambientes relacionados con subducción (contemporánea con el magmatismo o bien previa). Por lo tanto, varios autores atribuyen las elevadas relaciones La/Nb y La/Yb de los basaltos de Paraná a la participación de fluidos relacionados con subducciones antiguas o bien a la presencia de material eclogítico-granulítico subductado y/o sus fundidos derivados (e.g. Iacumin *et al.*, 2003). Este tipo de material es rico en Nb, Ta y *HREE*, los cuales se alojan en rutilo, ilmenita y granate, minerales característicos de esas litologías. La fusión de eclogitas básicas permite generar magmas silíceos calcoalcalinos, empobrecidos en dichos elementos. Las tendencias de mezcla reconocidas en los basaltos de Paraná con fundidos materiales silíceos de ese tipo (< 10%) por Iacumin *et al.* (2003), tanto desde el punto de vista químico como isotópico, permitieron a dichos autores inferir que ese material silíceo habría formado venas generadas por antiguas fusiones (precámbricas) en el manto. Por lo tanto, la fusión cretácica habría involucrado ambos materiales presentes en la fuente, que justificarían así las tendencias de mezcla detectada por dichos autores.

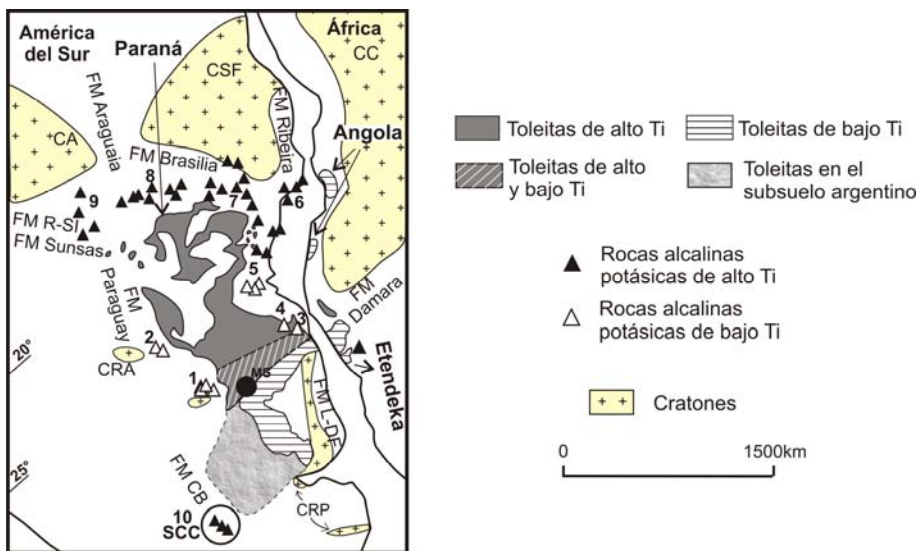
Datos isotópicos de Sr y Nd de los basaltos de alto Ti se encuentran próximos a los del manto enriquecido tipo *EMI* definido por Zindler y Hart (1986), mientras que los valores de los de bajo Ti tienden hacia la composición del manto enriquecido *EMII* (Figura 9) como manifiestan distintos autores. Dichas componentes enriquecidas han sido tradicionalmente vinculadas con fenómenos relacionados con metasomatismo ya sea a través de fluidos o pequeños volúmenes de fundidos desde la astenósfera (*EMI*) o bien de fluidos o fundidos relacionados con subducción (*EMII*).

Si bien desde el punto de vista isotópico los basaltos de alto Ti no aparecen relacionados a antiguos procesos de subducción, esto puede deberse o bien a la presencia de una componente carbonatítica en la fuente que enmascara los efectos metasomáticos (Iacumin *et al.*, 2003) o bien reflejarla en menor grado, siendo más marcada la influencia del otro tipo de metasomatismo (*EMI*).

Por lo tanto, los fenómenos metasomáticos relacionados con la subducción acaecidos durante el Precámbrico (eventos Transamazoniano y Brasileño) habrían condicionado químicamente la fuente mantélica de los magmas cretácicos de la la GPI Paraná-Etendeka-Angola, como señalan Iacumin *et al.* (2003). Esto es convalidado por las edades Nd modelo que indican que mientras que el metasomatismo de la fuente de las toleítas de bajo Ti habría

tenido lugar en el intervalo 2,4-0,7 Ga, la de los magmas de alto Ti habría cubierto el lapso 1,7-0,9 Ga (Comin-Chiaramonti y Gomes, 2005; Gastal *et al.*, 2005). Edades *SHRIMP* obtenidas posteriormente en xenocristales de circón provenientes del depocentro de la cuenca de Paraná por Wildner *et al.* (2006) son consistentes con lo anteriormente señalado. Edades Hf modelo efectuadas a dichas muestras por Santos *et al.* (2008) dan valores entre 1000 y 1280 Ma (edad de la faja móvil Sunsas, Grenvilliano).

En cuanto al volcanismo alcalino de la sierra Chica de Córdoba, periférico respecto a la GPI PEA (Figura 12), está representado por una serie continua desde basalto a traquita distinguiéndose los siguientes grupos de rocas, con carácter mayormente potásico: 1) suite basalto alcalino – traquita, 2) suite basalto transicional – latibasalto y 3) basanitas (Lagorio, 2008). Los magmas primarios de los distintos grupos presentan diversos contenidos de elementos traza (e.g. Zr, Hf, *LREE*) así como distintas relaciones entre ellos (e.g. Th/La, La/Ta, La/Nb), que revelan heterogeneidades en la fuente, congruentes con un manto litosférico subcontinental (Lagorio, 2008).



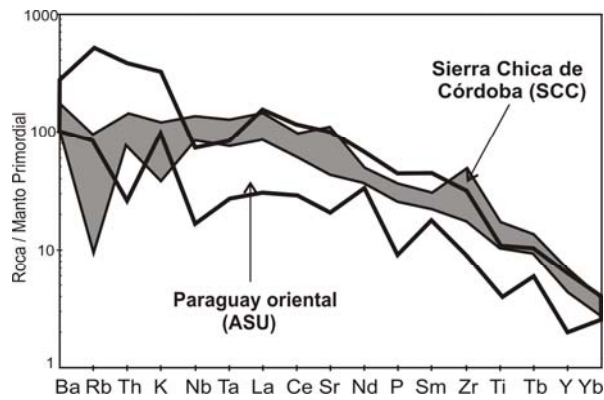
**Figura 12:** Esquema ilustrativo de la GPI Paraná-Etendeka-Angola incluyendo las localidades alcalinas periféricas, discriminando según el Ti, en el sector occidental de Gondwana, aproximadamente para los 125 Ma. Adaptado de Piccirillo y Melfi (1988), Gibson *et al.* (1996), Marzoli *et al.* (1999) y Lagorio (2008). MS: Misiones, SCC: Sierra Chica de Córdoba, CRP: Cratón del Río de la Plata, CSF: Cratón de San Francisco, CA: Cratón Amazonia, CC: Cratón Congo, CRA: Cratón Río Apa, FM CB: Faja Móvil Córdoba, FM DF: Faja Móvil Dom Feliciano, FM R-SI: Faja Móvil Rondonia – San Ignacio. 1: Paraguay oriental, 2: Amambay, 3: Anitápolis, 4: Lages, 5: Ponta Grossa, 6: Serra do Mar, 7: Alto Paranaíba, 8: Iporá, 9: Poxoreu.

Esto resulta consistente con el escaso grado de atenuamiento cortical que presenta este rift. La fusión de una pluma requiere estadios avanzados de estiramiento, con bajos espesores litosféricos, así como la presencia de un voluminoso evento volcánico previo que elimine las fases rápidamente fusibles de la litósfera (Thompson y Gibson, 1994), condiciones que no se verifican en el presente caso.



Los magmas primarios de la suite alcalina y basanitas reflejan un bajo grado de fusión (promedio 5,7%) a partir de una fuente enriquecida portadora de granate y flogopita residual, de acuerdo a la modelización efectuada por Lagorio (2008). Las manifestaciones alcalinas también se discriminan de acuerdo al titanio, como se observa en la Figura 12, siendo el límite 2,5% de  $TiO_2$  (Gibson *et al.*, 1996). Las de la SCC son de alto Ti, a diferencia de las de Paraguay oriental.

Las rocas alcalinas potásicas de alto y bajo Ti se distinguen esencialmente por el contenido y relaciones de elementos de alta carga iónica (*HFSE*). Las rocas de bajo Ti (i.e. tipo ASU de Paraguay oriental) presentan características anomalías para Nb-Ta y Ti en diagramas multielementales normalizados, ausentes en las rocas de alto Ti como las de SCC (Figura 13).



**Figura 13:** Diagrama multielemental normalizado al Manto Primordial (Sun y McDonough, 1989) para las volcanitas alcalinas potásicas más primitivas del Cretácico Temprano tanto de alto titanio de Córdoba (SCC) como de bajo titanio de Paraguay oriental (ASU), presentado en Lagorio (2008). Nótese la marcada anomalía en Nb-Ta para los magmas de ASU, semejante a la de los magmas de Paraná, revelando analogías en sus respectivas fuentes.

Es interesante destacar que en Paraguay se registra volcanismo alcalino del Cretácico Temprano tanto previo (e.g. Amambay) como posterior (e.g. Paraguay centro-oriental, ASU) respecto al gran evento de Paraná (Figura 12). En ambos casos se trata de basaltos de bajo Ti, revelando el mismo tipo de fuente mantélica (Gibson *et al.*, 1996, 2006; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, 2007). Es importante señalar que la anomalía en Nb-Ta presente en los magmas alcalinos potásicos de bajo Ti también caracteriza a los derrames toleíticos de Paraná (Figs. 6 y 13), revelando de este modo analogías también entre ambas fuentes mantélicas (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997, 2007). Las volcanitas de ASU muestran una moderada tendencia hacia *EMII* (Figura 9), consistente con un metasomatismo por subducción previa, probable ante su cercanía al lineamiento Transamazoniano, por donde habrían colisionado cratones y bloques menores, como los del Río de la Plata, Luis Alves, Río Apa y el bloque Paraná (e.g. Figura 1 de Rapela *et al.*, 2007), a pesar de que no afloren las evidencias geológicas de la subducción precámbrica.

La fuente del volcanismo alcalino de la SCC presenta semejanzas con la de los magmas de la Provincia Ígnea Alto Paranaíba (*APIP*, Brasil), asimismo de alto Ti (Lagorio, 2008). El magmatismo de la SCC está asociado a la faja móvil de la Orogenia Pampeana, parcialmente correspondiente al Ciclo Brasileño, así como otras localidades del sureste de Brasil. No

obstante, sobre la base de parámetros químicos (ausencia de anomalía Nb-Ta, bajas relaciones La/Nb y Ba/Nb) las rocas de la SCC no reflejan un metasomatismo por subducción previa (Lagorio, 2008) como tampoco las de Alto Paranaíba, ubicada sobre la faja móvil Brasilia (Gibson *et al.*, 1995). La Orogenia Pampeana no habría contaminado la fuente de los basaltos de la sierra Chica; precisamente, edades Nd modelo obtenidas por Lucassen *et al.* (2002) corresponden a 1,22-0,96 Ga, sugiriendo una reactivación del manto litosférico modificado en tiempos Mesoproterozoicos. Si bien algo más antiguo que el metasomatismo registrado en Alto Paranaíba (1-0,75 Ga), ambos son más jóvenes que el que afectó la fuente de los magmas de Paraguay centro-oriental (2,0-1,4 Ga).

Estas diferencias composicionales estarían reflejando antiguos episodios de enriquecimiento en el manto, desde finales del Arqueano y hasta el Proterozoico Tardío, que habrían condicionado el quimismo de las fuentes mantélicas del volcanismo cretácico alcalino, al igual que las del toleítico de Paraná como sugieren otros autores (e.g. Iacumin *et al.*, 2003; Comin-Chiaromonti *et al.*, 2007).

El metasomatismo que tuvo lugar en la fuente de los magmas de Córdoba habría sido producido por pequeños volúmenes de fundidos ricos en volátiles que ascendieron desde la astenósfera, congruente con la presencia de inclusiones primarias de CO<sub>2</sub> y vidrio en olivinas de xenolitos lherzolíticos portados por los basaltos (Lagorio y Montenegro, 2004). Esto resulta asimismo consistente con los datos isotópicos, muy próximos al *EMI*, como ocurre también con los de Alto Paranaíba (Figura 9).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El volcanismo de Misiones presenta litotipos de alto y bajo Ti, acorde a su pertenencia a las regiones central y sur de la Provincia Magmática Paraná. El litotipo más abundante en el muestreo realizado es Paranapanema. La variedad Urubici reconocida en Misiones representa el afloramiento más occidental de este litotipo en toda la región.

Concentraciones de Yb normalizadas superiores a 10 resultan más compatibles con una fuente libre de granate residual. Si bien las tasas de fusión para obtener los basaltos de alto titanio son menores que los que surgen para originar los de bajo titanio a partir de una peridotita enriquecida portadora de espinelo residual, la modelización realizada no arroja una variación significativa (e.g. 8,57% vs. 9,46%) que señale al grado de fusión como factor contundente que determina por sí solo la génesis de ambos grupos de basaltos. Por lo tanto, se considera más razonable inferir un origen a partir de fuentes mantélicas diversas (si bien poseen tendencias generales semejantes), que habrían sufrido un variable grado de fusión. El cálculo del contenido de trazas en la fuente señala un carácter más enriquecido en elementos incompatibles para la fuente de los magmas de alto titanio. Las modelizaciones realizadas señalan que la evolución habría tenido lugar a partir de magmas parentales diferentes través de cristalización fraccionada a bajas presiones, con un escaso contenido de agua y baja fugacidad de oxígeno, involucrando contaminación cortical significativa sólo en la variedad Gramado.

Las heterogeneidades en la fuente de los magmas de Misiones y Paraná que surgen de su quimismo son congruentes con un manto subcontinental litosférico, sin aporte de elementos ligados a la denominada pluma Tristan, como señalaron Ernesto *et al.* (2002). Sólo se considera razonable la participación de una componente tipo *N-MORB* en los estadios finales, como sugirieron Peate y Hawkesworth (1996) sobre la base de la composición de la variedad Esmeralda, teniendo en cuenta que esto habría tenido lugar durante el estadio final del evento de Paraná (volumétricamente insignificante respecto al conjunto), cuando habrían

comenzado a hacerse visibles los efectos de una posible convección lateral de gran escala inducida por subducción en el margen oeste de Gondwana (véase Vizán y Lagorio, ete volumen). Esta convección desencadenaría el desgarre cortical (*rifting*) y finalmente la salida del *N-MORB* en la dorsal centro-oceánica.

El quimismo de las fuentes del magmatismo de los basaltos de Misiones y de Paraná en general así como el del alcalino periférico (e.g. SCC) habría estado condicionado por los procesos metasomáticos acaecidos durante el Precámbrico. Estos eventos habrían enriquecido el manto litosférico subcontinental en forma de venas definiendo la heterogeneidad de pequeña y gran escala que condicionó el quimismo mesozoico, tanto toleítico como alcalino del sistema Paraná-Etendeka-Angola, como señalaron otros autores (e.g. Iacumin *et al.*, 2003; Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

Los magmas toleíticos de Misiones y Paraná en general reflejarían un metasomatismo por subducciones previas, ligadas a los diversos eventos (e.g. Transamazoniano, Grenvilliano y Brasiliano). De modo semejante, la fuente mantélica de los magmas alcalinos de bajo Ti parece reflejar también un metasomatismo por subducción previa, mientras que no habría afectado la fuente de los magmas alcalinos de alto Ti. El enriquecimiento en la fuente de estos últimos, en cambio, se debería a la acción de pequeños fundidos provenientes de la astenósfera, no habiendo quedado registrada en el manto la acción de los procesos de subducción previos (e.g. entre el Proterozoico Tardío y el Cámbrico Temprano para SCC).

Teniendo en cuenta que gran número de diques toleíticos de Paraná se localiza en fajas móviles (antiguas suturas), como los que se registran en el este de Brasil y Etendeka (Namibia), se interpreta que la fusión del manto litosférico se habría producido esencialmente en esas zonas de fragilidad cortical, por donde además el magma emerge con mayor facilidad. Esto también resulta válido para justificar las efusiones más antiguas de Paraná, ubicadas hacia el oeste de la región, donde también se localizan fajas móviles (e.g. Figura 12; Figura 1 de Rapela *et al.*, 2007). De todos modos, en ese sector el magmatismo comienza con manifestaciones alcalinas, a las que siguen luego las toleíticas, en volúmenes mucho menores que en el sector oriental, ubicado sobre una zona de fuerte anomalía térmica producida por el calor entrampado por Pangea (véase Vizán y Lagorio este volumen). Las manifestaciones alcalinas póstumas reflejarían el descenso de la temperatura, acorde a la gradual disipación de dicho calor.

Por otro lado, un manto más compatible con espinelo residual como fuente de los magmas de Misiones aquí modelizada resulta consistente con condiciones de menor presión que las requeridas para generar una fuente con granate. Esto sugiere una litósfera adelgazada que por debajo presentaba una astenósfera con mayor temperatura y menor densidad que la actual debido a procesos como los considerados por Vizán y Lagorio (este volumen). En cambio, la fuente de los magmas alcalinos de la sierra Chica de Córdoba admite granate residual en la fuente, consistente con una menor anomalía térmica y un atenuamiento litosférico mucho menos pronunciado.

Por otro lado, la comparación entre las fuentes de los magmas toleíticos de Misiones y la de los magmas alcalinos de Córdoba revela un mayor grado de enriquecimiento para la de estos últimos, de acuerdo a las modelizaciones realizadas en este trabajo y en Lagorio (2008).

La generación de magmas toleíticos estaría condicionada en gran medida por mayores porcentajes de fusión a partir de un manto menos enriquecido que el de los alcalinos. Mientras que el volcanismo de Misiones y de toda la región de Paraná habría estado situado sobre una gran anomalía térmica generada por el entrampamiento de Pangea, el alcalino de la

sierra Chica de Córdoba habría tenido una ubicación periférica respecto a dicha anomalía. Asimismo, esta zona habría estado más próxima a una losa que subducía al oeste durante el Cretácico (véase Vizán y Lagorio, este volumen), todo lo cual justifica plenamente los menores porcentajes de fusión que dan origen a sus magmas. Además, las menores temperaturas en el manto de Córdoba permitirían la preservación de una convección de relativamente pequeña escala como la conducida por borde (e.g. King y Anderson, 1998) generada ante la diferencia de espesores entre el Cratón del Río de la Plata y el terreno Pampia, que actuaría como elemento disparador de la fusión que genera este episodio volcánico.

**Agradecimientos:** Al CONICET (PIP 112 2008/02828), a la U.B.A. (UBACyT X220) y al SEGEMAR que nos permitieron realizar este trabajo. A Alberto Ardolino y José Mendía, por el aliento recibido para emprender el estudio de estas rocas; a Marco Iacumin por la colaboración en las tareas de campo y analíticas en la Universidad de Trieste, así como por las enseñanzas y discusiones tan enriquecedoras. A Enzo Piccirillo por el sólido apoyo e inestimable transmisión de conocimientos recibidos. A Marcela Remesal por las muy valiosas sugerencias y observaciones, y a Silvia Chavez por el generoso intercambio de información. Finalmente se agradece muy especialmente a un árbitro anónimo, cuyas valiosas sugerencias contribuyeron a mejorar significativamente el presente manuscrito.

## REFERENCIAS

- Ardolino, A. y J. Mendía, 1989. Geología del área de San Ignacio y alrededores, provincia de Misiones. Dirección Nacional de Geología y Minería, Informe Inédito. pp 19.
- Barberi, F., H. Bizouard and J. Varet, 1971. Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33: 93-107.
- Bellieni, G., P. Brotzu, P. Comin-Chiaramonti, M. Ernesto, A.J. Melfi, I.G. Pacca, E.M. Piccirillo and D. Stolfa, 1984a. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brasil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *Journal of Petrology*, 25: 579-618.
- Bellieni, G., P. Comin-Chiaramonti, L.S. Marques, A.J. Melfi, E.M. Piccirillo, A.J. Nardy and A. Roisemberg, 1984b. High- and low-TiO<sub>2</sub> flood basalts from the Paraná plateau (Brasil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 150: 273-306.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: *Rare Earth Element Geochemistry*. Henderson, P. (Ed.). Elsevier. Amsterdam. 63-114.
- Cejudo Ruiz, R., A. Gogutchavili, S.E. Geuna, L. Alva-Valdivia, J. Solé, and J. Morales, 2006. Early Cretaceous absolute geomagnetic paleointensities from Córdoba province (Argentina). *Earth Planets Space*, 58(10): 1333-1339.
- Comin-Chiaramonti, P., A. Cundari, E.M. Piccirillo, C.B. Gomes, F. Castorina, P. Censi, A. De Min, A. Marzoli, S. Speziale and V.F. Velásquez, 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology*, 38: 495-528.
- Comin-Chiaramonti, P. and C.B. Gomes (Eds), 2005. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. *Edusp/Fapesp, San Pablo*. pp 750.

- Comin-Chiaramonti, P., A. Marzoli, C.B. Gomes, A. Milan, C. Riccomini, V.F. Velásquez, M.S.M. Mantovani, P. Renne, C.C.G. Tassinari and P.M. Vasconcelos, 2007. Origin of Post-Paleozoic magmatism in Eastern Paraguay. En: *Plates, Plumes, and Planetary Processes*. Foulguer, G.R. and D.M. Jurdy (Eds). Geological Society of America, Special Paper. Boulder. Colorado. pp 997.
- Ernesto, M., L.S. Marques, E.M. Piccirillo, E.C. Molina, N. Ussami, P. Comin-Chiaramonti and G. Bellieni, 2002. Paraná Magmatic Province-Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 15-36.
- Ernesto, M., M.I.B. Raposo, L.S. Marques, P.R. Renne, L.A. Diogo and A. de Min, 1999. Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 28: 321-340.
- Fodor, R.V., 1987. Low- and high-TiO<sub>2</sub> flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, 84: 423-430.
- Frey, F.A., D.H. Green and S.D. Roy, 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19: 463-513.
- Gallagher, K. and C.J. Hawkesworth, 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, 358: 57-59.
- Gastal, M.P., J.M. Lafon, L.A. Hartmann and E. Koester, 2005. Sm-Nd isotopic investigation of Neoproterozoic and Cretaceous igneous rocks from southern Brazil: a study of magmatic processes. *Lithos*, 82: 345-377.
- Gibson, S.A., R.N. Thompson, O.H. Leonardos, A.P. Dickin and J.G. Mitchell, 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brasil. *Journal of Petrology*, 36: 189-229.
- Gibson, S.A., R.N. Thompson, A.P. Dickin and O.H. Leonardos, 1996. Erratum to "High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis". *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 325-341.
- Gibson, S.A., R.N. Thompson and J.A. Day, 2006. Timescales and mechanism of plume-lithosphere interactions:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 1-17.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26-43.
- Iacumin, M., E.M. Piccirillo, V.A.V. Girardi, W. Texeira, G. Bellieni, H. Echeveste, R. Fernández, J.P.P. Pinese and A. Ribot, 2001. Early Proterozoic calc-alkaline and Middle Proterozoic tholeiitic dyke swarms from central-eastern Argentina: petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications. *Journal of Petrology*, 42: 2109-2143.
- Iacumin, M., A. De Min, E.M. Piccirillo and G. Bellieni, 2003. Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archean-Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Meozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 62: 365-397.
- Jaques, A.L. and D.H. Green, 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 287-310.

- Kay, S.M. y V.A. Ramos, 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453-462, Buenos Aires.
- King, S.D. and D.L. Anderson, 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 289-296.
- Lagorio, S.L. y T.F. Montenegro, 2004. Nódulos lherzolíticos espinélicos en basaltos alcalinos del norte de la sierra de los Cóndores, (Córdoba). En: *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2004*. Brodtkorb, M., M. Koukharsky, S. Quenardelle y T. Montenegro (Eds). Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto. 343-348.
- Lagorio, S.L. y P.R. Leal, 2005. Niveles peperíticos intercalados en los derrames lávicos de Serra Geral, provincia de Misiones. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 847-850, La Plata.
- Lagorio, S.L. 2008. Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 26(2): 152-171.
- Le Bas, M.J., R.W. Le Maitre, A. Strekeisen and B. Zanetin, 1986. A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Roex, A., R.A. Cliff and B.J.L. Adair, 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lavas series. *Journal of Petrology*, 31: 779-812.
- Lucassen, F., M.P. Escayola, R.L. Romer, J.G. Viramonte, K. Koch and G. Franz, 2002. Isotopic composition of Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23-32°S) – implications for the Andean mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 336-349.
- Marengo, H.G., Y. Palma, P. Tchilinguirian, F. Helms, W. Kruck y D. Roverano, 2005. Geología del área de San Ignacio, provincia de Misiones. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 141-148, Buenos Aires.
- Marengo, H.G. y Y. Palma, 2005. Diques y coladas en los basaltos de Serra Geral, área de San Ignacio, Misiones. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 487-492, Buenos Aires.
- Marzoli, A., L. Melluso, V. Morra, P.R. Renne, I. Sgrosso, M. D'Antonio, L. Duarte Morais, E.A.A. Morais and G. Ricci, 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, 28: 341-356.
- McKenzie, D.P. and M.J. Bickle, 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625-679.
- O'Connor, J. M. and R. A. Duncan, 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11): 17475-17502.
- Peate, D.W., C.J. Hawkesworth and M.M.S. Mantovani, 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55: 119-139.
- Peate, D.W. and C.J. Hawkesworth, 1996. Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127: 1-24.



- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. En: Large Igneous Provinces: Continental Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Mahoney, J.J. and M.F. Coffin (Eds). Geophysical Monograph, 100. American Geophysical Union. 215-245.
- Peate, D.W., C.J. Hawkesworth, M.M.S. Mantovani, N.W. Rogers and S.P. Turner, 1999. Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt Province and implications for the nature of "Dupal"-type mantle in the South Atlantic Region. *Journal of Petrology*, 40: 451-473.
- Piccirillo, E.M. and A.J. Melfi (Eds), 1988. The Mesozoic Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects. Universidad de San Pablo, San Pablo. pp 600.
- Rapela, C.W., R.J. Pankhurst, C. Casquet, C.M. Fanning, E.G. Baldo, J.M. González-Casado, C. Galindo and J. Dahlquist, 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 83: 49-82.
- Renne, P.R., J.M. Glen, S.C. Milner and A.R. Duncan, 1996. Age of Edenteka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24: 659-662.
- Santos, J.O.S., W. Wildner, L.A. Hartmann, W.L. Griffin and N.J. McNaughton, 2008. Lower Cretaceous U-Pb age and Grenvillian Hf model-age or the large Serra Geral magmatism of Paraná basin, South America. VI South American Symposium on Isotope Geology. Abstracts: 90, Bariloche.
- Stewart, K., S.P. Turner, S. Kelley, C.J. Hawkesworth, L. Kirstein and M.S.M. Mantovani, 1996. 3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 95-109.
- Sun, S.S. and W.F. McDonough, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: *Magmatism in the Ocean Basins*. Saunders, A.D. and M.J. Norry (Eds). Special Publication Geological Society of London, 42. London. 313-345.
- Takahashi, E. and I. Kushiro, 1983. Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, 68: 859-879.
- Teruggi, M.E., 1955. Los basaltos tholeiíticos de la provincia de Misiones. *Notas Museo La Plata, Geología*, 18(70): 259-278.
- Thiede, D.S. and P.M. Vasconcelos, 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hipótesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. *Geology*, 38(8): 747-750.
- Thompson, R.N. and S.A. Gibson, 1994. Magmatic expression of lithospheric thinning across continental rifts. *Tectonophysics*, 233: 41-68.
- Turner, S.P., M. Regelous, S. Kelley, C.J. Hawkesworth and M.S.M. Mantovani, 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 333-348.
- Turner, S.P., D.W. Peate, C.J. Hawkesworth and M.S.M. Mantovani, 1999. Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: further evicence for the diachronous nature of the Paraná magma types. *Journal of Geodynamics*, 28: 459-469.
- Wildner, W., J.O.S. Santos, L.A. Hartmann and N.J. McNaughton, 2006. Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão. 43 Congresso Brasileiro Geologia. Extended Abstracts, Aracaju.
- Zindler, A. and S. Hart, 1986. Chemical geodynamics. *Annual Earth and Planetary Science*, 14: 493-571.

Recibido: 2 de junio de 2010 - Aceptado: 10 de diciembre de 2010