

MODELO GEODINÁMICO DE LOS PROCESOS QUE GENERARON EL VOLCANISMO CRETÁCICO DE CÓRDOBA (ARGENTINA) Y LA GRAN PROVINCIA ÍGNEA PARANÁ, INCLUYENDO EL ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LA “PLUMA” TRISTÁN

Haroldo Vizán¹ y Silvia Leonor Lagorio²

¹ Departamento de Ciencias Geológicas – Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA – CONICET). Ciudad Universitaria, Pab. II. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. E-mail: haroldo@gl.fcen.uba.ar

² Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). J. Roca 651, piso 10 – Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. E-mail: slagor@minplan.gov.ar

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo es presentar un modelo geodinámico coherente con litologías correspondientes a dos procesos volcánicos que ocurrieron prácticamente durante el mismo tiempo geológico (alrededor de los 130 Ma) en Córdoba y en Misiones (Argentina). En este modelo se considera lo que actualmente se conoce de los procesos de convección que ocurren en el manto terrestre. Se sugiere que el volcanismo alcalino cretácico de Córdoba se generó fundamentalmente a través de convección conducida por borde entre el cratón del Río de La Plata y el terreno Pampia o la antigua faja móvil (zona de sutura) que separa a ambos. Por otra parte, se considera que el origen de los basaltos toleíticos de la Gran Provincia Ígnea de Paraná y su contraparte africana en las localidades de Etendeka y Angola estuvo controlado por convección lateral de gran escala inducida por subducción, incentivada, a su vez, por la energía calórica entrampada por el supercontinente Pangea. Se sugiere, además, que la denominada “pluma” Tristán fue en realidad un conducto de escape de magma para evacuar la energía calórica entrampada por este supercontinente y que este conducto estaría condicionado por factores litosféricos y no correspondería a una pluma típica generada por una discontinuidad térmica en el límite manto-núcleo. Este conducto pudo haber servido de guía para que corrientes profundas transportaran a la superficie elementos químicos llevados a zonas profundas del manto por antiguas losas subducidas. Se sugiere que los procesos de convección en el manto estarían condicionados por la arquitectura y la dinámica de la litósfera.

Palabras claves: Córdoba, Misiones, Cretácico, Volcanismo, convección mantélica.

ABSTRACT

The aim of this paper is to present a geodynamic model coherent with lithologies that belong to two volcanic processes that occurred practically during the same geological time (at about 130 Ma) in Córdoba and in Misiones (Argentina). In this model it is considered what nowadays one knows of the processes of convection that occur in the terrestrial mantle. It is suggested that the alkaline cretaceous volcanism of Córdoba was generated fundamentally by edge driven convection between the craton of Río de La Plata and the terrane Pampia or the ancient mobile belt (suture zone) that separates both. On the other hand it is considered that the origin of the tholeiitic basalts of the Large Igneous Province of Paraná and its African counterpart in Etendeka and Angola localities was controlled by lateral convection of large scale induced by subduction, stimulated, also, by the caloric energy insulated by the supercontinent Pangea. It is suggested, in addition, that the “plume” called Tristán was actually a conduit of magma outpuring to evacuate the caloric energy insulated by this supercontinent. This conduit would be determined by lithospheric factors and would not correspond to a typical plume generated by a thermal discontinuity at the core-mantle boundary. This conduit could have been used as a guide for deep currents that transported to the surface chemical elements previously carried

to deep zones of the mantle by former subducted slabs. It is suggested that the processes of convection in the mantle would be determined by the architecture and the dynamics of the lithosphere.

Key words: Córdoba, Misiones, Cretaceous, volcanism, Mantle convection

INTRODUCCIÓN

Este trabajo acompaña al de Lagorio y Vizán (este volumen) en el que se presentan nuevos datos geoquímicos de la provincia de Misiones y se interpreta su génesis dentro del contexto de la Gran Provincia Ígnea (GPI) Paraná-Etendeka-Angola (PEA), evaluándose el posible vínculo con la denominada “pluma” Tristán. La caracterización geodinámica de la fuente de los derrames basálticos continentales de esta gran provincia ígnea es materia de debate y controversia entre los diversos grupos que han trabajado en la región (i.e. Iacumin *et al.* 2003; Gibson *et al.* 2006). La proximidad de Etendeka respecto a la cadena de montes marinos Walvis, en cuyo extremo occidental se encuentra el monte marino Tristán da Cunha, así como la cercanía de Paraná a la cadena submarina Río Grande llevó a explicar a las manifestaciones de Paraná-Etendeka como producto de la emergencia (*upwelling*) de la denominada “pluma” Tristan da Cunha (i.e. White y McKenzie, 1989; Gibson *et al.*, 2006). En cambio, otros investigadores conciben a estos basaltos como producto de la fusión del manto sublitosférico (i.e. Iacumin *et al.*, 2003) o bien litosférico con una participación final de la astenósfera (i.e. Peate y Hawkesworth, 1996). En interpretaciones de diferentes autores (i.e. Ernesto *et al.*, 2002; Iacumin *et al.*, 2003) se sugiere como posible causa de la fusión a un proceso denominado convección conducida por borde.

Del mismo modo, el volcanismo alcalino periférico a la GPI PEA también es motivo de diversas opiniones en la literatura. Por ejemplo, para el de la sierra Chica de Córdoba (SCC) Kay y Ramos (1996) atribuyen su génesis a la fusión provocada por una pluma, mientras que otros autores (i.e. Lagorio, 2008) lo consideran como producto de la fusión de manto subcontinental litosférico.

En el presente trabajo se propone un modelo geodinámico evolutivo de los procesos que generaron el volcanismo de la SCC, el de GPI PEA y el que se encuentra en las cadenas de volcanes atribuidos a la denominada “pluma” Tristán (véase Figura 1 de Lagorio y Vizán este volumen). De acuerdo con el conocimiento que actualmente se tiene de los procesos de convección que ocurrirían en distintas profundidades del manto terrestre, se sugiere que el volcanismo de Córdoba se desencadenaría por un proceso de convección conducida por borde (i.e. King y Anderson, 1995; 1998; King, 2004) determinado por el probablemente abrupto cambio en el espesor litosférico entre el cratón del Río de La Plata y el terreno Pampia (junto al pequeño terreno Córdoba) o la antigua faja móvil que los separa. En cuanto al origen del volcanismo de la GPI PEA se sugiere que posiblemente el volcanismo estuvo vinculado a un proceso de convección lateral de gran escala generado por subducción (Rabinowicz *et al.*, 1980; Nataf *et al.*, 1981) incentivado, a su vez, por la gran energía térmica atrapada por el supercontinente Pangea (i.e. Anderson, 1982, Gurnis, 1988). En un modelo evolutivo posible se sugiere que la denominada “pluma” Tristán pudo haber sido en realidad un conducto magmático cuya salida fue condicionada por la litósfera para evacuar el calor atrapado previamente por Pangea.

Dado que tanto en esta introducción como en secciones subsiguientes nos referiremos a diferentes procesos que podrían determinar la convección que ocurre en el manto, efectuaremos una breve descripción de los mismos, a fin de plasmar la caracterización geodinámica de la fuente de los eventos magmáticos estudiados.

DIFERENTES PROCESOS CONVECTIVOS

Plumas profundas (¿o fracturas litosféricas?)

En el caso del término pluma es necesario establecer con precisión el significado que se le ha dado. Si bien Wilson (1963) fue el primero en advertir que existían volcanes alejados de bordes de placas a los que denominó puntos calientes (*hotspots*), la concepción de que plumas profundas generadas en el manto más bajo eran el origen de tales puntos calientes se debe a Morgan (1971; 1972). Sobre la base de estos trabajos y subsiguientes, se han dibujado plumas profundas con una “cabeza” más ancha que el conducto o “cola” que le sigue en profundidad (i.e. figura 4 de Courtillot *et al.*, 2003) y en general con su base en una capa de límite térmico (*thermal boundary layer*) entre el manto y el núcleo.

La discontinuidad térmica de esta capa daría origen a las plumas (i.e. Courtillot *et al.*, 2003, entre otros). La cabeza de la pluma profunda ha sido considerada como el factor desencadenante de GPIs como Paraná-Etendeka y las cadenas o trazas de puntos calientes con edades progresivas, una evidencia de que el movimiento entre las plumas profundas es relativamente pequeño en relación al movimiento de las placas (i.e. Morgan, 1983; Müller *et al.*, 1993; Courtillot *et al.*, 2003). Por lo cual, con las trazas de puntos calientes se desarrollaron marcos de referencia para reconstrucciones paleogeográficas absolutas (latitudinal y longitudinal) de las placas tectónicas. Sin embargo, los conductos de las plumas profundas en su ascenso hacia la superficie podrían ser desviados por otros flujos convectivos que existirían en el manto (i.e. Steinberger, 2000) y si bien se ha desarrollado un modelo para efectuar reconstrucciones absolutas considerando la movilidad que pueden tener estas plumas (O'Neill *et al.*, 2005), éste sería confiable sólo hasta los 100 Ma (Torsvik *et al.*, 2008a).

Opuestamente a los investigadores que basan sus interpretaciones en el origen profundo de las plumas, existen otros autores que consideran que tanto los puntos calientes como las GPIs son generados a través de fracturas o grietas causadas por el movimiento de las placas tectónicas (i.e. Fairhead y Wilson, 2004) o bien son procesos volcánicos desencadenados por el estado físico y geométrico de la litosfera que condiciona la convección del manto que se encuentra justo por debajo (i.e. Anderson, 2000; Favela y Anderson, 2000; Anderson, 2005). Sin embargo, estudios recientes que emplean como marco de referencia para el movimiento de las placas a los puntos calientes que se supone se generarían profundamente, dan lugar a interpretaciones geotectónicas coherentes (i.e. Somoza y Zafarana, 2008). Con la finalidad de estimar a qué profundidad se generan las plumas y las características de sus conductos, a partir de este siglo comenzaron a desarrollarse métodos basados en las ondas sísmicas de cuerpo (i.e. Montelli *et al.*, 2004 y Montelli *et al.* 2006). Es de destacar que sólo 11 plumas cuentan con resoluciones sismológicas que indican orígenes profundos y entre ellas no se encuentra Tristán (Montelli *et al.*, 2006), más aún estos autores omiten cualquier análisis de esta pluma. Por otra parte todas las plumas que aparecen en imágenes sísmicas no muestran la típica forma de cabeza y cola, sino amplios conductos de 300-400 km de radio (Montelli *et al.*, 2006).

Capas de límite térmico (*thermal boundary layers*), corrientes de sumidero (*downwellings*), corrientes de surgencia (*upwellings*)

La convección de un fluido se puede desarrollar entre dos superficies a diferentes temperaturas, una en el fondo y otra en el tope (Figura 1a). La propia convección se encarga de homogenizar la temperatura interna del fluido convectivo que en su mayor parte alcanza una temperatura promedio entre la del fondo y la del tope. Adyacentemente al fondo o al

tope, la temperatura del fluido debe hacer una transición desde la temperatura homogénea interna a los valores límites, por ejemplo el más frío en el tope o el más caliente en el fondo. Estas zonas de transición en el fluido se denominan capas de límite térmico (*thermal boundary layers*). La convección confina las partes gravitacionalmente inestables del fluido en estas capas de límite térmico y mantiene la mayor parte del resto del fluido gravitacionalmente estable. En las capas de límite térmico, el fluido eventualmente desciende (si la capa de límite térmico superior es la fría) o asciende (si la capa de límite térmico del fondo es la caliente) alimentando a las celdas convectivas a través de corrientes verticales de sumidero (*downwellings*) y surgencia (*upwellings*) (sm y sr en Figura 1a). En esta situación, cuando la corriente de surgencia impacta sobre el tope, se ve forzada a moverse en forma divergente, alejándose de una zona de alta presión inducida y concentrada encima por la misma corriente. Por ello el material del fluido que se encuentra en la capa de límite térmico más fría, se mueve hacia su sumidero donde se engrosa y se vuelve más pesado. Al volverse más pesado, el material genera una succión hacia abajo induciendo una zona de baja presión.

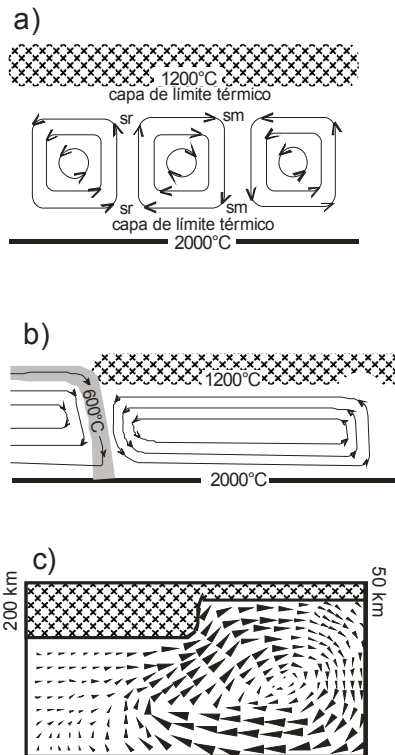


Figura1. Modelos de convección. a) Convección generada entre un tope y un fondo que presentan dos temperaturas diferentes, sm: corriente vertical de sumidero, sr: corriente vertical de surgencia. b) Convección inducida por el enfriamiento lateral provocado por la subducción. El flujo convectivo debajo de la litosfera está confinado por tres límites térmicos que poseen temperaturas medias muy diferentes. c) Convección conducida por borde. El flujo es conducido por una distribución no uniforme de calor debido a la diferencia en los espesores de la litosfera.

El material de la capa de límite térmico fluye desde la zona de alta presión inducida sobre la corriente de surgencia hacia la zona de baja presión sobre el sumidero (i.e. gradiente de

presión). Una dinámica idéntica se desarrolla en el fondo, si bien las zonas de alta y baja presión se invierten de acuerdo con el sentido de las corrientes verticales. Las fuerzas que movilizan las placas estarían relacionadas a la convección que se desarrolla entre gradientes de presión como los indicados arriba (véase Bercovici *et al.*, 2000). El mecanismo propuesto por Forsyth y Uyeda (1975) para explicar las fuerzas que mueven las placas a través de un tironeo provocado por una losa que subduce (*slab pull*) y de un empuje generado por una dorsal (*ridge push*), ha sido actualizado de acuerdo con lo explicado precedentemente (Bercovici *et al.*, 2000). Este modelo de convección, sin embargo, no explica qué fuerzas conducirían a la ruptura de un continente y al origen de una dorsal.

Convección inducida por el enfriamiento lateral provocado por la subducción y su efecto en una masa continental de espesor uniforme

Se han realizado estudios numéricos y experimentales para evaluar el efecto del enfriamiento lateral de la astenósfera por la subducción de litósfera oceánica (Rabinowicz *et al.*, 1980; Nataf *et al.*, 1981). En estos modelos se consideran tres paredes isotérmicas que se pueden homologar a tres capas de límite térmico, cada uno de las cuales con temperaturas medias diferentes (Figura 1b): 1) el límite entre el manto astenosférico superior y el manto inferior (mesósfera), 2) la base de la litósfera, 3) la subducción en uno de los laterales. El enfriamiento lateral induciría una amplia celda convectiva con un eje paralelo a la losa subducida. El material del manto enfriado por la losa se hundiría hasta el límite entre la astenósfera y la mesósfera y fluiría a lo largo de este límite adquiriendo energía térmica mientras se aleja del margen continental activo.

El modelo matemático de Rabinowicz *et al.* (1980) predice que la celda convectiva generada por este mecanismo puede extenderse 1.800 km o aún más alejándose de la subducción. A través de datos experimentales, Nataf *et al.* (1981) consideran que ese recorrido puede llegar hasta 4.000 km luego de haber transcurrido aproximadamente 200 millones de años. Además, la corriente de surgencia de la celda convectiva al levantarse continente adentro, provocaría un debilitamiento de la litósfera debido al fuerte flujo calórico ascendente, al mismo tiempo que la vuelta de la convección hacia el margen donde se encuentra la subducción, arrastraría mecánicamente en esa dirección a la litósfera, adelgazando a la misma. Este patrón de convección debajo de un continente podría ser el mecanismo apropiado para la ruptura de grandes masas continentales como Gondwana. De hecho las zonas de ruptura de este continente se encuentran a distancias como las predichas por este modelo (Nataf *et al.*, 1981). Froidevaux y Nataf (1981) consideran que el patrón convectivo mencionado es el que determinó la emisión de los basaltos de inundación de la GPI PEA. Para Duncan *et al.* (1984) este proceso es el más apropiado para explicar las lavas de la GPI de Karoo, especialmente debido a la rápida generación de magmas basálticos en un área extensa. Más recientemente, Giles *et al.* (2002) consideran que la evolución de las cuencas de 1,8-1,6 Ga del noreste de Australia estaría vinculada a un proceso similar.

Convección conducida por borde (*edge-driven convection*)

La convección conducida por borde ha sido investigada por King y Anderson (1995, 1998) y explica como las heterogeneidades en el espesor de la litósfera inducen corrientes convectivas en el manto superior. Es decir, entre una sección potente de litósfera (generalmente un cratón precámbrico) y una sección de litósfera más delgada adyacente (por ejemplo una antigua faja móvil o un terreno adosado de menor espesor) se induce un flujo convectivo en el manto que se encuentra debajo con surgencia hacia la discontinuidad en el

espesor (Figura 1c) provocando allí fusión parcial del manto. Nótese que mientras que las plumas concebidas por Morgan (1972), Courtillot *et al.* (2003) o Burke *et al.* (2008) se levantan desde una capa de límite térmico entre el manto y el núcleo y atraviesan todo el manto para impactar en la corteza, la convección conducida por borde se desarrolla a una profundidad mucho menor y es relativamente de pequeña escala (Figura 1c).

Entrampamiento térmico

Desde hace años diferentes autores (i.e. Hager *et al.*, 1985, Gurnis, 1988; Richards y Engebretson, 1992; Burke *et al.*, 2008) han señalado que existe una relación estrecha entre las inhomogeneidades térmicas presentes en el manto más profundo (evidenciadas por cambios en la velocidad de propagación de ondas sísmicas) y la configuración del geoide residual (es decir substrayendo la contribución que hace la litósfera al geoide). La configuración del geoide residual presenta dos altos (uno en África y parte del Atlántico y otro en el centro del Pacífico) bordeados, a su vez, por bajos. Chase (1979) y Anderson (1982) observaron que los puntos calientes se correlacionaban geográficamente con los altos del geoide residual (o bien zonas de baja velocidad de onda sísmica en el manto más profundo) e interpretaron que dichas regiones se correlacionarían con áreas calientes del manto inferior.

Anderson (1982, 1989), Gurnis (1988), Davaille *et al.* (2005), Torsvik *et al.* (2008b) entre otros, interpretaron que el alto del geoide africano-atlántico fue la zona donde se congregaron los continentes para formar Pangea, provocando un aislamiento del manto y generando, entonces, un calentamiento mayor que el que normalmente éste tiene. Las áreas estables de Pangea habrían actuado como un escudo del manto, provocando un entrampamiento térmico cuya evidencia actual reside en el manto inferior donde se encuentra una zona de baja velocidad de onda sísmica (Figura 2).

Es de destacar que tanto autores que niegan la existencia de plumas (i.e. Anderson, 2000) como otros que conciben su existencia (i.e. Davaille *et al.*, 2005) coinciden en que el supercontinente Pangea provocó el entrampamiento térmico señalado. Por otra parte, en las zonas donde la energía calórica provocada por un entrampamiento térmico fuera abrumadoramente más importante que la convección conducida por borde (Figura 1c), esta última desaparecería (King y Anderson, 1998; King, 2004).

RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA PARA LOS 130 Ma

Para analizar las posibles causas del volcanismo de PEA y del de la SCC se consideró la distribución geográfica de las unidades previas al Paleozoico superior de acuerdo con Iacumin *et al.* (2003) y Rapela *et al.* (2007). Por otra parte, se realizó una reconstrucción absoluta de Pangea para 130 Ma basada en datos paleomagnéticos y considerando a África sin movimiento longitudinal (Burke y Torsvik, 2004; Torsvik *et al.*, 2008a), (Figura2). Para ello, en lugar de emplear el polo de Euler propuesto por Torsvik *et al.* (2008a) para 130 Ma, se prefirió calcular otro, realizando previamente una selección de polos paleomagnéticos (PPs). Esto obedece a diferentes razones, por ejemplo en la selección de polos de Torsvik *et al.* (2008a) al PP “Basaltos Serra Geral” se le asigna una edad de 119 Ma, que es demasiado joven de acuerdo con las dataciones para los basaltos de inundación de la GPI PEA. Por otra parte Torsvik *et al.* (2008a) consideran 3 PPs diferentes obtenidos en Córdoba: Volcanitas Cerro Colorado (al que le asignan 121 Ma), Lavas El Salto-Almafuerte (124 Ma) y diques Río de Los Molinos (139 Ma). Estos tres polos han sido reemplazados por un único PP

(Geuna y Vizán, 1998) al que se le debe asignar una edad de aproximadamente 130 Ma de acuerdo con lo mencionado en Lagorio y Vizán (en este volumen).

Los 7 PPs seleccionados para este trabajo se encuentran en la Tabla 1. El PP de la Formación Posadas fue obtenido empleando sólo las direcciones que pasan la prueba de

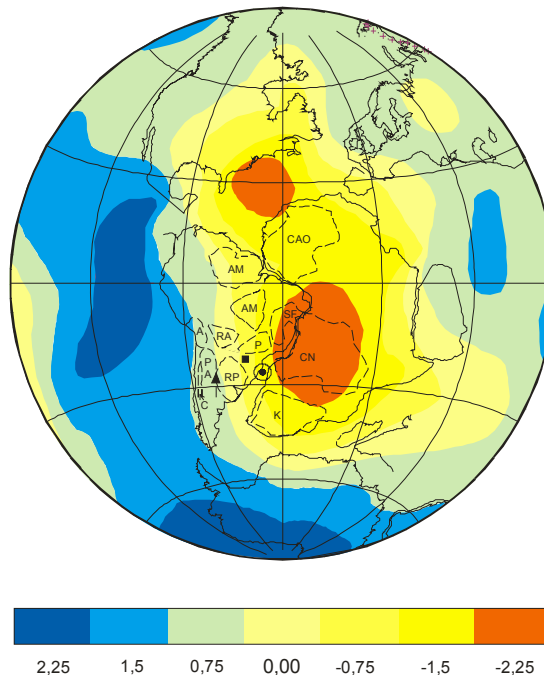


Figura 2. Paleoreconstrucción absoluta de Pangea para los 130 Ma. Se encuentran representadas unidades corticales previas al Paleozoico tardío en las coordenadas que les corresponderían a los 130 Ma (AM: Amazonia, RP: Río de La Plata, SF: San Francisco, P: Paraná, PA: Pampia, C: Cuyania, A: Arequipa, RA: Río Apa, CN: Congo, K: Kalahari, CAO: Cratón de África Oriental). El punto sólido dentro de un círculo muestra el centro de dispersión de América del Sur y África, donde aproximadamente se encontraría el centro del conducto eruptivo de mayor importancia de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola. El cuadrado indica la ubicación relativa del volcanismo de Misiones y el triángulo el de la sierra Chica de Córdoba. En tonos de grises (en colores en la versión digital) se representa un modelo de velocidades de onda sísmica de cuerpo S (S16B30, Masters *et al.*, 1996) en el manto inferior (aproximadamente a 2.750 km de profundidad). Los distintos tonos de grises (o colores) corresponden a las perturbaciones de la velocidad de la onda S relativas al promedio del modelo global para dicha profundidad.

polaridades antípodas (Mena *et al.*, 2006). Con el PP promedio se obtuvo un parámetro para reconstruir África a los 130 Ma (Lat.= 0°, Long. = 173.7° E, Ang. de rotación = 39.5°). Este parámetro es parecido al calculado por Torsvik *et al.* (2008a), lo cual indica que independientemente de los PPs que se seleccionen se obtienen resultados comparables. El resto de los continentes de Pangea fueron reconstruidos a África empleando los parámetros de reconstrucción que figuran en Torsvik *et al.* (2008a). En la Figura 2 se presenta la reconstrucción absoluta de Pangea obtenida junto a un modelo sismológico de la estructura del manto a la profundidad de 2.750 km (Masters *et al.*, 1996). En esta misma figura se presentan también reconstruidos los terrenos o cratones previos al Paleozoico tardío de

América del Sur. La representación de los cratones de África que actualmente bordean el margen atlántico es la que se encuentra en el programa GMAP (Torsvik y Smethurst, 1999).

Tabla 1. Polo paleomagnético promedio (en coordenadas geográficas del sur de África), N= 7, Lat.= 50.5° S, Long.= 83.74° E, A_{95} = 2.1°, K= 796.12. Los polos de América del Sur fueron reconstruidos empleando los parámetros listados en Torsvik *et al.* (2008a). El intervalo de confianza A_{95} y el parámetro de precisión Kappa (K) corresponden a la estadística de Fisher (1953).

Unidad geológica ó localidad	Latitud del PP (° S)	Longitud del PP (° E)	Intervalo de confianza (A_{95})	Autor(es)
Sierra Chica (Córdoba, Arg.)	86.0	75.9	3.3	Geuna y Vizán, 1998
Fm. Posadas (Misiones, Arg.)	87.6	150.8	3.5	Mena <i>et al.</i> , 2006
Paraná Norte (Brasil)	83.0	71.4	2.4	Ernesto <i>et al.</i> , 1990
Paraná Centro (Brasil)	84.1	64.4	2.3	Ernesto <i>et al.</i> , 1990
Paraná Sur (Brasil)	84.0	106.2	1.5	Ernesto <i>et al.</i> , 1990
Prov. Alcalina (Paraguay)	85.4	62.3	3.1	Ernesto <i>et al.</i> , 1996
Kaoko Lavas (África)	48.3	86.6	3.2	Gidskehaug <i>et al.</i> , 1975

DISCUSIÓN

En la Figura 2 se observa que Pangea se encontraba geográficamente encima de la zona de bajas velocidades de onda sísmica en el manto inferior que corresponde al alto del geoide residual africano-atlántico, lo cual es coherente con la propuesta del entrapamiento térmico descrita más arriba. A los 130 Ma años habría existido una energía calórica muy alta por debajo de la litósfera continental congregada en un único supercontinente.

Nótese que en esta reconstrucción, el centro de la GPI PEA (punto lleno dentro de un círculo) se encuentra prácticamente en el lugar de ruptura de Gondwana Occidental (entre las placas de América del Sur y África), es decir en un sector de corteza extendida (Figura 1b) como lo señalaran White y McKenzie (1989) en su trabajo clásico. No sólo esta GPI se habría desarrollado en una corteza con dichas características; anteriormente, aproximadamente a los 200 Ma se generaron la GPI CAMP (*Central America Magmatic Province*) cubriendo la parte septentrional de Brasil, América del Norte, el oeste de África y la península Ibérica, y la GPI Karoo (aproximadamente a los 180 Ma) en el sureste de África y en el borde noreste del continente Antártico. Estas tres GPIs habrían actuado como centros de dispersión de continentes (véase Mpodozis y Ramos, 2008).

La Figura 3 muestra una reconstrucción de Pangea para los 180 Ma (Vizán y Van Zele, 2008) junto con las zonas de subducción propuestas para esa edad por Richards y Engebretson (1992) y los centros de dispersión correspondientes a las GPIs mencionadas. Estos centros de dispersión fueron reconstruidos a las posiciones que tenían en relación a los márgenes continentales donde se generaron, pero dada la edad de la reconstrucción sólo el centro de dispersión de la GPI de Karoo está reconstruido en forma absoluta. Nótese en esta

figura que las GPIs mencionadas se sitúan en zonas de rupturas o desmembramientos de placas que formaban Pangea, a distancias de las zonas de subducción como las predichas por modelos mencionados (Figura 1b). Por lo cual estas GPIs podrían tener una distribución geográfica determinada por un amplio circuito de convección inducido por el enfriamiento causado por la subducción en el margen occidental de Pangea (Figura 1b).

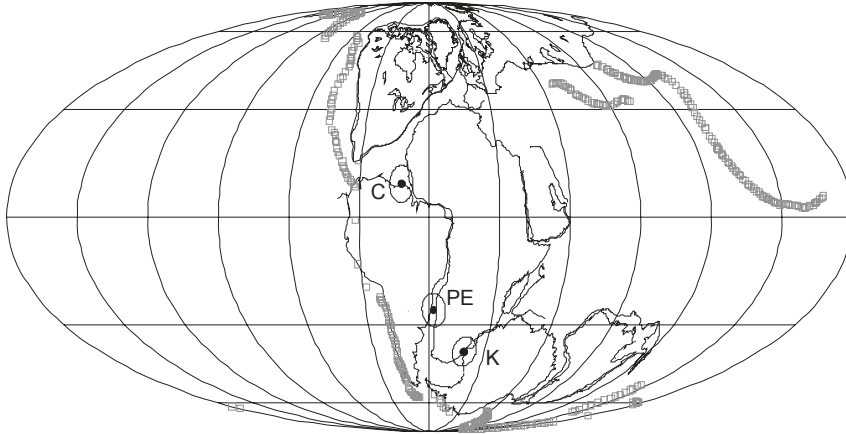


Figura 3. Reconstrucción de Pangea para 180 Ma. Pequeños cuadrados vacíos (en gris): zonas de subducción de Pangea para 180 Ma; puntos sólidos dentro de círculos: centros de dispersión de Gondwana, asociados a Grandes Provincias Ígneas reconstruidos relativamente a los márgenes continentales (C: *Central Magmatic Province* (CAMP), PE: *Paraná-Etendeka-Angola*, K: *Karoo*).

En la Figura 4 se consideran los diferentes procesos térmicos que actuaron posiblemente en forma conjunta aproximadamente para los 130 Ma. En la GPI PEA se superpondrían diferentes procesos térmicos. 1) En esta región se encontraría el tramo de surgencia (fuerte flujo calórico ascendente) del amplio circuito de convección inducido por la subducción en el margen occidental (Figura 1b). El mismo circuito arrastraría a la placa que luego sería América del Sur hacia el oeste, provocando el “rifting” (desgarre cortical) de Gondwana Occidental que habría disparado, a su vez, procesos de delaminación introduciendo material litosférico en la astenósfera (Regelous *et al.* 2009). 2) Endomamiento y fragmentación de las regiones con discontinuidades litosféricas debido al entrapamiento térmico (véase Anderson, 1994). En esa zona la energía térmica era elevada, determinando en consecuencia los altos porcentajes de fusión típicos de los magmas toleíticos que caracterizan a la GPI que emergieron por fracturamiento litosférico fundamentalmente en las zonas de sutura entre antiguos cratones, si bien en algún caso estos fueron también desgarrados. Estudios sismológicos realizados por Schimmel *et al.* (2003) indicarían que el cratón de San Francisco en América del Sur (contraparte del cratón del Congo en África) tendría un espesor entre los 200 y 300 km.

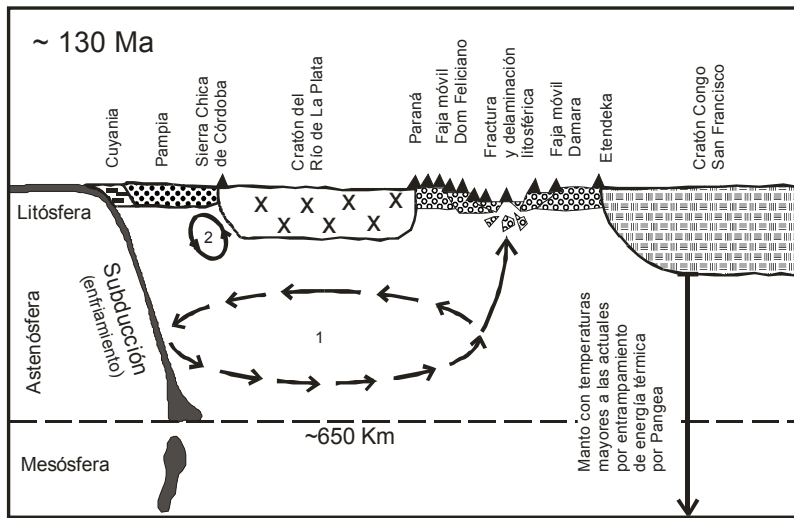


Figura 4. Sección aproximadamente este-oeste de Gondwana Occidental (América del Sur y África) para 130 Ma con la ubicación de unidades corticales móviles cubiertas por el Fanerozoico. El espesor del Cratón del Río de La Plata está basado en Favetto *et al.* (2008) y el del Cratón de Congo-San Francisco en Schimmel *et al.* (2003). En el margen occidental gondwánico, la losa subducida provocaría un enfriamiento lateral que induce en la astenósfera una celda convectiva de gran amplitud (1), la salida de ésta se encontraría en el centro de dispersión de Paraná-Etendeka-Angola. La flecha vertical apuntando hacia abajo indica que todo el manto que se encuentra debajo de la corteza presenta una energía térmica mayor que la actual, debido al entrapamiento térmico provocado por Pangea. En la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola comienza a liberarse la energía térmica entrapada a través de procesos eruptivos que se señalan con triángulos negros. En la sierra Chica de Córdoba el volcanismo está sólo vinculado a convección conducida por borde (2 límite entre el Cratón del Río de La Plata y terreno Pampia).

En cambio, el volcanismo alcalino de la sierra Chica de Córdoba es consistente con bajos porcentajes de fusión, congruente con su lejanía respecto del centro de mayor energía térmica (Figura 2). Esta localidad estaba cerca del margen occidental de Gondwana en donde se registraba subducción, por lo tanto el enfriamiento de la astenósfera provocado por la losa que se hundía era mayor que en el centro del supercontinente.

Por otro lado, Favetto *et al.* (2008) empleando información geológica y resultados magnetotéluricos interpretan que un cambio abrupto en la resistividad observado en esta zona, señalaría el límite entre el Cratón del Río de La Plata y el terreno Pampia. Mientras que el cratón del Río de La Plata correspondería a una estructura resistiva que se extendería hasta los 150 km en profundidad, el terreno Pampia sería una estructura heterogénea con una capa de alta resistividad hasta los 6 km y una capa conductora debajo, hasta los 70 km. El marcado contraste entre los espesores de las estructuras mencionadas indicaría que en la SCC habría operado esencialmente convección conducida por borde (Figura 4). El volcanismo no habría alcanzado, por lo tanto, la magnitud del que aproximadamente para el mismo tiempo se generó en la GPI PEA.

¿Y la “pluma” Tristán?

De acuerdo con lo mencionado arriba, se puede recurrir a modelos de procesos de convección en el manto superior para explicar el magmatismo de aproximadamente 130 Ma que se desarrolló tanto en la GPI PEA como el de la SCC, sin necesidad de recurrir al modelo de plumas profundas que provienen de una capa de límite térmico en el límite manto núcleo (LMN). Más aún, como se mencionara anteriormente, la denominada “pluma” Tristán no se encuentra catalogada como tal. Por otra parte, de acuerdo con Fairhead y Wilson (2004) la deformación que ocurrió en la corteza oceánica atlántica sería el factor de control en el desarrollo de las cadenas volcánicas atlánticas orientadas aproximadamente este-oeste (Walvis Ridge y Río Grande Rise). En otras palabras, estos montes marinos se formarían según dichos autores por rupturas de intraplaca.

De acuerdo con Wen (2006), se puede determinar la posición geográfica de los puntos calientes generados por una pluma, utilizando los parámetros de reconstrucción calculados a partir de la traza dejada por otra. La interpretación propuesta por Fairhead y Wilson (2004) mencionada en el párrafo anterior no explica cómo con la traza de puntos calientes de la pluma Kerguelen (situados cerca de la longitud 80° E con una orientación aproximadamente norte-sur) se puede reconstruir con precisión la cadena Walvis Ridge determinada por la “pluma” Tristán (y viceversa) respetando la progresión de edades de ambas trazas y empleando modelos cinemáticos reconocidos de placas diferentes (Antártida, India y África, véase figura 1 de Wen, 2006). De acuerdo con Montelli *et al.* (2006) debajo del monte marino Kerguelen existe una pluma cuyo conducto se extendería hasta aproximadamente el LMN. Entonces, cabría preguntarse que pasó con la posible “pluma” Tristán que no se observa en imágenes sísmicas, pero sin embargo de acuerdo con la reconstrucción mencionada debería tener un origen común a una pluma profunda.

De acuerdo con Nolet (comunicación personal 2009) se sospecha que Tristán es una de las plumas más viejas que existe y, entonces, puede no tener la suficiente fuerza como para dejar una señal sísmica concluyente. Para Courtillot *et al.* (2003) las colas de las plumas tienden a extinguirse aproximadamente a los 130 Ma y aquellas que son más viejas que 150 Ma ya no están activas. Considerando todos los argumentos mencionados anteriormente, Tristán podría haber sido una “pluma vieja” que se fue extinguiendo (“*dying plumes*” de Montelli *et al.*, 2006). Si es así, ¿existe alguna posible explicación para congeniar a los diferentes procesos de convección en el manto con la posible “pluma Tristán” tal como las que concibieron Wilson o Morgan y descarta Anderson?

Un modelo geodinámico posible

Como se mencionara, Pangea actuó como un aislante entrapando energía calórica desde aproximadamente los 350 Ma (Carbonífero temprano) hasta aproximadamente los 130 Ma (Cretácico temprano tardío) y su litósfera estaba constituida por cratones con espesores de cientos de kilómetros, amalgamados y rodeados por antiguas fajas móviles y terrenos acrecionados con espesores más delgados. Por otra parte presentaba bordes activos en sus márgenes oeste, sur y norte, a través de los cuales la subducción aportaba frío al manto superior que se encontraba debajo del supercontinente.

Es decir que la convección inducida por el enfriamiento causado por la subducción (Figura 1b) en el margen oeste de Pangea habría estado activa para esta época. El análisis geoquímico de muestras de la GPI PEA sustenta esencialmente la fusión del manto litosférico (véase Lagorio y Vizán, este volumen) posiblemente provocado fundamentalmente por el entrapamiento térmico; y recién hacia los estadios finales habría

intervención de una componente astenosférica tipo N-MORB (i.e. Peate y Hawkesworth, 1996) que podría haber llegado a la superficie por el tramo de surgencia de la convección de gran escala inducida por la subducción cretácica. La superposición de los dos procesos convectivos habría generado, además, un conducto (originalmente no profundo) desarrollado entre cratones y antiguas fajas móviles que provocaría la evacuación de la energía calórica atrapada por Pangea. Este conducto habría continuado activo aún después de la ruptura de Gondwana como una estructura (interpretada por ejemplo por Courtillot *et al.* 2003, como una clásica pluma) evacuando magma generado previamente por el calor atrapado. La generación de una dorsal oceánica, como la que separó a los continentes América del Sur y África, probablemente debe de haber dado lugar a un escape de energía calórica de mayor escala, sin embargo el antiguo conducto evacuador de calor y magma inducido por la arquitectura litosférica de Pangea habría seguido activo dando lugar a los montes marinos que formaron las trazas de la llamada “pluma” Tristán.

En las Figura 5a, b, c y d, se muestra cómo podrían haberse desarrollado los montes marinos de Walvis Ridge y Río Grande Rise a medida que se iba expandiendo el fondo del océano Atlántico y se iba reduciendo la energía térmica atrapada por Pangea.

Para diseñar en estas figuras el comportamiento de la losa subducida en el margen occidental desde la superficie hasta el LMN, se tuvo en cuenta información recogida de varios trabajos. De acuerdo con Burke *et al.* (2008) la configuración del límite manto núcleo no ha cambiado sustancialmente desde hace por lo menos 300 Ma y diferentes autores (Chase y Sprowl, 1983; Hager *et al.*, 1985; Richards y Engebretson, 1992; Garnero *et al.*, 2007) han señalado que las zonas de alta velocidad de onda sísmica en el manto profundo se encuentran debajo de las zonas de subducción antiguas y presentes. En este sector del manto, el cambio en el comportamiento de las ondas sísmicas sería muy abrupto al pasar de una zona de alta velocidad (a donde se supone se encuentra el material subducido) a una zona de baja velocidad, lo cual sugiere cambios muy fuertes en la temperatura, en fases mineralógicas o en la composición química del LMN (Thorne *et al.*, 2004; Garnero *et al.*, 2007; van der Hilst *et al.*, 2007). Por otra parte, la predicción del modelo matemático de Tan *et al.* (2002) de que a medida que una losa se aproxima a la base del manto se pliega y enrolla, ha sido observada en imágenes sísmicas de la losa Farallón (Hutko *et al.*, 2006). Esta losa se esparciría sobre el LMN hacia el oeste (Hutko *et al.*, 2006) y aparentemente todas las losas que subducieron en el borde activo de América se han esparcido en esa dirección sobre el LMN desde por lo menos el Jurásico temprano (Vizán y Van Zele, 2008). Por otra parte, en la Figura 5 se supone también que el conducto de escape de calor y magma (denominado por otros como “pluma” Tristán) no presenta cambios longitudinales apreciables manteniéndose en una de las zonas que posee el más alto gradiente en velocidad de onda sísmica en el manto profundo (Thorne *et al.*, 2004). Las posiciones de América del Sur y África surgen de las reconstrucciones absolutas propuestas por Torsvik *et al.* (2008a) para las edades consideradas. De la comparación entre las Figura 5a y 5b, pareciera que África se ha movido longitudinalmente desde aproximadamente los 125 Ma hasta aproximadamente los 80 Ma, sin embargo ello es sólo aparente pues la diferencia en la posición del sur de África se debe a la rotación en sentido anti-horario que experimenta el continente mencionado (Torsvik *et al.*, 2008a). La posición relativa de la dorsal centro atlántica respecto de los márgenes de América del Sur y África y las extensiones de las cadenas de montes marinos de Río Grande Rise y Walvis Ridge se obtuvieron del trabajo de Schettino y Scotese (2005).

Se observa que a los 125 Ma y a los 80 Ma (Figura 5a y b), coinciden longitudinalmente la salida de la dorsal (en gris) con la salida del conducto de escape de calor (en anaranjado); a los 40 Ma (Figura 5c), si bien se encuentran separados, están relativamente próximos, mientras que a los 10 Ma (Figura 5d) se observa una separación longitudinal apreciable. Esto es coherente con la observación de Wilson (1989) quien señala que Tristán no es más un punto caliente centrado en dorsal debido a la migración al oeste de la dorsal centro atlántica desde hace aproximadamente unos 35 millones de años. En este escenario, entre los 125 y los 35 Ma, es razonable concebir procesos de mezcla entre ambos materiales involucrados, el proveniente de Tristan (*OIB*, cuyo origen se explica más adelante) y el de la dorsal (*N-MORB*).

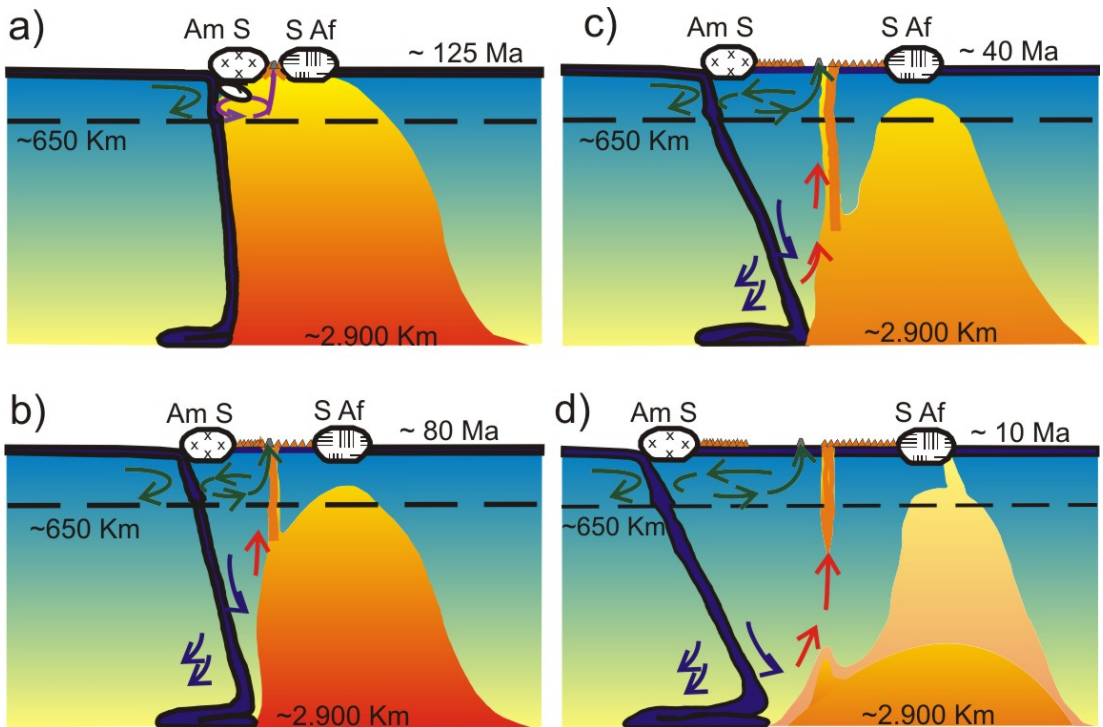


Figura 5. Evolución temporal de los procesos geodinámicos involucrados en el modelo presentado en este trabajo (explicaciones sobre su diseño se encuentran en el texto). En secciones aproximadamente oeste-este a sudoeste-noreste se presentan a los continentes América del Sur (Am S) y Sur de África (S Af) constituyendo Gondwana Occidental y como se fueron separando los mismos luego de la ruptura de este mega continente. En la versión digital los montes marinos generados por el escape de calor mencionado en la descripción del modelo se representaron con triángulos en naranja. La dorsal centro oceánica se representa con un trapecoide en gris. El límite entre la astenósfera y la mesósfera esta señalado a una profundidad de 650 km (si bien es variable) y el límite manto núcleo a 2.900 kilómetros. En el margen activo de Gondwana, luego margen activo de América del Sur, se representa la subducción y como atravesaría el manto. En la versión digital con tonos de naranja se representa la energía térmica atrapada por Pangea, el manto circundante está en tonos azules. El circuito cerrado en negro representa convección conducida por borde. En la versión digital el circuito en morado corresponde a la convección determinada por el enfriamiento lateral por subducción. La celda de convección que se movería bajo la placa americana debido a un gradiente de presión entre el lugar en que se encuentra la dorsal y donde se encuentra la subducción está representada en la versión digital

en verde. Otra posibilidad es que esta celda haya sido generada por una combinación de procesos (véase el texto). En el manto inferior, las corrientes de sumidero se representan con flechas curvas descendentes (en azul en la versión digital), las corrientes de surgencia con flechas curvas ascendentes (en rojo en la versión digital). a) Representación para ~ 125 Ma. Los procesos de convección en el manto superior provocan la ruptura de Gondwana Occidental y la salida de la energía térmica atrapada debajo. b) Representación para ~ 80 Ma. Los centros por donde comenzó a evacuarse la energía térmica, dan lugar a un conducto de escape de calor o chimenea “Tristán” (en realidad constituida por un conjunto de conductos discretos) que a medida que se expande el fondo oceánico genera los montes marinos de Walvis Ridge y Río Grande Rise. La salida de este conducto coincide prácticamente con el centro de la dorsal centro atlántica. c) Representación para ~ 40 Ma. El conducto de escape de calor se encuentra separado pero muy cerca de la dorsal, por lo que pueden aún mezclarse magmas de diferentes orígenes. El calor atrapado por Pangea, se ha evacuado parcialmente y queda un relicto del mismo debajo de África que prácticamente no se mueve longitudinalmente. d) Representación para ~ 10 Ma. El conducto de escape de calor se encuentra más separado de la dorsal al este de la misma, y ya no genera desde hace tiempo puntos calientes en la Placa Sudamericana. Se supone que en el interior del manto el conducto de escape de calor ha comenzado a agotarse. Las corrientes de surgencia que fueron guiadas por este conducto, igualmente transportan material desde el manto profundo para dar lugar a basaltos del tipo *OIB*. Debajo de África se ha formado otro conducto de escape de calor que libera a la energía térmica aún atrapada debajo de este continente dando lugar en superficie al volcanismo que se encuentra en Afar-Victoria Lake.

En las Figura 5b, c y d consideramos que la celda de gran amplitud astenosférica (Figura 1b) que es inducida por la subducción en el margen occidental de Gondwana, pudo ser remplazada por una corriente convectiva generada por gradientes de presión (Figura 1a). Tal vez las fuerzas que movilizan actualmente la placa sudamericana hacia el oeste se relacionen con una corriente convectiva que es, en sentido estricto, el resultado de diferentes factores combinándose procesos convectivos como los de las figuras 1a y 1b. Se considera que actualmente esta convección resultante es la que generaría en la dorsal la erupción de basaltos *MORB* y la que se encarga de generar la deriva de la Placa Sudamericana. En cambio África, que no tiene margen activo y se encuentra rodeada por dorsales (tanto al este como al oeste), no tiene prácticamente movimiento longitudinal (i.e. Burke y Torsvik, 2004). Es decir que en sentido este-oeste esta placa sólo se estaría expandiendo.

Las lavas muestreadas en la cadena montañosa submarina Walvis son de naturaleza mayormente toleítica, pero se registran asimismo productos alcalinos. Sobre la base de los datos isotópicos presentados por Richardson *et al.* (1982) han sido reconocidos dos grupos de muestras por Milner y le Roex (1996). Uno de ellos en efecto representaría mezcla entre las composiciones del monte marino Tristan y el *N-MORB*, mientras que el otro no. Este último grupo estaría representado por la muestra 525A (de aproximadamente 70 Ma) que presenta cocientes entre trazas y características isotópicas semejantes a los basaltos de alto titanio de Paraná (variedad Urubici, Peate *et al.*, 1999). Por lo tanto estos autores consideran que revelaría una génesis distinta, por delaminación del manto litosférico durante la apertura del océano (Figura 4). Fragmentos litosféricos (semejantes a los que fueron fundidos durante la efusividad de Paraná) habrían sido arrancados durante la separación continental (Regelous *et al.* 2009), posteriormente dispersados en la astenósfera y fundidos 60 millones de años después (Peate *et al.*, 1999). Es importante señalar que características análogas a las de la muestra 525A han sido registradas en la muestra 516F de Río Grande Rise, para las que resulta en consecuencia también razonable la misma explicación de su génesis.

Posiblemente la chimenea de escape de calor atrapado por Pangea denominada por otros autores “pluma Tristán”, podría haber estado compuesta, en sentido estricto, por un conjunto de conductos discretos con una geometría prediseñada e impuesta por la arquitectura litosférica, que daría lugar a una cadena de montes marinos en la placa africana y a una forma más irregular en la placa americana (véase figura 1 de Lagorio y Vizán en este volumen). Es decir que por esta placa podrían haber salido en realidad varios conductos agrupados en una estructura compleja condicionada por la distribución geográfica de diferentes cratones y antiguas fajas móviles como los reconstruidos en la Figura 2.

En este modelo se sugiere que del antiguo atrapamiento térmico sólo habría quedado un relicto profundo en el manto inferior con una gran apófisis que se encuentra a menos profundidad debajo de África (i.e. Figura 5d y figura 13 de Montelli *et al.*, 2006) debido a que este continente no experimentó grandes movimientos luego del desmembramiento de Gondwana. Es decir que tal vez, el amplio abultamiento batimétrico africano (*African superswell*, Nyblade y Robinson, 1994) se deba a un resabio del atrapamiento térmico de Pangea. Es de destacar que de acuerdo con Montelli *et al.* (2006) el volcanismo de Afar y Lago Victoria se desarrolla a través de conductos conectados a la anomalía térmica debajo de África mencionada anteriormente. Cualquier análisis detallado del magmatismo en esta sección de África que comenzó aproximadamente a los 35 Ma escapa a los fines de este trabajo, sin embargo la ubicación de este volcanismo también estaría controlado por la arquitectura litosférica previa al Paleozoico superior (van Wijk, 2005).

Se supone que los conductos de escape de calor de la “pluma” Tristán se fueron extinguiendo paulatinamente, sin embargo lograron transportar material desde el manto más profundo. Para explicar en nuestro modelo posible cómo se obtiene una geoquímica *OIB* en los montes marinos Tristán y Gough es necesario considerar que las losas que se subducen llegan hasta el LMN como se indica en las Figura 5a, b, c y d. Es decir que si bien las losas pueden ser retenidas en el cambio de fase que existe entre la astenósfera y la mesósfera aproximadamente a los 650 km (Mitrovica y Forte, 1997) descenderían rápidamente y se hundirían generando corrientes de sumidero. Diferentes autores han señalado que estas corrientes de sumidero se encargarían de empujar y barrer el material que se encontraría en la base del manto (i.e. Tan *et al.*, 2002; Nakagawa y Tackley, 2005; Garnero *et al.*, 2007, Burke *et al.*, 2008). Este material posiblemente sea calentado por conducción de calor que se desprende desde el núcleo volviéndose menos denso y aumentando su flotabilidad, y como señalan Garnero *et al.* (2007) podría ser desplazado por corrientes de sumidero inducidas por las losas que se hunden, hacia flujos de retorno o de surgencia. De acuerdo con Garnero *et al.* (2007) los rasgos topográficos cerca de los márgenes de las zonas de baja velocidad de onda sísmica en el manto profundo, serían las guías de los flujos de surgencia o retorno que ascenderían hacia la superficie. En nuestro modelo, los rasgos topográficos que actuarían como guías de estas corrientes de retorno o surgencia serían los conductos de escape de calor previamente formados por la arquitectura litosférica (Figura 5b, c y d). Las corrientes de surgencia de Tristán al ascender de esta manera, habrían transportado distintos trazadores químicos desde zonas profundas del manto. Los basaltos tipo *OIB* que se encuentran en los actuales montes marinos Tristán y Gough podrían, entonces, reflejar el aporte de material fundido de losas y sedimentos geológicamente antiguos que habrían llegado a zonas profundas del manto arrastrados por el hundimiento de viejas losas subducidas (Hofmann, y White, 1982; Hofmann, 1997, Chauvel *et al.*, 2008). Este material fundido habría sido posteriormente devuelto a la superficie por corrientes de retorno guiadas por conductos de

escape de calor generados previamente por el diseño de la litósfera y no por una supuesta pluma originada en el LMN con la tradicional cabeza de hongo.

El hecho de que varios de los puntos calientes del “box Indo-Atlántico” (Davaille *et al.*, 2005) se encuentren dentro del alto del geoide africano-atlántico (zona de baja velocidad de onda sísmica), podría deberse a que tuvieron un origen como el que se menciona arriba para Tristan. Es decir, las salidas de estas “plumas” habrían sido condicionadas por corrientes convectivas que ocurrieron en el manto superior organizadas por la arquitectura de la litósfera y por la subducción (en los márgenes del supercontinente) que actuaron como condiciones de contorno.

Este modelo es coherente con la idea de Anderson (2001) en cuanto a que la convección en el manto superior está organizada por el sistema de placas litosféricas que se encuentran por encima. Dicho de otra manera, los patrones de convección en el manto superior deberían ser considerados como el resultado y no la causa de la tectónica de placas. En nuestro caso, y a diferencia de Anderson (2001), suponemos que se pueden desarrollar conductos de escape del calor entrampado previamente por Pangea que permanecen activos durante millones de años y cuya salida estaría también condicionada por la arquitectura de la litósfera y por la subducción. Estos conductos de escape de calor, considerados anteriormente como plumas, podrían corresponder actualmente a anomalías sísmicas que se reconocen en el manto inferior. En el “box Indo-Atlántico”, las zonas de ultra-baja velocidad de onda sísmica en la base del manto interpretadas como cámaras magmáticas profundas por Garnero y McNamara (2008) podrían ser relictos en el manto profundo de los lugares por donde las inhomogeneidades de la litósfera indujeron la evacuación del calor entrampado por Pangea. Este modelo no explica el origen de los puntos calientes que se generan en el piso del océano Pacífico.

Agradecimientos: Al CONICET (PIP 112 2008/02828), a la U.B.A. (UBACyT X220) y al SEGEMAR, que permitieron realizar este trabajo. Gracias, también, a la Lic. María Andrea Van Zele y al Dr. Augusto Rapalini por la lectura crítica del manuscrito. El arbitraje de este trabajo permitió un mejoramiento notable del mismo.

REFERENCIAS

- Anderson, D.L., 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 297: 391-393.
- Anderson, D.L., 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications, Boston. pp 366.
- Anderson, D.L., 1994. Superplumes or supercontinents? *Geology*, 22: 39-42.
- Anderson, D.L., 2000. The thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes. *Geophysical Research Letters*, 27: 3623-3626.
- Anderson, D.L., 2001. Top-Down Tectonics? *Science*, 293: 2016-2018.
- Anderson, D.L., 2005. Scoring hotspots: The plume and plate paradigms. En: *Plates, Plumes and Paradigms*. Foulger, G.R., J.H., Natland, D.C. Presnall and D.L. Anderson (Eds). Geological Society of America Special Paper 388. 31-54.
- Bercovici, D., Y. Ricard and M.A. Richards, 2000. The Relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. En: *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. Richards, M., R. Gordon, and R. van der Hilst (Eds). American Geophysical Union, Geophysical Monograph 121. 5-46.

- Burke, K. and T.H. Torsvik, 2004. Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 227: 531-538.
- Burke, K., B. Steinberger, T.H. Torsvik and M.A. Smethurst, 2008. Plume generation zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 265: 49-60.
- Chase, C.G., 1979. Subduction, the geoid, and lower mantle convection. *Nature* 282, 464-468.
- Chase C.G. and D.R. Sprowl, 1983. The modern geoid and ancient plate boundaries. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 314-320.
- Chauvel, C., E. Lewin, M. Carpentier, N. Arndt and J.C. Marini, 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature geoscience* 1: 64-67.
- Courtillot, V., A. Davaille, J. Besse and J. Stock, 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.
- Davaille, A., E. Stutzmann, G. Silveira, J. Besse and V. Courtillot, 2005. Convective patterns under the Indo-Atlantic "box". *Earth and Planetary Science Letters*, 239: 233-252.
- Duncan, A.R., A.J. Erlank and J.S. Marsh, 1984. The Karoo igneous province. *Special Publication Geol. Society of South Africa*, 13: 355-388.
- 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., I.G. Pacca, F. Hiodo and J.R. Nardy, 1990. Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64:153-175.
- Ernesto, M., P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes, A.M.C. Castillo and J.C. Velazquez, 1996. Palaeomagnetic data from the Central Alkaline Province, eastern Paraguay. En: *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay*. Comin-Chiaramonti P. and C.B. Gomes (Eds). University of Sao Paulo: 85-102.
- Fairhead, J.D. and M. Wilson, 2004. Sea-floor spreading and deformation process in the South Atlantic Ocean: are hotspots needed? www.MantlePlums.org, última actualización 9 de agosto de 2004.
- Favela J. and D.L. Anderson, 2000. Extensional tectonics and Global Volcanism. En: *Problems in Geophysics for the New Millennium*. Boschi, E. G. Ekstrom and A. Morelli (Eds). Editrice Compositori, Bologna. 463-498.
- Favetto A., C. Pomposiello, M.G. López de Luchi and J. Booker, 2008. 2D Magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane-Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, 459: 54-65.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society*, A217: 295-305.
- Forsyth, D. and S. Uyeda, 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43:163-200.
- Froidevaux, C. and H.C. Nataf, 1981. Continental Drift: What driving mechanism? *Geologische Rundschau*, 70: 166-176.
- Garnero, E.J. and A. McNamara, 2008. Structure and dynamics of Earth's lower mantle. *Science*, 320: 626-628.

- Garnero, E., T. Lay and A. McNamara, 2007. Implications of lower-mantle structural heterogeneity for existence and nature of whole-mantle plumes. En: *Plates, Plumes and Planetary Processes*. Foulger, G.R. and D.M. Jurdy (Eds). Geological Society of America, Special paper 430: 79-101.
- Geuna, S.E. and H. Vizán, 1998. New Early Cretaceous palaeomagnetic pole from Córdoba Province (Argentina): revision of previous studies and implications for the South American database. *Geophysical Journal International*, 135: 1085-1100.
- Gidskehaug, A., K.M. Creer and J. Mitchell, 1975. Palaeomagnetism and K-Ar ages of the South-West African basalts and their bearing on the time of initial rifting of the South Atlantic Ocean. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 42: 1-20.
- Giles, D., P. Betts and L. Gordon, 2002. Far-field continental backarc setting for the 1.80-1.67 Ga basins of northeastern Australia. *Geology*, 30(9): 823-826.
- 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.
- Gurnis, M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature*, 332: 695-699.
- Hager, B.H., D.W. Clayton, M.A. Richards, R.P. Comer and A.M. Dziewonski, 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, 313: 541-546.
- Hofmann, A.W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229.
- Hofmann, A.W. and W.M. White, 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57: 421-436.
- Hutko, A., T. Lay, E.J. Garnero and J.S. Revenaugh, 2006. Seismic detection of folded, subducted lithosphere at the core-mantle boundary. *Nature*, 441: 333-336.
- 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 Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 62: 365-397.
- Kay, S.M. y V.A. Ramos, 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3er Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 453-462, Buenos Aires.
- King, S.D., 2004. Understanding the edge-driven convection hypotheses. www.MantlePlums.org, última actualización 2 de Marzo de 2004.
- King, S.D. and D.L. Anderson, 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 269-279.
- King, S.D. and D.L. Anderson, 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 289-296.
- 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 Roex, A., R.A. Cliff and B.J.L. Adair, 1990. Trsitán da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lavas series. *Journal of Petrology*, 31, 779-812.
- Masters, G., S. Johnson, G. Laske and H. Bolton, 1996. A shear-velocity model of the mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 354: 1385-1411.

- Mena, M., M.J. Orgeira and S.L. Lagorio, 2006. Paleomagnetism, rock-magnetism and geochemical aspects of early Cretaceous basalts of the Paraná Magmatic Province, Misiones, Argentina. *Earth Planets Space*, 58: 1283-1293.
- Milner, S.C. and A.P. le Roex, 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EMI mantle component. *Earth and Planetary Science Letters* 141: 227-291.
- Mitrovica, J.X. and A.M. Forte, 1997. Radial profile of mantle viscosity results from joint inversion of convection and post-glacial rebounds observables. *Journal of Geophysical Research*, 102: 2751-2769
- Montelli, R., G. Nolet, F.A. Dahlen, G. Masters, E.R. Engdahl and S.H. Hung, 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.
- Montelli, R., G. Nolet, F.A. Dahlen and G. Masters, 2006. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(11): 1-69.
- Morgan, W.J., 1971. Convective plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Morgan, W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. En: *Studies in Earth and Space Sciences*. Shagam, R., R.B. Hargraves, W.J. Morgan, F.B. Van Houten, C.A. Burk, H.D. Holland and L.C. Hollister (Eds). Geological Society of America Memoria, 132. 7-22.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspots tracks and early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Mpodozis, C. y V.A. Ramos, 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 481-497.
- Müller, D., J.Y. Royer and L.A. Lawver, 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 16: 275-278.
- Nakagawa, T. and P.J. Tackley, 2005. Deep mantle heat flow and thermal evolution of the Earth's core in thermochemical multiphase models of mantle convection. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6: Q08003, doi:10.1029/2005GC000967.
- Nataf, H.C., C. Froidevaux, J.L. Levrat and M. Rabinowicz, 1981. Laboratory convection experiments: Effect of lateral cooling and generation of instabilities in the horizontal boundary layers. *Journal of Geophysical Research*, 86: 6143-6154.
- Nyblade, A.A. and S.W. Robinson, 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 765-768.
- O'Neill, C., D. Müller and B. Steinberger, 2005. On the uncertainties in hotspot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(4): 1-35.
- 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., 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.
- Rabinowicz, M., B. Lago and C. Froidevaux, 1980. Thermal transfer between the continental asthenosphere and the oceanic subducting lithosphere: Its effect on subcontinental convection. *Journal of Geophysical Research*, 85: 1839-1853.

- 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.
- Regelous, M., Y. Niu, W. Abouchami and P.R. Castillo, 2009. Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: Geochemical evidence from the Mid-Atlantic Ridge at 26°S. *Lithos*, doi: 10.1016/j.lithos.2008.10.012.
- Richards, M.A. and D.C Engebretson, 1992. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, 355: 437-440.
- Richardson, S.H., A.J. Erlank, A.R. Duncan and D.I. Reid, 1982. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 327-342.
- Schettino, A. and C.R. Scotese, 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): a palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophysical Journal International*, 163: 727-759.
- Schimmel, M., M., Assumpção and J.C. Van Deccar, 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2191, doi:10.1029/2001JB000187.
- Somoza, R. and C.B. Zafarana, 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 267-277.
- Steinberger, B., 2000. Plumes in a convecting mantle: models and observations for individual hotspots. *Journal of Geophysical Research*, 105, 11127-11152.
- Tan, E., M. Gurnis and L. Han, 2002. Slabs in the lower mantle and their modulation of pluma formation. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(11): 1-24.
- Thorne, M., E.J. Garnero and S. Grand, 2004. Geographic correlation between hotspots and deep mantle lateral shear-wave velocity gradients. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146: 47-63.
- Torsvik, T.H. and M.A. Smethurst, 1999. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Computers Geosciences*, 25, 395-402.
- Torsvik, T.H., R.D. Müller, R. Van der Voo, B. Steinberger and C. Gaina, 2008a. Global plate motion frames: towards a unified model. *Reviews of Geophysics*, 46. doi: 10.1029/20007RG000227.
- Torsvik, T.H., B. Steinberger, R.M. Cocks and K. Burke, 2008b. Longitude: Linking Earth's ancient surface to its deep interior. *Earth and Planetary Science Letters*, 276: 273-282.
- van der Hilst, R.D., M.V. De Hoop, P. Wang, S.-H. Shim, P. Ma, and L. Tenorio, 2007. Seismostratigraphy and thermal structure of Earth's Core-Mantle boundary region. *Science*, 315: 1813-1817.
- van Wijk, J., 2005. Decompressional melting during extension of continental lithosphere. www.MantlePlums.org, última actualización 29 de Marzo de 2005.
- Vizán, H. y M.A. Van Zele, 2008. Jurassic-Early Cretaceous intermediate virtual geomagnetic poles and Pangaeian subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(1-2): 1-13.
- Wen, L., 2006. A compositional anomaly at the Earth's core-mantle boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 138-148.
- White, R.S. and D.P. McKenzie, 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7685-7730.

Wilson, J.T., 1963. Apossible origin of the Hawaiian Islands: Canadian Journal of Physics, v. 41, p. 863–870.
Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, Londres. pp 446.

Recibido: 10 de junio de 2010

Aceptado: 20 de diciembre de 2010