



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE LOS BASALTOS DE LA PROVINCIA  
MAGMÁTICA DE PARANÁ, AMÉRICA DEL SUR: IMPLICACIONES  
GEOMAGNÉTICAS Y GEODINÁMICAS

### T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

MIGUEL ANGEL CERVANTES SOLANO

JURADO EXAMINADOR

DR. AVTO GOGICHAISVILI (DIRECTOR DE TESIS)

DR. OSCAR CAMPOS ENRÍQUEZ (PRESIDENTE)

DR. XIXI ZHAO (VOCAL)

DRA. MABEL MENA (SUPLENTE)

DRA. LEDA SÁNCHEZ BETTUCCI (SUPLENTE)

COMITÉ TUTORAL:

DR. AVTO GOGICHAISVILI,

DR. JESÚS SOLÉ VIÑAS

DRA. ANA MARÍA SOLER ARECHALDE



MÉXICO DF.

10 de Febrero 2012.



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **Agradecimientos.**

Agradezco a todas las personas que de alguna manera y en algún momento contribuyeron a mi formación académica y personal, muchas gracias!!

También quiero agradecer a toda la comunidad universitaria que me ha permitido ser parte de ella.

Agradezco al TESCOI por el apoyo y la confianza que han tenido para mi persona.

Le agradezco a mis tutores, al Dr. Avto Gogichaisvili, al Dr. Jesús Solé Viñas y a la Dra. Ana María Soler Arechalde por su gran apoyo y paciencia, pero sobre todo les agradezco su amistad.

Le agradezco al jurado examinador, al Dr. Oscar Campos Enríquez, al Dr. Xixi Zhao, a la Dra. Mabel Mena y a la Dra. Leda Sánchez Bettucci por sus contribuciones y sugerencias.

Finalmente agradezco el valioso apoyo económico para la realización de este trabajo a los proyectos UNAM-PAPIIT N° 103311 y CONACYT N° 54957 Y 129653.

# Estudio Paleomagnético de los basaltos de la Provincia Magmática de Paraná, América del Sur: Implicaciones geomagnéticas y geodinámicas

---

## Índice

Resumen III

Introducción 1

## Capítulo 1. Sobre la Dispersión Angular de la Variación Secular del Campo Magnético de la Tierra

1.1 Origen del Campo Magnético Terrestre	5
1.2 Mediciones directas del Campo Magnético Terrestre	9
1.3 Variaciones del CMT	11
1.3.1 Excursiones Geomagnéticas	11
1.3.2 Variación Secular	13
1.4 Metodología de Biggin para el estudio de la dispersión angular de la variación secular	16
1.4.1 Los efectos de $n$ y $k$ en la dispersión de los VGP	20
1.4.2 Efecto de $N$ en la dispersión de los VGP	21
1.4.3 Criterios para selección de datos útiles en estudios de dispersión de la variación secular	21

## Capítulo 2. Provincia Magmática de Paraná (PMP)

2.1 Contexto Geológico general	23
2.2 Principales rasgos geológicos de la Provincia Magmática Paraná	24
2.3 Sureste de la Cuenca de Paraná	29
2.4 Este de la Cuenca de Paraná, Diques de Ponta Grossa	33
2.5 Descripción Geoquímica	35
2.6 Geocronología	37

## Capítulo 3. Resumen de los estudios Paleomagnéticos previos de la Provincia Magmática de Paraná

## Capítulo 4. Estudio Paleomagnético de la Formación Posadas, Misiones, Argentina

4.1 Principales rasgos Geológicos	43
4.2 Magnetismo de Rocas	46
4.3 Análisis de las direcciones paleomagnéticas	50
4.4 Paleodirecciones y polaridades magnéticas	62

4.5 Variación Paleosecular	67
4.6 Paleointensidad	75
4.7 Principales resultados y discusión	78

## **Capítulo 5. Estudio Paleomagnético de la Formación Arapey, Uruguay**

5.1 Principales Rasgos Geológicos	81
5.2 Metodología	84
5.3 Principales resultados de los experimentos de magnetismo en rocas	84
5.4 Paleodirecciones y polaridades magnéticas	91
5.5 Variación Secular	93

## **Capítulo 6. Estudio Paleomagnético de la Formación Alto Paraguay**

6.1 Principales rasgos geológicos y detalles de muestreo	94
6.2 Resultados Paleomagnéticos y de Magnetismo en Rocas	97
6.2.2 Ciclos de Histéresis	98
6.2.3 Mediciones de la Remanencia	101
6.3 Principales Resultados y discusión	102

## **Conclusiones**

Formación Posadas, Misiones Argentina	112
Formación Arapey, Uruguay	114
Formación Alto Paraguay	116

<b>Referencias</b>	<b>119</b>
--------------------	------------

## Resumen

El conocimiento del comportamiento del campo magnético terrestre en el pasado es decisivo para entender los procesos que en el núcleo generan el campo geomagnético, así como las causas que provocan las inversiones de polaridad y las excursiones geomagnéticas. Las variaciones que presenta el campo geomagnético pueden indicar cambios en la acción del geodínamo en el núcleo por el estado convectivo del manto. Actualmente se piensa que las inversiones de polaridad geomagnética ocurren espontáneamente como resultado de la acción normal de dinamo, más que por un efecto externo. Si este es el caso, es de esperar que en los periodos en los que la frecuencia de las inversiones geomagnéticas sean sustancialmente diferentes, dichos periodos se caractericen por diferentes formas de variación secular. Dos de estos periodos fueron el Supercron Normal Cretácico (CNS: 84-125 Ma) cuando el campo se encontraba dominante en un estado de polaridad y el periodo Jurásico (145-200Ma) cuando las inversiones se presentaron en una rapidez promedio de 4.6 Ma-1 Ma. Sin embargo, aún no hay información disponible de los regímenes intermedios, a pesar de los incrementos recientes en cantidad y calidad de los datos paleomagnéticos, no todos son confiables y su distribución geográfica es heterogénea y en algunos lugares escasa, esto es más evidente cuando se habla del hemisferio sur. En el siguiente trabajo se reportan los resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas realizado con la finalidad de establecer posiciones más precisas de los polos paleomagnéticos estables de América del Sur y contribuir al estudio de la variación paleosecular del campo magnético de la Tierra durante el Cretácico temprano, el estudio se realizó a distintas formaciones geológicas pertenecientes a la Provincia Magmática de Paraná (PMP). Este consistió en el análisis de

muestras recolectadas en las siguientes tres formaciones, la Formación Posadas en Misiones Argentina, la Formación Arapey en Uruguay y la Formación Alto Paraguay (Paraguay). Estas formaciones presentan varias ventajas: (1) están distribuidas en la PMP y son de fácil acceso; (2) registran fielmente el campo magnético que existió en el tiempo de su erupción; (3) cuentan con fechamientos radiométricos de alta calidad. Globalmente, considerando las tres formaciones, se puede afirmar que, en promedio, los polos paleomagnéticos encontrados concuerdan con los polos reportados anteriormente para la Provincia Magmática de Paraná. Por otro lado, las posiciones de los polos paleomagnéticos son diferentes a los esperados por las reconstrucciones realizadas a partir de la posición del *hotspot* lo cual puede deberse a un evento de real deriva polar, al movimiento del *hotspot*, a rotaciones tectónicas locales no identificadas o a un muestreo insuficiente para descartar la variación paleosecular. Los resultados del análisis de la variación secular nos sugieren un estilo diferente de variación secular durante y justo antes del Supercrón Normal Cretácico, lo que apoya la afirmación de que existe una relación entre la variación paleosecular y la frecuencia de las inversiones geomagnéticas.

## **Introducción**

El estudio de las fluctuaciones del campo magnético de la Tierra en el pasado geológico, tanto en términos de intensidad absoluta y direcciones, son de gran interés geofísico. Por lo tanto, el conocimiento de las variaciones geomagnéticas en el tiempo geológico es esencial para comprender el funcionamiento del Geodínamo, que está íntimamente ligado a las condiciones del núcleo líquido de la Tierra y aquellas en el límite entre el núcleo y el manto (Hide, 1967; Courtillot y Besse, 1987; Gubbins, 1994; Glatzmaier y Roberts, 1995; Heller et al., 2002). Estos datos proporcionan una fuente importante de información sobre el interior de la Tierra.

El Cretácico inferior puede ser considerado como un período clave para entender la evolución del campo magnético de la Tierra. Es decir, algunos problemas aún no resueltos están relacionados con la forma de variación paleosecular antes y durante el CNS (Supercrón Normal Cretácico). La compleja relación que existe actualmente entre la frecuencia de las inversiones, la variación secular, y paleointensidad podría expresarse con claridad durante el Supercrón Normal Cretácico (CNS; Tarduno et al., 2002) cuando el ritmo en las inversiones fue casi nulo, esto sugiere que el Geodínamo debe tener dos estados fundamentales: uno reversible y un estado no reversible (McFadden y Merrill, 1997). Larson y Olson (1991) sugirieron que el campo magnético dejará cambiar de polaridad si la amplitud de la convección en el núcleo externo se eleva por encima de cierto umbral, y se especula que el CNS (es decir, el estado no reversible del Geodínamo) corresponde a un período de fuerte convección en el núcleo exterior de la Tierra. También se esperaría una paleointensidad del campo geomagnético anormalmente alta durante el



CNS. Por lo tanto, nuevos datos paleomagnéticos de alta calidad correspondientes al Cretácico inferior son importantes para restringir la teoría del Geodínamo y para proporcionar un medio para comprender mejor la evolución a largo plazo del Geodínamo y así escalear con evidencia fenomenológica las condiciones que originan la variabilidad del campo geomagnético, en particular las del núcleo líquido de la Tierra y las condiciones en la frontera entre el manto y el núcleo. Estas variaciones del campo comprenden escalas que van desde los milisegundos a unos cuantos millones de años y son tanto de origen externo como interno. Mientras que las variaciones relativamente cortas (de milisegundos a décadas) se deben principalmente al campo magnético del Sol (la actividad solar desestabiliza el campo magnético terrestre), las fluctuaciones en intervalos mayores (desde años hasta millones de años) son debidas a los efectos de la inducción magnética en el núcleo exterior y a la difusión magnética en el manto y núcleo interior (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007).

Una aproximación comúnmente aceptada para estimar la variación paleosecular (PSV) consiste en observar la desviación estándar de la desviación angular (ASD) de los polos geomagnéticos virtuales de un sitio en específico. Alguna combinación de componentes dipolares y no dipolares del campo geomagnético predice una ASD característica de la PSV en función de la latitud (McFadden et al., 1988, 1991; Lawrence et al., 2006). Sin embargo Johnson et al. (2008) realizaron una síntesis detallada de una nueva generación de datos paleomagnéticos para los pasados 5 Ma y mostraron que la dependencia latitudinal en la dispersión del polo geomagnético virtual VGP de estos datos tiene poca relevancia. Aunque existen datos ampliamente documentados para periodos recientes (p.ej. los últimos 10 Ma), aunque periodos más antiguos están pobremente estudiados en términos de variación

secular. Recientemente Biggin et al., (2008) investigó en detalle dos intervalos clave, el Supercrón Normal Cretácico, (CNS: 84-125 Ma) y el Jurásico (145–200 Ma). En estos periodos la frecuencia de las inversiones fue dramáticamente diferente y por consecuencia se espera que muestren estilos diferentes de variación secular. En el Cretácico, en particular el periodo entre los 140 a 80 Ma, estuvo caracterizado por gran actividad magmática, rompimiento y apertura continental (Anderson et al., 1992; Coffin y Edholm, 1994; Anderson, 1994). De igual forma el geodínamo pudo haberse encontrado en un estado anómalo de alta energía durante el Cretácico inferior, resultando el Supercrón Normal Cretácico y una variación secular (PSV) anómalamente alta (McFadden et al., 1991).

Contemporánea a este periodo de gran actividad geodinámica se desarrolla la Provincia Magmática de Paraná (PMP) y representa uno de los mayores volúmenes de piso continental basáltico en el mundo, cubre un área de cerca de  $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ , principalmente en Brasil, así como Uruguay, Paraguay y Argentina. Renne et al. (1992, 1996) mostraron que toda la PMP se formó en un intervalo de tiempo muy estrecho (133 a 132 Ma). Características geoquímicas relacionadas al *hotspot* actual de Tristan da Cunha y datos de tomografía sísmica sugieren que la provincia magmática Paraná fue originada por una pluma mantélica.

La PMP ha sido extensamente estudiada con más de 300 sitios en los cuales se registró el campo paleomagnético (Ernesto et al., 1990). Algunos de los VGP's reportados en dichos estudios claramente no se ajustan una distribución de Fisher, lo que sugiere, probablemente, que no se removieron componentes secundarias del campo en los tratamientos magnéticos, o que existe una perturbación tectónica de los sitios muestreados y que no fue detectada

(Alva-Valdivia et al., 2003). Adicionalmente está el hecho de que el estudio de Ernesto et al., 1990 se realizó utilizando solo tres muestras orientadas manualmente por cada sitio, muy lejos del estándar paleomagnético actual. Esto mismo puede argumentarse del estudio realizado por Mena et al., (2011). La mayoría de los estudios disponibles provienen de la parte Brasileña de la PMP, mientras que los datos disponibles de Argentina y Uruguay son limitados (Cervantes et al., 2010). Este trabajo se realiza con el fin de contribuir al estudio de la variabilidad del campo magnético Terrestre durante el Cretácico inferior y de establecer el ritmo de extrusión magmática de Paraná para obtener una estimación de la posición de los Polos Paleomagnéticos de Suramérica durante el Cretácico temprano.

# **Capítulo 1. Sobre la Dispersión Angular de la Variación Secular del Campo Magnético de la Tierra**

## **1.1 Origen del Campo Magnético Terrestre**

Han existido muchos modelos y especulaciones sobre el origen de los campos magnéticos planetarios y el de algunas estrellas y los más realistas tienen en común alguna forma de inducción electromagnética, corrientes eléctricas que fluyen en un cuerpo conductor en movimiento. El estudio de este proceso, en el cual las corrientes generadas refuerzan el campo magnético, el cual proporciona la fuerza electromotriz necesaria, se conoce como el problema del Dínamo O dinamo autoinducida Elsasser (1963) la solución de éste problema involucra las resolución numérica de un sistema altamente complicado de ecuaciones diferenciales parciales acopladas, electromagnéticas, hidromagnéticas y termodinámicas, por lo que se hace una idealización acerca de la geometría y el campo de velocidades del fluido.

En la actualidad existen dos modelos de dínamo tridimensionales publicados y con aceptación (Glatzmaier & Roberts, 1995; Kuang & Bloxham, 1997); ambos obtienen un campo muy similar para la superficie de la Tierra pero presentan diferencias sustanciales en el campo que se genera en el núcleo, por tal motivo han sido minuciosamente revisados y criticados ya que suponen hiperviscosidad en el núcleo exterior o su equivalente hiperdifusividad magnética y que en escalas de tiempo grandes terminan siendo amortiguadas. Este es el caso del resto de los modelos de dínamo actuales que, aunque de

distinta forma, parten de suposiciones poco realistas sobre la estructura de la Tierra, sin embargo estos modelos han permitido ir refinando dichas suposiciones y hacer algunas conclusiones más realistas para la posible solución del Dínamo terrestre.

Se puede decir que el punto de partida de los modelos de Dínamo es la ecuación de inducción.

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{U} \times \mathbf{B}) + \nu_m \nabla^2 \mathbf{B}$$

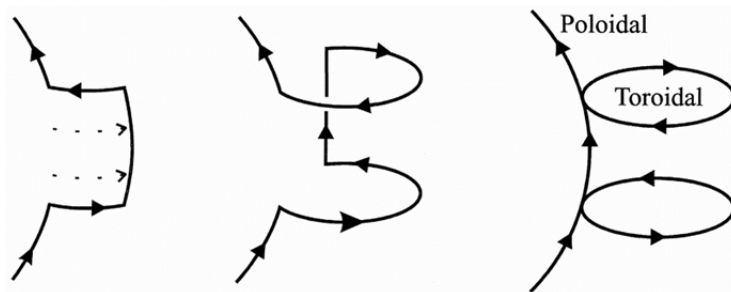
**Ecuación de Inducción magnética (1)**

Esta ecuación describe como el campo magnético  $\mathbf{B}$  cambia en el tiempo debido a los procesos de difusión y advección. El segundo término del lado derecho de la ecuación describe el proceso de difusión en donde:

$$\nu_m = \frac{1}{\mu_0 \sigma}$$

$\nu_m$  es la difusividad magnética, el primer término del lado derecho describe el proceso de advección en el que  $\mathbf{U}$  describe al campo de velocidades del fluido, en el caso de la Tierra, el núcleo exterior. Hay que notar que el caso límite de que  $\partial \mathbf{B} / \partial t = 0$  ambos términos (difusión y advección) deberán de ser balanceados. Entonces es de esperarse que el decaimiento del campo y el reforzamiento se encuentren aproximadamente balanceados durante gran parte del tiempo en el cual el geodínamo está operando. Este balance debe ser sustancialmente alterado durante el tiempo en que se presentan los cambios más significativos como las inversiones o excursiones geomagnéticas. El teorema de Alfvén sobre plasmas (fluido conductor con resistividad nula o muy baja) establece que en el caso límite donde la difusión puede ser ignorada, puede considerarse que el campo magnético se

encuentra “congelado” (*frozen in*) el fluido, lo que conocemos como la aproximación del campo congelado. El teorema establece que las líneas de campo magnético nos son independientes de la velocidad del fluido. Con esta aproximación un torcimiento rotacional del fluido podrá arrastrar las líneas de campo poliodal hacia una configuración toroidal (figura 1.1). La energía requerida para este proceso proviene de la energía cinética del fluido, es decir del campo de velocidades. Dicho proceso es inadecuado ya que no es capaz de producir un Dínamo auto sustentable debido a que el campo toroidal no se observa en la superficie de la Tierra y el campo poloidal no presenta cambios.



**Figura 1.1. Ilustración de la aproximación de campo congelado en donde un campo poloidal es torcido hacia uno toroidal, (Tomado de Glatzmaier, 1999).**

Para obtener una acción de dinamo adecuada se invoca a las propiedades del movimiento del fluido, usualmente los convectivos que tienen componentes radiales para convertir parte del campo magnético toroidal en campo magnético poloidal otra vez. Es el modelo de Olson (1983) el primero en señalar que es posible construir un modelo de dínamo en el cual los campos magnéticos toroidal y poloidal no se inviertan al mismo tiempo. Olson (1983) demostró que la inversión del campo magnético toroidal puede ocurrir antes o después de la inversión del campo poloidal dependiendo de los detalles del movimiento convectivo del fluido, y se ha observado que en Sol se presentan este tipo de inversiones.

Es posible obtener información acerca del tiempo de una inversión a partir de la teoría del modelo de Dínamo; el teorema de Cowling establece que un campo magnético axisimétrico no puede mantenerse y en consecuencia decaerá en el tiempo. Se han hecho algunos intentos para refutar este teorema pero ahora se sabe que es válido para condiciones muy generales que incluyen flujos no estacionarios de fluidos incompresibles; como consecuencia aparece la posibilidad del decaimiento libre ( $\mathbf{U} = \mathbf{0}$  en la ecuación 1). Tal posibilidad sucede si el campo magnético ocasionalmente evoluciona a un estado de simetría radial en el cual el teorema de Cowling es aplicable o si allí simplemente existe un hueco en donde no hay convección; si se desea calcular el tiempo de decaimiento libre es necesario suponer que el manto terrestre es un aislante (en realidad es semiconductor) y suponer un valor de la conductividad eléctrica del núcleo (esta es bien conocida por los sismólogos), con una conductividad muy baja será difícil de que se tenga la energía suficiente para mantener el Dínamo, por lo que es de esperarse que sea un valor muy alto, lo que es compatible con las observaciones sismológicas y con la suposición de que el núcleo está formado principalmente de hierro y níquel. Con ello las estimaciones para el decaimiento libre del campo dipolar se encuentran dentro del intervalo de los 15 a los 30 kA; así mismo, en el modelo de decaimiento libre la intensidad decrecerá en el mismo intervalo y subsecuentemente se incrementará por un proceso en un intervalo de tiempo que no es posible calcular sin un modelo específico del dínamo que contemple a las inversiones. McFadden y Merrill (1999), hacen una comparación en los tiempos de decaimiento libre y la duración de la inversión y encuentran que el segundo es significativamente menor y sugieren, con el apoyo de datos paleomagnéticos, que es un proceso dinámico todo el

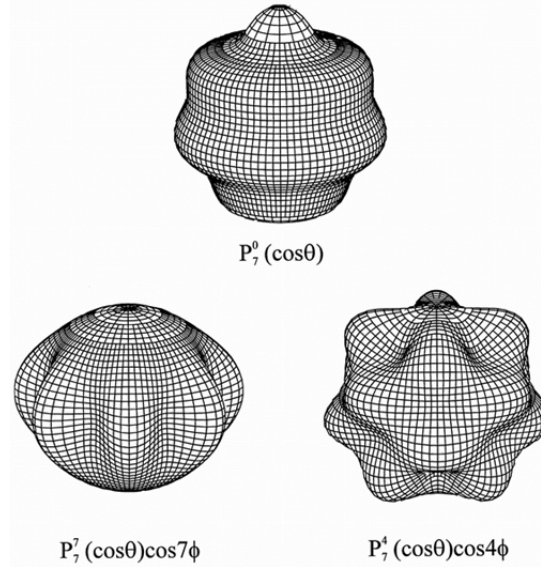
tiempo, esto representa un primer avance en el conocimiento del mecanismo de inversión, ya que se tiene una estimación del tiempo requerido.

Aunque aparece ahora una nueva pregunta: ¿qué tan rápido puede invertirse el campo magnético por un proceso dinámico? Usualmente se supone que el campo magnético puede cambiar tan rápido como se lleva a cabo el proceso de advección y se ha estimado (Gubbins y Roberts, 1987) que para el núcleo es del orden de  $10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ . Lo siguiente es entonces utilizar este valor para hacer una estimación del tiempo mínimo para una inversión y se ha encontrado que es del orden de  $10^2$  años si la advección se lleva a cabo en una escala de 100km. Ya en los modelos específicos de dínamo que presentan inversiones apoyan la sugerencia de que la advección juega el papel dominante en el tiempo que dura la inversión y que se llevará a cabo dentro de un intervalo de algunos cientos a miles de años, por ejemplo el modelo de Glatzmaier y Roberts; 1995. Algunas de las objeciones que se le hacen a estos tiempos son las siguientes: la velocidad del núcleo puede cambiar sustancialmente durante una inversión, o el proceso dinámico puede ser completamente diferente e involucrar fenómenos como las ondas planetarias, también se puede considerar que las ondas MHD pueden modificar al campo magnético del núcleo en tiempos extremadamente rápidos, por lo que hasta ahora no se ha podido hacer una estimación teórica rigurosa del tiempo de una inversión, sin importar el modelo de que se trate.

## **1.2 Mediciones directas del Campo Magnético Terrestre**



Cuando nos referimos al Campo Magnético Terrestre (CMT), se considera únicamente a las fuentes internas del campo magnético, así que en la superficie de la Tierra el campo magnético será un campo potencial, es decir, el vector del campo **B** puede obtenerse del gradiente de un campo potencial de tal forma que para encontrar dicho campo se recurre a los armónicos esféricos de Gauss. Este tipo de representaciones resultan un tanto ambiguas, incluso, si en el hipotético caso de que el campo fuese conocido sobre toda la superficie de la Tierra, no sería posible determinar con unicidad a las fuentes que lo generan ya que existen una infinidad de combinaciones que proporcionarían la misma respuesta. Lo interesante de los armónicos esféricos es que explotan esta ambigüedad y se modela al campo magnético terrestre interno suponiendo que sus fuentes se encuentran exactamente en el centro. Estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuadrupolo (armónico de grado 2), octupolo (armónico de grado 3) etcétera. Por ejemplo la suposición de que el campo magnético en la superficie de la Tierra sea creado por un enorme imán en la corteza debajo del polo, puede modelarse por armónicos esféricos con un número infinito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que esta es la más sencilla de las simplificaciones es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemáticamente muy manejable (un conjunto de ecuaciones completo y ortogonal). Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia del centro  $r$  de la forma:  $r^{-(n+1)}$  donde  $n$  es el grado del armónico, lo que nos muestra que los armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia el exterior de la Tierra ( $r$  decrece) y solo el campo dipolar prevalece (grado 1) por lo que es comúnmente dividido en una componente principal dipolar y componentes secundarias no dipolares, figura 1.2. En la actualidad el campo tiene aproximadamente una configuración 80% dipolar y 20% no dipolar.



**Figura 1.2. Armónicos esféricos de grado 7 y orden cero, 7 y 4 para el campo magnético potencial, tomado de Merrill et al. (1996).**

El trabajo en paleomagnetismo aporta en este sentido datos muy útiles sobre la configuración actual y en el pasado del campo magnético terrestre, por ejemplo para determinar en qué momentos de la escala geológica puede considerarse que el campo no dipolar era la componente principal y como se distribuyen o se han distribuido sobre la superficie; en particular el establecimiento de la escala de polaridades magnéticas.

### **1.3 Variaciones del CMT**

#### **1.3.1 Excursiones Geomagnéticas**

Además de las inversiones del campo magnético, se han observado alejamientos muy amplios de la dirección del campo geomagnético de la Tierra en una sola localidad. Estos alejamientos en donde al campo parece cambiar su polaridad y finalmente regresar a su estado inicial se les ha denominado *Excursiones Geomagnéticas*. Las excursiones geomagnéticas generalmente se definen cuando el VGP calculado a partir de la dirección del campo en una localidad se aleja 45° de su posición promedio en esa época y no está asociado con un cambio de polaridad. Algunas veces es difícil distinguir cuando esto último ha sucedido debido a lo cortos que son los intervalos de tiempo de un cambio de polaridad ( $10^5$  A) y se encuentran presentes en el registro geomagnético. Algunos ejemplos de excursiones se han observado en estudios donde una sucesión de lavas ha registrado con cierto detalle las variaciones del campo magnético. También se han encontrado registros en secuencias de sedimentos pero su interpretación es equivocada la mayoría de las veces ya que su escala de tiempo es corta y solo se basa en una estrecha banda de sedimentos.

Otra pregunta aún sin responder de forma contundente es ¿las inversiones y la variación secular son fenómenos distintos o deben considerarse como casos extremos de variación secular?. Por ejemplo es posible que las inversiones estén asociadas con variaciones de tipo térmico o químico originadas en una de las fronteras de núcleo exterior mientras que la variación secular típica puede deberse a ondas magnetohidrodinámicas en el geodínamo, (Olson, 1983). En todo caso debiera de ser posible distinguir entre excursiones asociadas con las inversiones del campo principal y aquellas que pueden ocurrir por alguna situación favorable durante la variación secular. Teóricamente es posible que el campo no dipolar llegue a ser tan grande en algún punto que localmente se produzcan inversiones y así puedan existir simultáneamente las dos polaridades; para distinguir dichas inversiones

locales y las excursiones Merrill y McFadden (1994) sugieren se utilice la fase de excursión inversa para describir un registro de excursión con una desviación del VGP de 90°.

### **1.3.2 Variación Secular**

La variación secular (SV) del campo geomagnético es la variación (en escalas de cientos a miles de años) que aparece internamente por la acción de la dinamo el cual es responsable de generar el campo. Los modelos numéricos del geodínamo (Glatzmaier y Roberts, 1995) han mostrado variación secular así como otras excursiones espontáneas de mayor escala, además de las inversiones similares a las que se observan en el registro paleomagnético. Estas simulaciones han llevado a creer en la actualidad que tanto las inversiones como las excursiones son extensiones naturales de la SV (Gubbins, 1999) y que no son provocadas por las inestabilidades externas de las capas vecinas al núcleo.

La magnetoestratigrafía ha proporcionado evidencia acerca de que el campo magnético es propenso a invertir su polaridad en escalas de tiempo de  $10^7$  a  $10^8$  años (Opdike y Channell, 1996). Éstas son mucho mayores que las escalas típicamente asociadas a los procesos dentro del núcleo que comúnmente afectan a los procesos en el manto, cambiando el flujo total de calor en la región de la frontera manto-núcleo (Gubbins, 1994). Si las inversiones geomagnéticas son una extensión intrínseca de la variación secular “normal” es de esperarse que los registros de la variación paleosecular (PSV) deberían entonces exhibir dichas variaciones en esa misma escala de tiempo (Biggin y Thomas, 2003; Prevot et al.,

1990; Tarduno et al., 2001; Tarduno et al., 2002; Tauxe y Staudigel, 2004; Thomas et al., 2000).

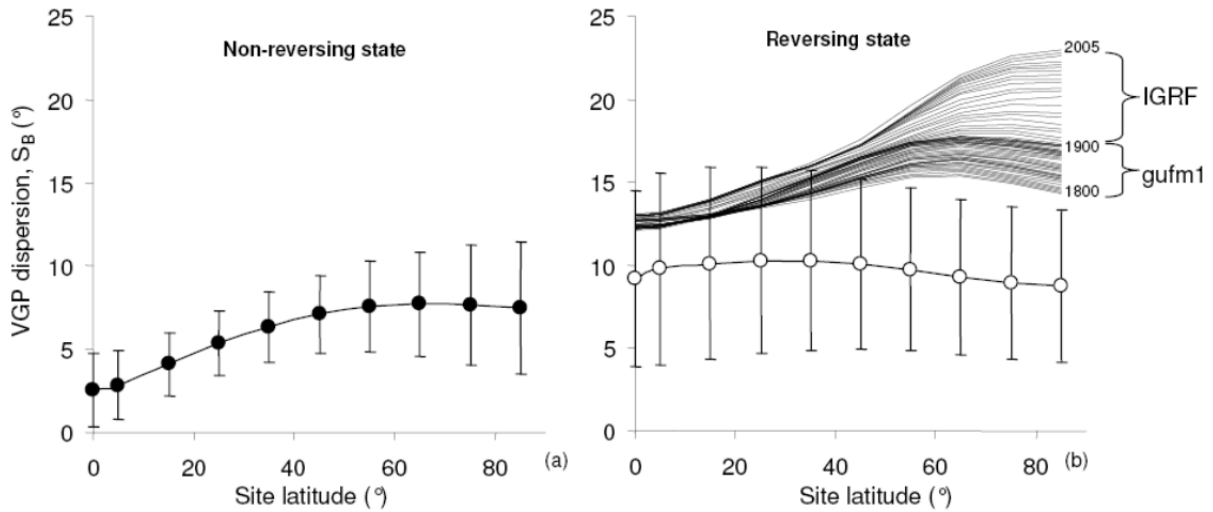
Los sedimentos proporcionan un registro paleomagnético continuo de la PSV (Tauxe y Hartl, 1997), sin embargo hay una variación que no es posible cuantificar debido a la rapidez en la sedimentación. Por lo contrario, las direcciones paleomagnéticas obtenidas de lavas proporcionan esencialmente una lectura instantánea del campo magnético. Si además consideramos el hecho de que es posible hacer para cada sitio una estadística que permite hacer una corrección a las mediciones; se puede afirmar entonces que potencialmente las lavas nos proporcionan datos más confiables para el análisis estadístico de la PSV que aquellos provenientes de sedimentos. Una desventaja potencial de los estudios de variación paleosecular en lavas (PSLV) es que las erupciones volcánicas rápidas pueden arrojar una sub representación de la PSV, sin embargo esto puede ser detectado mediante un análisis preliminar de los datos (Knight et al., 2004).

Una práctica común en los estudios paleomagnéticos es estimar los Polos Geomagnéticos Virtuales (VGP's) a partir de varias coladas de lava y graficar la dispersión angular en contra de la paleo latitud de las rocas en una curva de dispersión de VGP. McFadden et al. (1991) reportaron diferencias claras y significativas en diferentes curvas de dispersión VGP de periodos dentro de los últimos 195 Ma con diferentes frecuencias promedio en las inversiones. En particular encontraron que durante tiempos de baja frecuencia en las inversiones, la dispersión en el VGP tiende a ser más baja en paleolatitudes bajas que durante el tiempo en que la frecuencia de las inversiones es alta y que también esta dispersión se incrementa mucho más con el incremento de la paleolatitud en el pasado que

en periodos posteriores. Estas observaciones implican que la SV normal está intrínsecamente ligada a la frecuencia de las inversiones y se sugiere que la PSLV puede emplearse como herramienta para examinar la estabilidad del Geodínamo en épocas pasadas.

Recientemente, Johnson et al., (2008) desarrollaron un estudio muy detallado y riguroso de PSLV utilizando datos de lavas de los últimos 5 Ma. Sus datos fueron incuestionablemente más confiables que los disponibles en los estudios previos del mismo periodo (McElhinny y McFadden, 1997; McFadden, et al., 1988), interesantemente, su estudio produce una curva de dispersión del VGP significativamente más aplanada que las curvas que los estudios más antiguos habían producido. Además, utilizando datos simulados, demostraron que la dependencia latitudinal de la dispersión del VGP puede introducirse como resultado de la baja calidad en los datos.

El modelo numérico de Glatzmaier-Roberts (Glatzmaier et al., 1999) al operar en distintos regímenes de estabilidad produce curvas con diferentes formas. Específicamente se observa que la curva de dispersión producida por el altamente estable Modelo E, es mucho menor que la producida por su modelo G el cual tiene una frecuencia de inversiones cercana a la del campo actual, figura 1.3 Se aprecia también una amplia tendencia de la desviación estándar del VGP a incrementarse al aumentar el valor promedio, mostrado en la figura como barras de error.



**Figura 1.3. Comparación de las curvas de dispersión angular obtenidas por el modelo E y el modelo G de Glatzmaier-Roberts, tomado de Glatzmaier y Roberts (1995).**

Consecuentemente, la curva del Modelo E, fig. 1.3 (a) indica que el patrón de PSV fue menos variable en el tiempo que aquel producido por el modelo G. Tal conexión sugiere que se pueda emplear la técnica de PSVL para examinar si la SV en distintos periodos es diferente en periodos de distinta frecuencia en las inversiones.

#### **1.4 Metodología de Biggin para el estudio de la dispersión angular de la variación secular**

El procedimiento que utilizó Biggin (2008) para examinar la SV en distintos periodos consiste en agrupar los datos paleomagnéticos en distintos conjuntos de datos, de los cuales cada uno consiste en una colección de  $N$  VGP's provenientes de rocas de edades similares y de la misma región geográfica, por ejemplo la cuenca de Paraná. Cada uno de estos VGP's se produce de un único sitio paleomagnético muestreado, o bien una unidad de roca, (lava,

toba o intrusión), cuya dispersión angular será utilizada como una medida de la PSV. Esta dispersión es parcialmente causada por la variación secular geomagnética, pero además también es causada parcialmente por errores aleatorios asociados a los procesos de muestreo y de medición. La dispersión angular de VGP's provenientes de N unidades debida a la SV (SB) se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$S_B = \left[ \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left( \Delta_i^2 - \frac{S_{w_i}^2}{n_i} \right) \right]^{\frac{1}{2}} \quad (i = 1, 2 \dots N)$$

Donde  $\Delta_i$  es la distancia angular al *i-ésimo* VGP al polo geográfico o al VGP principal.  $S_{w_i}$  es la dispersión dentro del sitio asociada con cada VGP la cual deberá ser estimada de la dispersión observada entre  $n_i$  direcciones individuales de cada muestra.  $S_{w_i}$  y  $n_i$  se abreviarán como SW y n respectivamente. Para calcular SW, primero se debe de estimar el parámetro de calidad k a partir de la dirección del polo (Cox, 1970) con ayuda de la siguiente ecuación y suponiendo que hay una distribución de Fisher (1953) en las direcciones del sitio.

$$K = k \left( \frac{1}{8} (5 + 18 \sin^2 \lambda + 9 \sin^4 \lambda) \right)^{-1}$$

Donde  $\lambda$  es la paleolatitud de la muestra y  $K$  y  $k$  son los parámetros de dispersión dentro de sitio de la distribución del polo y dirección espacial respectivamente. La dispersión dentro del sitio es aproximadamente:

$$S_w = \frac{81}{\sqrt{K}}$$

Independientemente de que si las excursiones e inversiones sean o no una consecuencia de la SV normal, su presencia dentro de una descripción del campo promedio en el tiempo debe garantizarse, esto es, la proporción de tiempo que el campo pasa en dichos estados es



bastante pequeña y las mediciones de SB son fuertemente influenciadas por estos VGP ‘alejados’ (ya que SB es sensible a  $(\Delta_i)^2$ ). Por lo tanto, es deseable excluir definitivamente los datos de las excursiones y enfocarse en la dispersión de los VGP producida por la SV del campo lejos de las épocas en donde se presentan las excursiones o inversiones. Para hacer esto es necesario aplicar una restricción a la distancia angular  $\Delta_i$  de los polo VGP en los datos. Existen dos criterios discutidos y aceptados:

1.- Aplicar algún ángulo de corte arbitrario; 45° como valor intermedio entre los utilizados en estudios previos y en particular el que utiliza Johnson et al. (2008) para su análisis del periodo de 0-5Ma.

2.- Realizar una suposición de que la distribución es de Fisher y emplear un proceso iterativo definido por Vandamme (1994) para obtener un óptimo ángulo de corte, variable con la paleolatitud y derivado de los propios datos.

Algunos estudios de PSV (p.e. McFadden et al., 1991) utilizan reconstrucciones tectónicas para ubicar a las muestras paleomagnéticas en su lugar original de emplazamiento. El valor de  $\Delta_i$  es entonces calculado como la distancia angular del VGP al polo “geográfico”. Sin embargo, estas reconstrucciones pueden en sí mismas estar basadas en los resultados de los estudios paleomagnéticos o sobre dudosas suposiciones de *hotspot* estacionarios (Tarduno et al., 2003). En consecuencia es preferible emplear datos paleomagnéticos para definir al polo geográfico basados directamente en la hipótesis del Dipolo geocéntrico y Axial (GAD).

Implícito al estudio de PSV empleando mediciones de la dispersión de los VGP está la suposición de que la actividad del campo geomagnético se representa suficientemente en los distintos grupos de datos. Esto requiere de un suficiente y gran conjunto de VGP's distribuidos una intervalo de tiempo suficiente, idealmente al menos algunas decenas de miles de años (Merrill y McFadden, 2003). Un problema potencial de utilizar datos lavas es que pueden haber sido emplazados en erupciones rápidas en un tiempo muy corto y por lo tanto que la PSV no sea bien registrada. Una característica de una secuencia de lavas con una PSV sub-representada es que las posiciones del VGP de cada flujo muestran una correlación con las direcciones seguidas del polo geomagnético. Sin embargo, que no exista dicha correlación en una cantidad grande de datos implica que la PSV debe de estar bien representada, la afirmación contraria no es cierta.

El modelo fenomenológico de G de McFadden et al. (1988) se utiliza para describir la forma de las curvas de dispersión de los VGP. Este modelo describe a SB como función de la paleolatitud y utiliza a dos parámetros de forma a y b.

$$S_B = \sqrt{a^2 + (b\lambda)^2}$$

El mejor ajuste del Modelo G a la dispersión de los datos de VGP es el propuesto por Biggin et al. (2008) utilizando el método de mínimos cuadrados y límites de 95% de confianza. Los parámetros de forma obtenidos para la curva de 0-5 Ma son  $a = 11.9 \pm 0.7$ ,  $b = 0.26 \pm 0.02$  y para la curva de 2.45-2.82 Gyr  $a = 5.9 \pm 2.1$ ,  $b = 0.30 \pm 0.05 - 0.08$ .

El parámetro de forma  $a$  del Modelo G se utiliza para representar la parte ecuatorialmente simétrica del campo mientras que el parámetro de forma  $b$  representa las componentes ecuatorialmente antisimétricas. El estudio de Coe y Glatzmaier, (2006), compara las distribuciones de ocho simulaciones de geodinamos autoconsistentes y encuentran que las proporciones de los términos ecuatorialmente simétricos y antisimétricos de los armónicos esféricos se relacionan inversamente con la tendencia a invertirse, lo que apoya a lo encontrado por Biggin et al. (2008).

#### **1.4.1 Los efectos de $n$ y $k$ en la dispersión de los VGP**

Las conclusiones de los estudios de PSV pueden estar fuertemente influenciadas por la calidad de los datos utilizados en el análisis. Johnson et al. (2008) da evidencia de que la fuerte dependencia latitudinal en la dispersión de los VGP observadas en lavas de los últimos 5Ma -estudiados por McElhinny y McFadden (1997)- puede deberse, al menos en parte, a la baja calidad técnica de los datos.

Desde que en la conversión de las direcciones magnéticas a VGPs se utiliza la paleolatitud del sitio muestreado, la dispersión del sitio latitudinalmente independiente puede traducirse directamente en una dispersión latitudinal de los VGPs. La corrección Sw de la ecuación 1 puede remover este efecto pero para funcionar apropiadamente requiere que  $n$ , el número de muestras usadas para producir la dirección promedio, sea suficientemente grande de modo que el parámetro de precisión  $k$  sea una buena estimación del valor real de dicho parámetro. Al realizar simulaciones (Biggin et al., 2008) de estudios de PSV se observa que la dispersión de los VGP debida a la SV geomagnética es Fisheriana y constante con la

latitud. Todas las desviaciones se deben por completo al proceso medición. Si no se realiza la corrección Sw se introduce dependencia latitudinal positiva, por lo contrario, si se realiza la corrección Sw este efecto se reduce significativamente, pero a causa de los valores de k y los de n, se introduce una débil dependencia longitudinal en sentido negativo a la primera. Además se observó que datos con un valor elevado de n pero con bajo k producen todavía dependencia latitudinal de los VGP si no se aplica la corrección Sw pero disminuye si se realiza. Lo que indica que en cualquier proceso de estudio de PSV debe de considerarse siempre criterios de selección en la calidad de los datos e implementar un paso de corrección como Sw u otro equivalente.

#### **1.4.2 Efecto de N en la dispersión de los VGP**

En el estudio de la dispersión de VGP existe dificultad al encontrar el número de sitios adecuado N para realizar un estudio confiable de SV. Biggin et al., (2008) realizó un análisis simulado de 10 grupos de datos sintéticos para estimar los efectos de diferentes valores de N en diferentes latitudes. Encontró que el intervalo de valores de SB y de la paleolatitud es muy grande mientras que N es pequeña y que cuando el valor de SB es 15° y N=5, las imprecisiones introducidas tanto a SB y la paleolatitud son tan grandes que hacen que los resultados sean inútiles. Asimismo, estableció que el límite para que las incertidumbres no sean confiables se alcanza con  $N < 18$ .

#### **1.4.3 Criterios para selección de datos útiles en estudios de dispersión de la variación secular**

Con la discusión anterior se establece que los datos que se utilicen en el estudio de PSV, en particular para el estudio de la dispersión angular interna es recomendable seguir un proceso de selección de datos que deben cumplir los siguientes criterios, al menos de forma parcial.

- Los datos deben de ser provenientes de lavas, tobas y diques con una edad cercana entre ellos.
- Si en el estudio de la dispersión angular han de incluirse datos reportados en artículos ya publicados, éstos deben de examinarse para establecer si las direcciones reportadas en ellos sean direcciones primarias y que no han sido tectónicamente afectadas, si existe la sospecha de que no es así, se recomienda no incluirlos.
- Las muestras deben de haberse sometido a desmagnetización gradual para aislar la remanencia característica (*demag code*, DC>3).
- Los datos para las direcciones promedio deben de comprender al menos 7 unidades de roca individuales.
- Para separar a la variación secular de los regímenes geomagnéticos intermedios se debe aplicar algún ángulo de corte arbitrario; se recomienda el propuesto por Johnson et al., (2008) de 45°.

## Capítulo 2. Provincia Magmática de Paraná PMP

### 2.1 Contexto Geológico general

El periodo comprendido entre los 120 y los 80 Ma se caracterizó por un proceso geodinámico global intenso con una extensa actividad magmática, rompimiento continental y una rápida formación y apertura del piso oceánico (Larson, 1991; Anderson et al., 1992; Wilson, 1992; Coffin and Edholm, 1994; Anderson, 1994). La provincia magmática de Paraná (PMP) con edad Cretácico inferior (~132-133 Ma), coincide con el periodo de mayores cambios geodinámicos en la historia de la Tierra y cuando se formaron algunas de las más grandes provincias volcánicas (en inglés, *large igneous provinces*, LIP's), similares a la PMP figura 2.1.

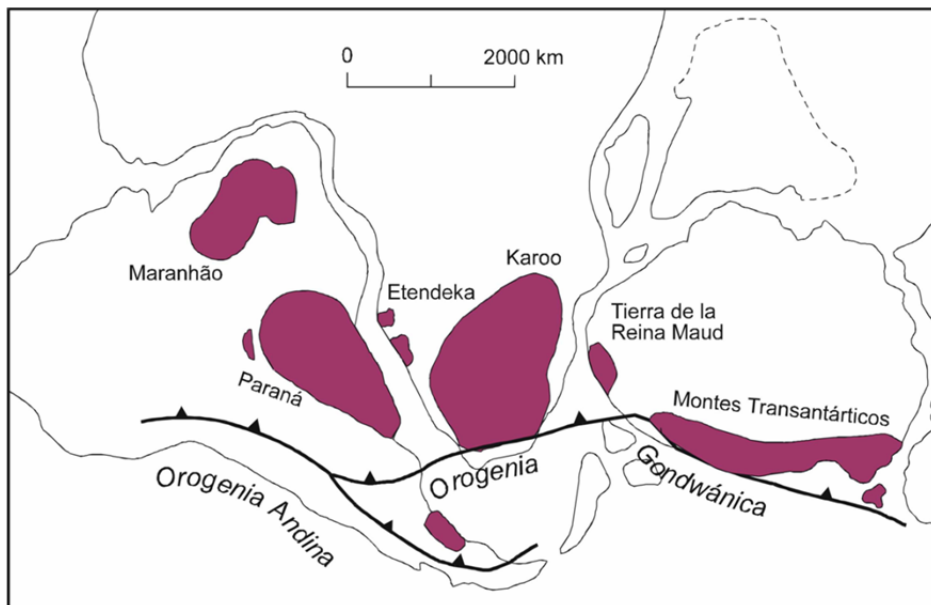


Figura 2.1. Ubicación de las Grandes Provincias Volcánicas (LIP's en inglés) antes de la apertura del Atlántico, entre ellas la PMP. Tomado de Alva-Valdivia (2003).

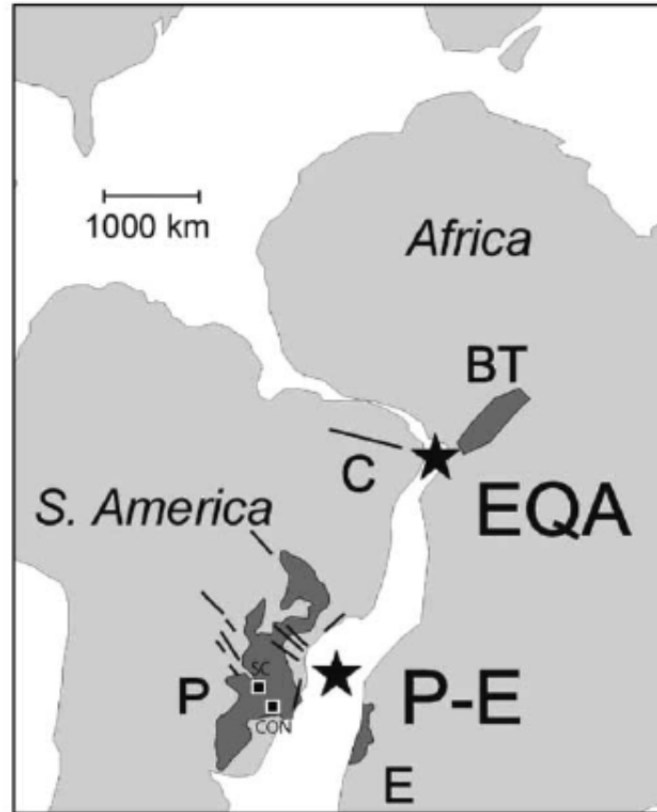
Coffin y Edholm (1994) estimaron que la cantidad de masa y energía requerida en la formación de los LIP's gigantes, es cercana al 50% de la expelida del manto hacia la litosfera durante todo el Cretácico. En contraste, la cantidad asociada a plumas mantélicas en la actualidad sólo es de orden del 5 al 10% (Stein y Hofmann, 1994), lo que sugiere un cambio sustancial en la dinámica del manto ocurrido desde el Cretácico hasta nuestros días. Además, la evidencia indica que durante el Cretácico inferior al Cretácico medio el clima fue considerablemente cálido, el nivel del mar era significativamente mayor y los episodios de anoxia y la deposición de cenizas fueron más frecuentes (Larson, 1991; Coffin y Edholm, 1994; Larson y Erba; 1999). El Geodínamo también pudo encontrarse en un estado anómalo de alta energía durante el mismo periodo cuyo resultado es el Supercrón de polaridad normal del Cretácico así como una variación paleo secular (PSV) anómala (McFadden et al., 1991). Se ha sugerido también que, en esa época, pudo haberse llevado a cabo un evento de deriva polar rápida (TWP) (Prévot et al., 2000). Los datos paleomagnéticos de la PMP disponibles muestran datos contradictorios y no permiten establecer qué tipo de proceso se llevó a cabo.

## **2.2 Principales rasgos geológicos de la Provincia Magmática Paraná**

La provincia magmática de la cuenca basáltica continental de Paraná consiste en cerca de 800,000 km<sup>3</sup> de lavas basálticas las cuales fueron expulsadas entre los 138 y los 127 Ma (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994; Stewart et al., 1996) como resultado a la apertura del Atlántico Sur y a la influencia térmica de la pluma Tristan da Cunha. La posición actual

de esta pluma puede seguirse mediante los macizos de lavas desde el Atlántico hasta las provincias magmáticas de Paraná y Etendeka a lo largo de los ridges Rio Grande y Wlavis, respectivamente. Se han reportado edades de los basaltos del Canal Benue en el oeste de África que fluctúan entre los 138-131 Ma (Maluski et al., 1995), y las toleitas del Kwanza (Angola) varían entre los 132 a 126 Ma (Marzoli et al., 1999). La actividad en el noreste de Brasil y su respectiva región yuxtapuesta en África se le ha llamado el evento *Equatorial Circum-Atlantic*, EQA, (Marzoli et al., 2000). La similitud de la edad con la actividad de Paraná-Etendeka sugiere que la actividad EQA se debió también al pluma mantélica de Tristan de Cunha. El centro de la pluma EQA debería entonces de localizarse al noreste de Brasil cerca del margen de ruptura, y es distinto a la que generó el evento magmático Paraná-Etendeka, aunque son de edades similares y probablemente se deban a la misma perturbación térmica en el manto profundo. Estos dos centros de las plumas mantélicas de 138-130 Ma separados por 2500km, se relacionan con la separación de Sudamérica y África durante la formación del océano Atlántico, figura 2.2.





**Figura 2.2.**Provincia Magmática Paraná Etendeka originada por el plume de 135 Ma de Paraná-Etendeka “P-E”, el evento Equatorial Circum-Atlantic “EQA” comprende el dique Río Ceara Mirim, “C”, y el magmatismo de Benue “BT”, las estrellas señalan los centros de las plumas mantélicas que generaron las provincias Paraná-Etendeka y el cinturón ecuatorial circum-Atlántico.

La formación Serra Geral en Brasil, representa la mayor parte del volumen de lava, cubriendo cerca de 1, 200,000 km<sup>2</sup> de la cuenca de Paraná, principalmente al Sur de Brasil pero también en Uruguay, Paraguay y Argentina. Estas lavas son usualmente de un kilómetro de espesor y las rocas dominantes son los basaltos toelíticos (Almeida, 1986), sin embargo en algunos sitios pueden encontrarse flujos ácidos, los cuales se presentan principalmente hacia la parte este de la cuenca. También se presentan Diques y “sills” pero se concentran generalmente en la parte noreste.

La Formación de Serra Geral se encuentra sobre la Formación Botucatu (Jurásico–Cretácico) la cual esta representada por areniscas como las que se encuentran en la parte alta de Gondwana (Ernesto et al., 1999). En la parte norte de la cuenca el vulcanismo se extiende sobre sedimentos del Cretácico superior principalmente en la Formación Bauru (Aptiano-Mastrichtiano). Fechamientos radiométricos K-Ar y Rb- Sr indican que la actividad volcánica se llevó a cabo durante el cretácico inferior desde los 140 a 120 Ma. Otros autores reportan una dispersión bastante mayor, sin embargo las edades reportadas mediante métodos de K- Ar se agrupan en una edad de 130Ma con una desviación estándar del orden de los 15Ma. Estos datos no apuntan a una edad precisa para la provincia, aunque Melfi (1967) sugiere que tiene una edad ligeramente mayor a los 130 Ma para la parte oeste, mientras que Amaral et al. (1966) sugieren edades más jóvenes para el vulcanismo de la parte este. Un gran número de trabajos acerca de la edad de la provincia de Paraná, coinciden en que sólo se requirió de unos cuantos millones de años (133 -130 Ma) para el emplazamiento de la mayor parte de las rocas ígneas de la cuenca Paraná. Se han realizado determinaciones de Ar/Ar que incluyen datos de las partes bajas y altas de las secuencias de flujos muestran que la parte sur de la PMP tiene una edad promedio de 133Ma (Renne et al., 1992; 1997) mientras que la parte central y al norte son ligeramente más jóvenes (130Ma). Turner et al. (1994) reporta edades que van desde los  $137 \pm 0.7$  a  $128 \pm 1.1$  Ma. Los lineamientos tectónicos del Río Uruguay y el Río Piquiri dividen en tres partes mayores a la PMP, se cree que han evolucionado desde el Devónico y que estuvieron particularmente activos durante el Jurásico-Triásico (Fulfaro et al., 1982). Sub paralelas a estos lineamientos ocurren estructuras de tipo arco. El más sobresaliente de ellos corresponde al el arco de Ponta Grossa y se caracteriza por anomalías magnéticas NW-SE muy pronunciadas (Ferreira, 1982). Ocurren cientos de diques con una tendencia paralela al

eje del arco. Piccirillo et al. (1988) sugiere una subdivisión de la cuenca de acuerdo a los diferentes tipos de rocas volcánicas que la conforman (ver figura 2.3).

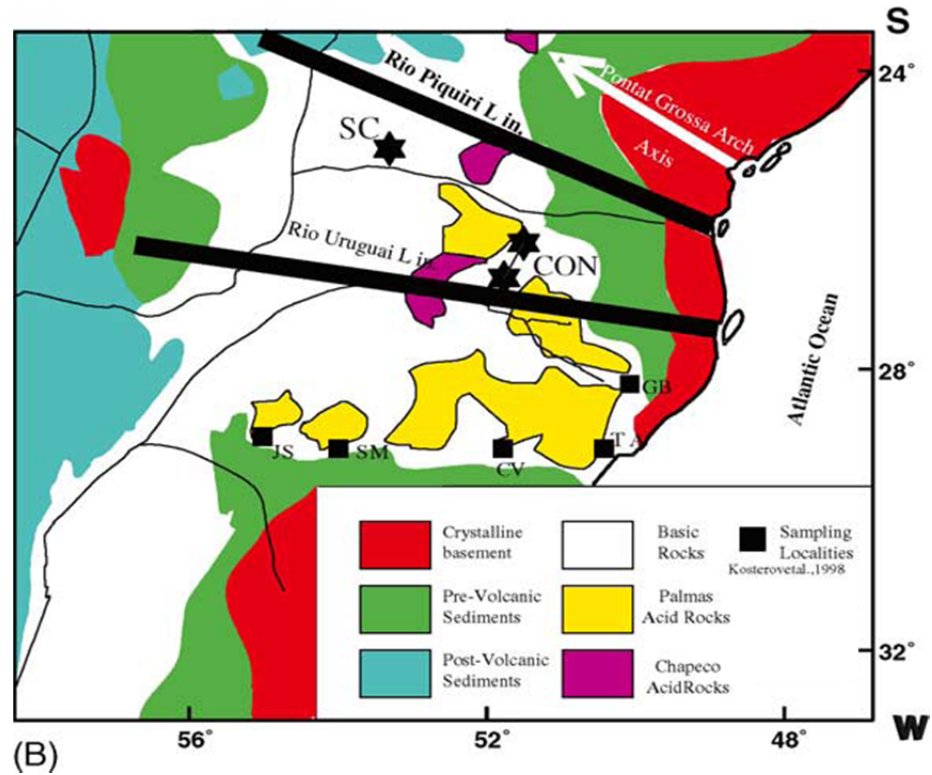


Figura 2.3. Principales rasgos Geológicos de la Provincia Magmática de Paraná, tomado de Alva-Valdivia et al., 2003.

Al Sur de la Cuenca de Paraná (SCP: al sur del lineamiento del Río Uruguay) se encuentran basaltos con poco contenido de titanio. Las secciones volcánicas en esta región pueden incluir secuencias de flujos ácidos (tipo Palmas) en su parte superior y excepcionalmente intercalados por flujos de lava básicos. Las secuencias ácidas están principalmente confinadas en la parte más al sur de la cuenca y su espesor tiende a incrementarse hacia la frontera este (Bellieni et al., 1984). La región Norte de la Cuenca de Paraná (NCP: Norte

del lineamiento del Río Piquiri) es dominada por toleitas con alto contenido en titanio que algunas veces se extienden sobre flujos de riocitas (tipo Chapecó) hacia la parte sur de la cuenca (Ernesto et al., 1999).

En la parte central de la Cuenca de Paraná (CCP) las secuencias volcánicas a las que se presentan en SCP y NCP incluyen tanto a rocas ácidas tipo Palmas y Chapecó mientras que los flujos ácidos se concentran hacia la parte este de la cuenca (Ernesto et al., 1999).

### **2.3 Sureste de la Cuenca de Paraná**

La parte este y central de la Cuenca de Paraná es de carácter intracratónico, cubre un área cerca de 1700 km<sup>2</sup>. La sedimentación se inició durante el Paleozoico inferior y se han formado más de 400m de sedimentos. Según Almeida (1981) los sedimentos marinos fueron depositados durante el Devoniano Carbonífero inferior seguido de sedimentación marina y continental (la formación del Grupo Tubarao) sometida a la glaciación del Pmo-Carbonífero (Piccirillo et al., 1988). Posteriormente, la sedimentación cambio a fluvial y deltaica y subsecuentemente de ambiente de plataforma continental al de pantano de costa (Formaciones Rio Bonito y Palermo: Grupo Tuabarao; Formación Irati: Grupo Passa Dois). El final del Paleozoico se caracterizó por sedimentación fluvial y deltaica (Formaciones Corumbatai y Rio Rastro: Grupo Passa Dois, Petri y Fúlfaro 1983), Del final del Paleozoico hasta el Jurásico la sedimentación fue típicamente continental formando areniscas fluviales y limolitas (Formación Piramboia). Al comienzo del Jurásico prevalecieron condiciones desérticas y la deposición de areniscas ocurrió en toda la

cuenca (Formación Botucatu). Estos sedimentos representan la cima de la secuencia de Gondwana inmediatamente sobre las lavas de la formación Serra Geral que cubren toda la cuenca. Si bien en general el vulcanismo de la Sierra Geral cubre las areniscas de Botucatu, éstas se pueden encontrar localmente sobre el Grupo Passa Dois.

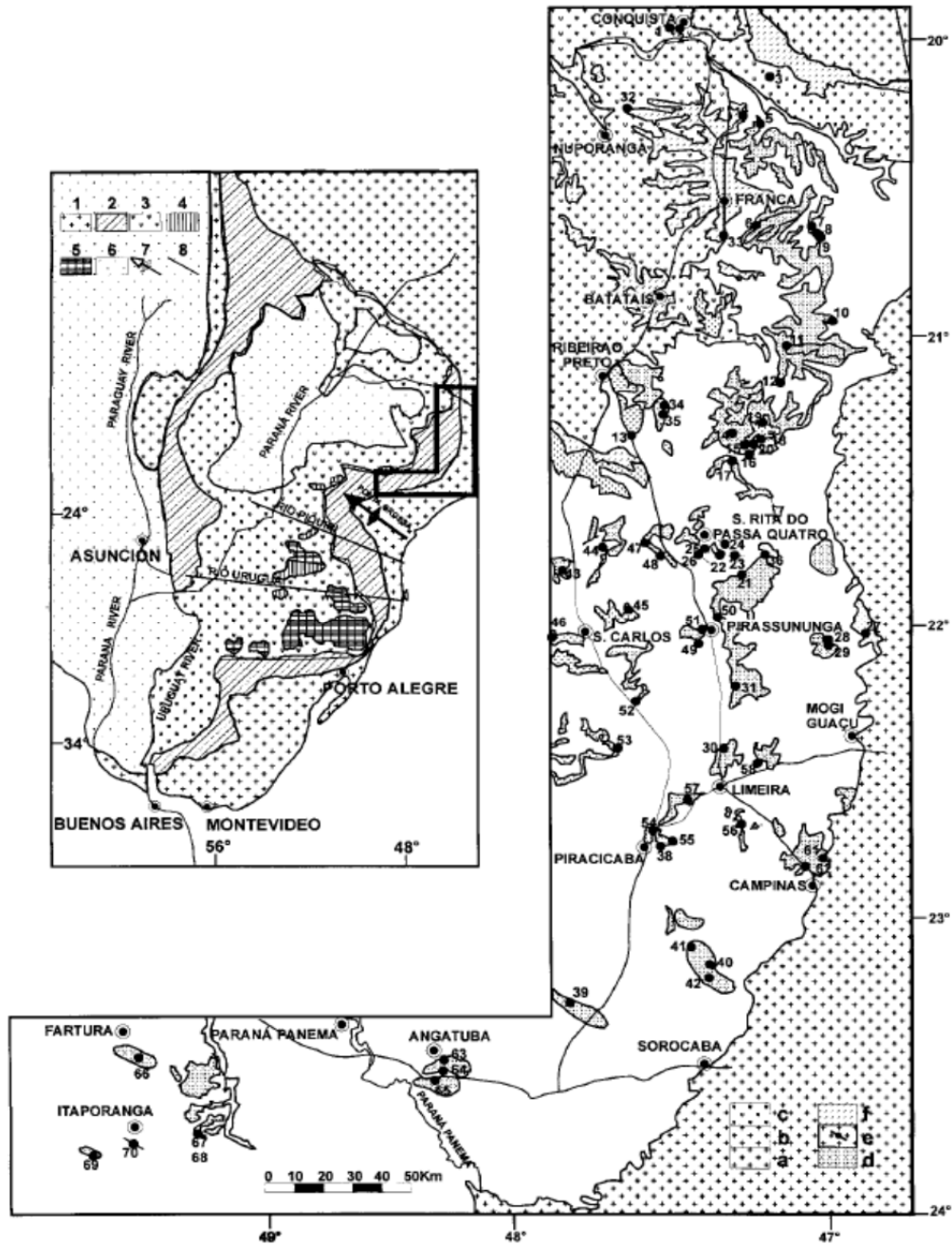


Figura2.4: Mapa geológico de la parte Noroeste de la Cenca de Paraná. (1) Basamento cristalino, (2) sedimentos pre-volcánicos, (3) rocas básicas, (4) Rocas ácidas Palmas, (5) rocas ácidas Chapecó, (6) sedimentos post-volcánicos, (7) estructuras tipo arco, (8) alineamientos estructurales. Sección Noroeste: (a) basamento cristalino, (b) sedimentos pre-volcánicos, (c) flujos, (d) diques capa, (e) diques, (f) sedimento post-volcánicos.

Lineamientos tectónicos atraviesan la parte central centro a la cuenca, por ejemplo los del Río Piquiri y el Río Uruguay (figura 2.4). Algunos de los lineamientos se caracterizan por anomalías magnéticas (Ferreira, 1982), otros son representados por un conjunto de fallas. Dichas características tectónicas evolucionaron desde el Devoniano y fueron particularmente activas durante el Triásico-Jurásico (Fulfaro et al., 1982). Paralelo a ellos se encuentran los ejes de las estructuras tipo arco. La más sobresaliente es el arco Ponta Grossa que también se caracteriza por anomalías magnéticas (NW-SE) y está intruida por cientos de diques alineados preferencialmente al eje del arco (Raposo y Ernesto; 1995).

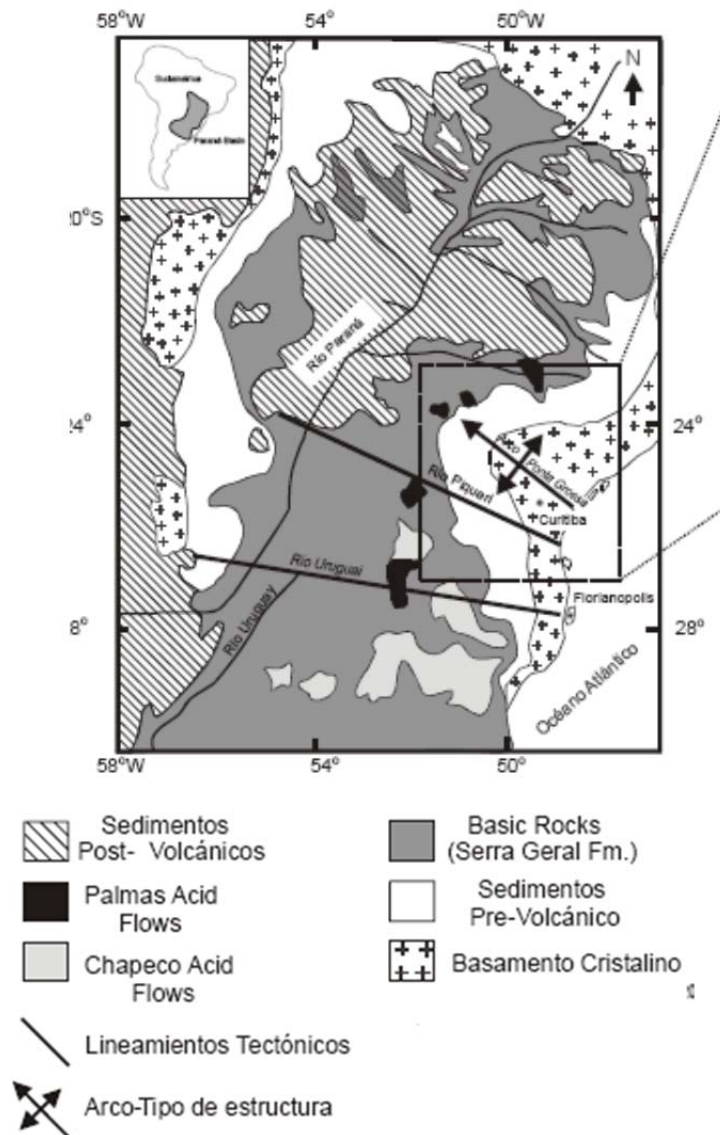
## **2.4 Este de la Cuenca de Paraná, Diques de Ponta Grossa**

Al este de la cuenca del Paraná (sureste de Brasil), se encuentran un conjunto de diques conocidos como diques de Ponta Grossa (PGDS por sus siglas en inglés). Estos tienen una anchura expuesta de 200 Km en dirección NO, muy cercanos al océano Atlántico. Los PGDS son una formación tectónica-magmática de la provincia del torrente volcánico de Paraná-Etendaka, aunque debido a la escasez de datos geocronológicos, su evolución está pobremente documentada. Dentro de los diques ocurren xenolitos del basamento, en este caso de rocas generadas durante el ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano y de sedimentos del paleozoico de la cuenca de Paraná. Aunque esta relación rara vez se observa en el campo, los diques también se llegan a introducir dentro de los flujos volcánicos de Paraná pertenecientes al Cretácico temprano., esto se puede deducir a partir de los datos de magnetismo de rocas y aeromagnéticos (Ussami et al., 1991). Los PGDS son un conjunto de muchos diques, principalmente basálticos, los andesíticos y algunos, muy pocos, riolíticos, todos ellos, se encuentran concentrados en una zona con dirección noroeste coincidente con el arco de Ponta Grossa. La depositación comenzó durante el Paleozoico y continuó durante el Jurásico inferior (Fulfaro et al., 1982). Los diques generalmente presentan una tendencia NE, y típicamente varían de 20 a 50 m en espesor. Hay afloramientos de diques que pueden medir 10 Km, datos aeromagnéticos disponibles indican longitudes superiores a los 200 Km (Ferreira, 1982), figura 2.5.

Los diques de Ponta Grossa, así como las rocas volcánicas del Mesozoico de la cuenca de Paraná (PMP), están relacionados con la separación del Gondwana occidental. Los



fechamientos de los diques mediante la técnica de K-Ar indican un periodo entre 144 y 114 Ma (Pinese, 1989), muy similar al encontrado en rocas de Paraná (Rocha-Campos et al., 1988). Los estudios realizados por Regelous (1993) y Turner et al. (1994), mediante la técnica de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  reportan edades entre los  $134.1 \pm 1.3$  y  $130.4 \pm 2.9$  Ma.



**Figura 2.5. Mapa geológico simplificado del sureste de Brasil, mostrando la conformación de los diques de Ponta Grossa (adoptado de Brandt et al., 2008).**

Edades obtenidas mediante técnicas más modernas de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indican una edad de  $131.2 \pm 0.5$  y  $131.7 \pm 0.8$  Ma, estos son ligeramente más jóvenes que los  $133 \pm 1$  Ma que obtuvieron Renne et al., (1992), para lavas del sureste de Paraná.

## 2.5 Descripción Geoquímica

Ernesto et al. (1999) llevaron a cabo un estudio de rayos X y fluorescencia y se determinó que las rocas de la parte sur de PMP tienen alto contenido en  $\text{TiO}_2$  y de acuerdo a de La Roche et al. (1980) se clasifican en basaltos toleíticos, basaltos andesíticos,, andesitas y dacitas (ver figura 2.6).

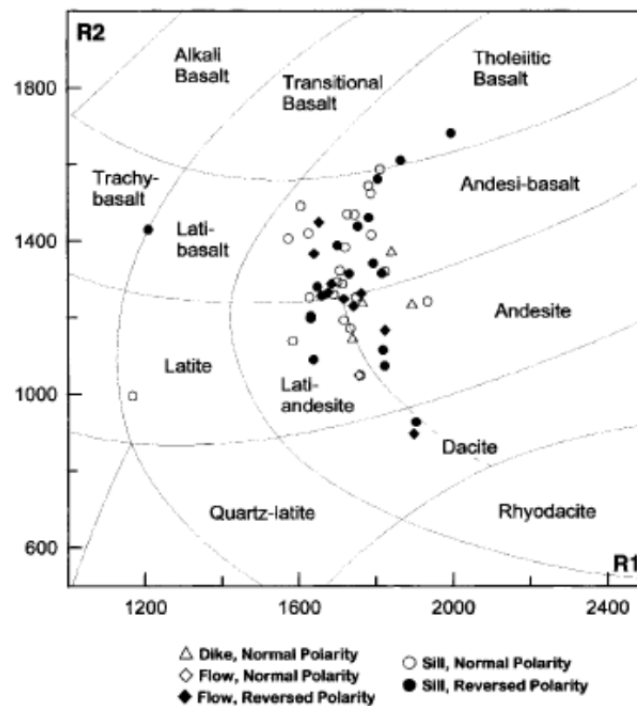


Figura 2.6. Distribución de los diques de capa (círculos), diques (triángulos) y flujos (diamantes) en el diagrama de clasificación de La Roche et al. (1980). Los símbolos en blanco son de polaridad normal y los oscuros son de polaridad inversa. Tomado de Ernesto et al. (1999).

Los flujos, diques y diques de capa se ubican dentro de la misma área. Los diagramas de elementos mayores y trazas, utilizando al MgO como índice de evolución magmática, muestran una fuerte similitud entre diques, flujos y diques capa, independiente de su polaridad magnética. Estas características son similares a las encontradas en la parte más al Norte de la cuenca de Paraná (Bellini et al., 1984; Piccirillo et al., 1988), lo que sugiere un origen magmático similar, figura 2.7.

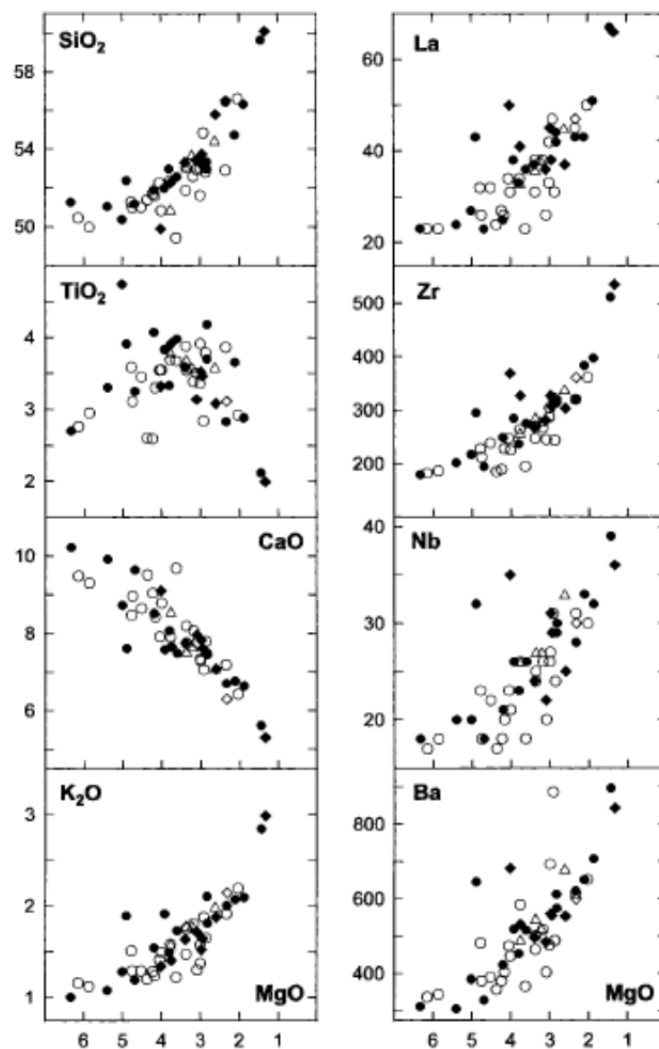


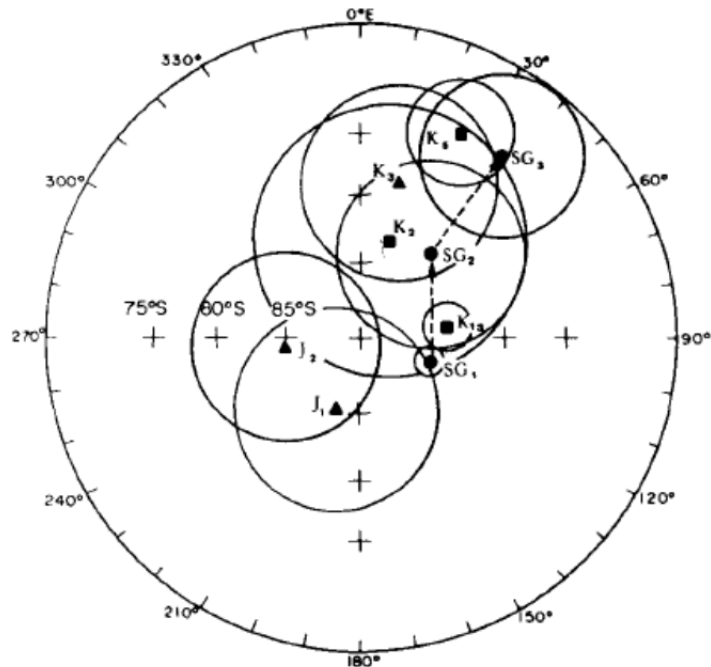
Figura 2.7. Elementos mayores y traza vs MgO de la región sureste de Paraná. Tomado de Ernesto et al., 1999.

## 2.6 Geocronología

Las edades reportadas por Ernesto et al. (1999) para la región sureste de la PMP determinadas empleando métodos radiométricos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  la sitúan entre los  $129.9 \pm 0.1$  y los  $131.9 \pm 0.4$  Ma. Estas edades son similares a las reportadas por Renne et al., (1996) para los diques de Ponta Grossa y los flujos de la región Norte (Renne et al., 1997), pero son ligeramente más jóvenes que los flujos de la parte Sur (Renne et al., 1992 y 1997) o de la provincia Etendeka (Renne et al., 1996). Todos estos datos proporcionan evidencia de la migración del magmatismo durante el tiempo de mayor actividad de la provincia y es compatible con la edad reportada y aceptada de dicha actividad entre los 133 a 130 Ma.

### **Capítulo 3. Resumen de los estudios Paleomagnéticos previos de la Provincia Magmática de Paraná**

Uno de los estudios paleomagnéticos más extensos que se han realizado a la PMP es el realizado por Ernesto et al., (1990) en el cual se reportan los resultados de 21 secuencias de lavas distribuidas a lo largo de toda la Cuenca de Paraná. En ese trabajo se registran los polos paleomagnéticos de las unidades estudiadas y se hace una correlación entre ellas basada en su posición estratigráfica, sus características geológicas y sus características paleomagnéticas. Los datos reportados se ven afectados por la dispersión angular que se presenta en cada secuencia, aunque ésta es menor que la dispersión debida a la variación secular esperada y se atribuye a la no homogeneidad en la distribución de los ciclos de variación secular, esto tiene implicaciones en la precisión de las paleo direcciones de las secuencias de las regiones más delgadas al Norte y al Sur. Los polos paleomagnéticos reportados se muestran en la figura 3.1.

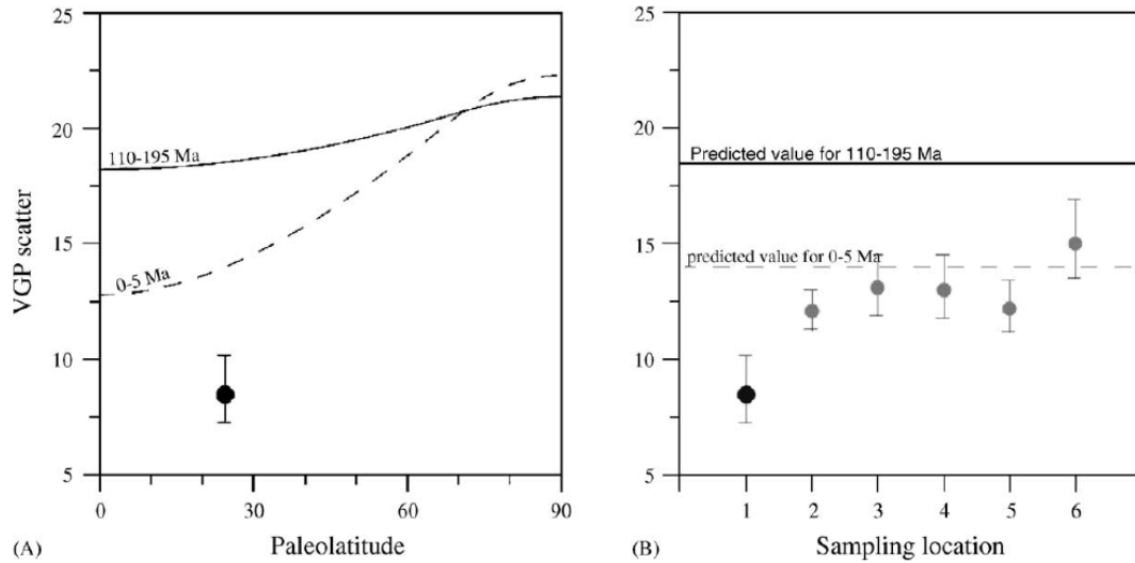


**Figura 3.1. Principales polos paleomagnéticos de PMP, los círculos oscuros indican principales polos Mesozoicos para Sur América. Los triángulos indican polos de más de 130 Ma y los cuadrados a edades menores. Los círculos son los intervalos de  $\alpha_{95}$ , tomado de Ernesto et al., 1990.**

Los polos al sur de la Cuenca de Paraná están bien agrupados y se aproximan a una distribución circular, sin embargo los polos de las otras dos regiones presentan mayor dispersión y sus intervalos  $\alpha_{95}$  de confianza se traslapan parcialmente. Hay un mejor agrupamiento de los polos si se recalculan excluyendo los flujos ácidos de Chapecó. Las edades calculadas mediante métodos radiométricos de cada uno de esos polos se encuentran en el intervalo de los 140 -120 Ma. Piccirillo et al., reportan una edad (K-Ar) para la parte norte de la cuenca de 135 Ma, Mantovani et al. (1987) establecen una edad de 132 Ma para la parte central de PMP mientras que Amaral et al., (1966), establecen un límite de 120 Ma para la parte Sur de la cuenca. Con estas edades se hace una reconstrucción de la trayectoria de los polos durante el Cretácico que indica la plataforma continental de América del sur se movió en dirección sur alrededor de 5° a 10° en esa época, esta rotación

es consistente con las rotaciones predichas por los modelos de apertura del Atlántico (Martin et al., 1981; Vink, 1982) y debe tomarse en cuenta que se realizó con valores de  $\alpha_{95}$  traslapados que no permiten establecer una independencia estadística de cada uno de los polos por lo que, en lo posible, se debe de buscar una mejor resolución para hacer alguna correlación posterior.

Alva-Valdivia et al. (2003) llevaron a cabo un estudio paleomagnético en dos secciones de la parte central de PMP las cuales muestran polos paleomagnéticos  $-85.7^{\circ}\text{N}$ ,  $197.9^{\circ}\text{E}$  ( $\alpha_{95}=2.6^{\circ}$ ) estadísticamente indistinguibles entre ellos pero diferentes a los reportados anteriormente para otras secciones de PMP. Estos autores sugieren que esa diferencia sería de origen tectónico, aún no identificado. La variación paleosecular estimada en las secuencias de su estudio es menor a la que sugiere el modelo de McFadden et al. (1991) para el intervalo de 110 a 195 Ma. Hay un mejor ajuste con la curva de dependencia longitudinal documentada para un intervalo 0 a 5 Ma (McElhinny y McFadden., 1997). La coincidencia temporal del estado de polaridad normal constante del Súpercron Cretácico y los intensos eventos geodinámicos sugiere que hay una posible conexión entre los procesos en superficie ocurridos durante el Cretácico (Larson, 1991). Un mecanismo posible involucra la aparición de súper “*plumas*” desde la frontera núcleo-manto lo que relaciona a los eventos del manto con los de la litósfera. La variación paleosecular de los datos de PMP muestra que no hay evidencia de que el geodínamo se encontraba en estado anormal durante el Cretácico inferior (figura 3.2).



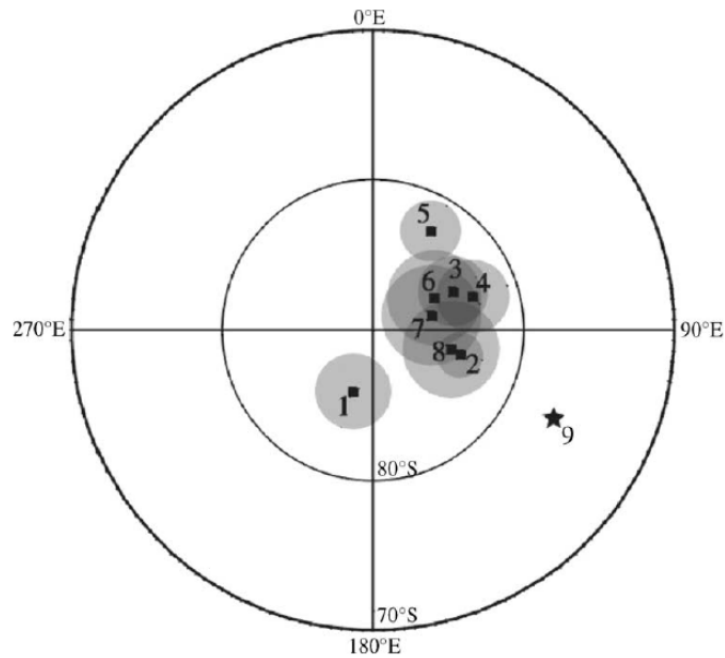
**Figura 3.2. Variación Paleosecular para el intervalo 110-195 Ma y 0 a 5 Ma. A) a desviación estándar del reportada es de  $8.5 \pm 1.7/-1.2$  se muestra con los círculos más oscuros. B) comparación con otros estudios de edad similar. Alva-Valdivia et al., 2003.**

Los polos paleomagnéticos de PMP (tabla 3.1) son significativamente diferentes de la posición del Polo estimada de la reconstrucción del *hotspot*, no es claro si esta diferencia representa una real deriva polar o un movimiento del *hotspot*, figura 3.3.



**Tabla 3.1. Polos Paleomagnéticos de la Provincia Magmática de Paraná entre los 120-140 Ma previamente reportados.**

Ubicación		Edad (Ma)	<i>N</i>	Lat. (°N)	Long. (°E)	$\alpha_{95}$	ASD (°)	Referencia.
Central PMP	1	~132	35	-85.7	197.9	2.6	8.5 + 1.7/-1.2	Alva-Valdivia (2003)
Sur PMP	2	~133	197	-84.0	106.2	1.5	12.1 + 0.9/-0.8	Raposo and Ernesto (1995)
Central PMP	3	~132	103	-84.1	64.4	2.3	13.1 + 1.4/-1.2	Raposo and Ernesto (1995)
Norte PMP	4	~132	92	-83.0	71.4	2.4	13.0 + 1.5/-1.2	Ernesto et al. (1999)
Ponta Grossa	5	~130	115	-82.4	30.3	2.0	12.2 + 1.2/-1.0	Raposo and Ernesto (1995)
Provincia Alcalina Paraguay	6	127-130	75	-85.4	62.3	3.1	15.0 + 1.9/-1.5	Ernesto et al. (1996)
Provincia de Córdoba Argentina	7	~125	55	-86.0	75.9	3.3	-	Geuna and Vizán (1998)
Kaoko basaltos	8	~132	-	-84.7	103.9	3.2	-	Gidskehaug et al. (1975)
<i>Hotspot</i>	9	~130	-	-76.7	116.4	-	-	Muller et al. (1993)



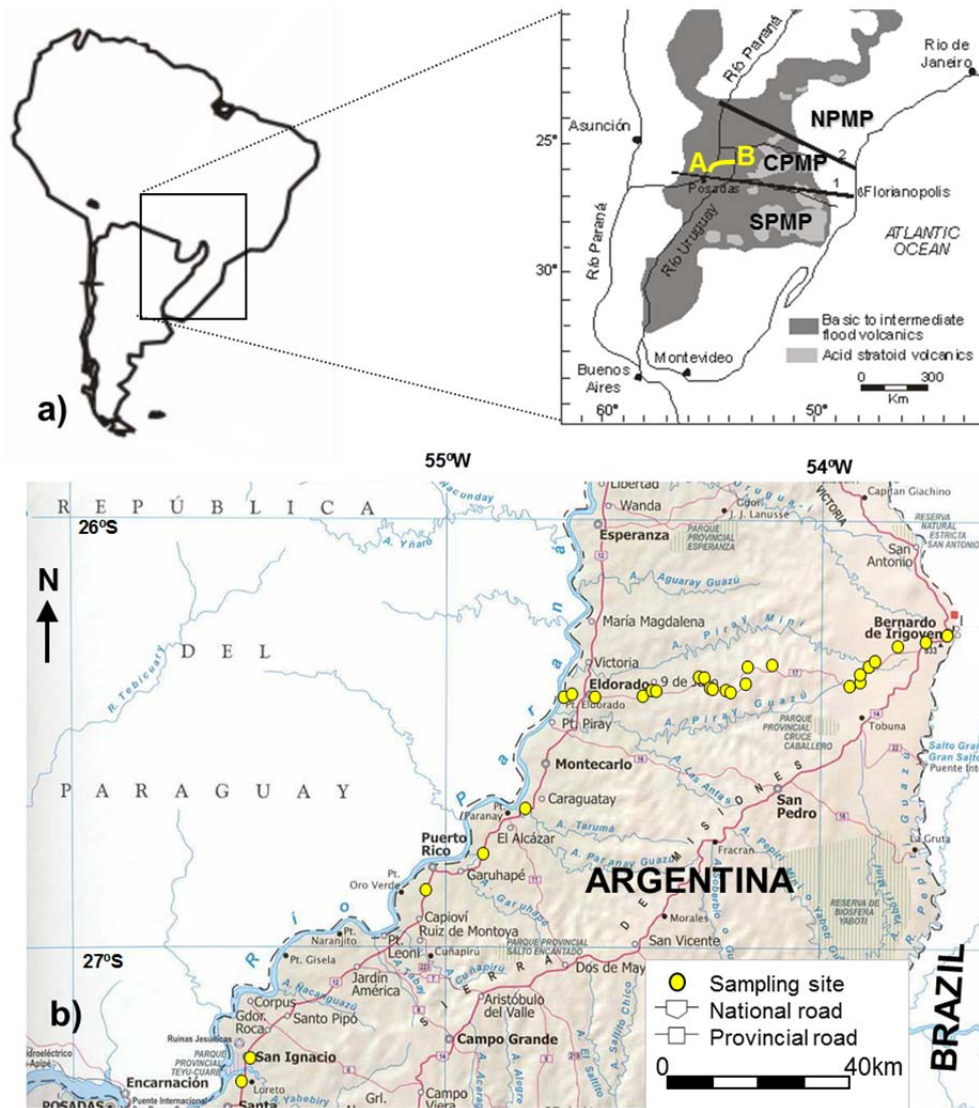
**Figura 3.3. Polos paleomagnéticos de edades similares como se indica en la tabla 3.1. Se muestran los límites de confianza de Fisher  $\alpha_{95}$ , la estrella es el paleopolo para América del Sur calculado a partir de *Hotspots*.**

## **Capítulo 4. Estudio Paleomagnético de la Formación Posadas, Misiones Argentina**

### **4.1. Principales rasgos Geológicos**

Los basaltos de la formación Posadas (Gentili and Rimoldi, 1980) afloran en el noreste de Argentina, los depósitos de lava se extienden hacia Paraguay, Uruguay y al sur de Brasil en donde se les conoce como Alto Paraná, Formación Arapey y formación Geral respectivamente. En África se encuentran rocas contemporáneas a estas, en la Provincia Magmática Etendeka-Angola. Los fechamientos radiométricos para la Provincia Magmática Paraná-Etendeka tomados en conjunto, indican un intervalo de tiempo corto de unos 10 Ma, entre los 137 y los 127 Ma, para el emplazamiento de la mayor parte de las rocas volcánicas (Turner et al., 1994).

La PMP está dividida en tres partes por los alineamientos tectónicos del Río Piquiri y el Río Uruguay, centro-norte y sur. (Fig. 4.1). Esta división corresponde también con las características geoquímicas y petrológicas. (Piccirillo and Melfi, 1988). Geoquímicamente, la roca dominante es el basalto toelítico caracterizado por la disminución en el contenido de  $TiO_2$  desde el Norte hasta el Sur. El presente estudio se llevó a cabo en afloramientos de lava de la parte central de la PMP, en la provincia de Misiones, Argentina. Estas rocas han sido clasificadas como basaltos toelíticos y andesíticos caracterizados por un contenido bajo a intermedio de Ti (Mena et al., 2006).



**Figura 4.1. a) Mapa del Piso Basáltico de Paraná. Las gruesas líneas negras indican los lineamientos tectónicos del Río Uruguay (1) y del Río Piquiril los cuales dividen a la Provincia Magmática de Paraná en tres partes mayores: norte (NPMP), central (CPMP) y sur (SPMP), (después de Piccirillo y Melfi, 1988), la línea gruesa amarilla A-B indica las secciones muestreadas. Tomado de Mena et al. (2011) b) Mapa de la Provincia de Misiones, Argentina y las ubicaciones de los sitios muestreados.**

Las muestras paleomagnéticas se obtuvieron a lo largo de la carretera entre San Ignacio, El dorado y Bernardo de Irigoyen (figura 4.1b). Se estableció un sitio de muestreo en cada uno de los 28 flujos reconocidos de lava. Los flujos de lava están bien expuestos en los cortes de carreteras con una posición sub horizontal con una inclinación menor a 5°. Cinco lugares están situados entre San Ignacio y El dorado. El primero de ellos corresponde a un

flujo basáltico situado a unos 40 m sobre el contacto con la Formación Solari, una unidad sedimentaria subyacente equivalente a la Formación Botucatu en Brasil (Mena et al. 2011).

Debido a la alteración relativamente alta de las rocas cerca del contacto en estos sitios no son aptas para los estudios paleomagnéticos. Los restantes 23 lugares están situados entre los municipios de El dorado y Bernardo de Irigoyen. A partir de las observaciones de campo y altitud absoluta, es posible establecer una estratigrafía relativa de los flujos de lava estudiados. Dado que estos flujos de lava se emplazaron en un relieve anterior y que es posible la existencia de desplazamientos verticales a lo largo de fallas sub-verticales, sus posiciones secuenciales no son necesariamente indicativas de sus edades relativas.

Un total de 331 núcleos paleomagnéticos estándar fueron obtenidos por medio de una perforadora portátil en los 28 sitios y fueron orientados con el compás magnético y solar.

La posición estratigráfica de los sitios, determinado en función de los datos geológicos y de campo, además de la altitud absoluta permiten establecer una secuencia relativa, de abajo hacia arriba: 1SG a través 11SG, 13SG, 12SG 15SG, 14SG y 16SG a través 28SG. La mayoría de estos flujos son de colores marrones rojizos, la más masiva de color gris y los tres últimos de la secuencia tienen tonos marrones. La unión entre columnas es común, algunos tienen fuertes uniones verticales u horizontales, y muchas cuentan con niveles vesiculares. Observaciones microscópicas realizadas a las secciones delgadas bajo luz reflejada y transmitida muestran una textura profírica, con fenocristales de olivino, frecuentemente alterado a iddingsita. Sobre la base de sus características ópticas, se establece que los minerales opacos son principalmente titanomagnetitas y, en menor

medida, ilmenita. Solo en algunas secciones la titanomaghemita aparece en pequeñas proporciones como reemplazo de titanomagnetita.

## **4.2 Magnetismo de Rocas**

Con la finalidad de identificar a los portadores magnéticos responsables de la magnetización remanente, para obtener información acerca de su estabilidad paleomagnética y evaluar la capacidad de las muestras para estudios de paleointensidad, se llevaron a cabo varios experimentos de magnetismo de rocas. Estos experimentos fueron: a) mediciones del índice de viscosidad, b) mediciones de las curvas termomagnéticas continuas (susceptibilidad contra temperatura), y c) experimentos de histéresis magnética.

Para obtener mediciones precisas y confiables de magnetización remanente (RM) durante la desmagnetización térmica progresiva, es aconsejable que el espécimen tenga viscosidad magnética baja. Xu et al. (1986) sugirió que las remanencias viscosas se pueden adquirir muy rápidamente, pero que a pesar de esto pueden decaer mucho más lentamente, este proceso puede presentarse en una amplia variedad de tipos de rocas. Este fenómeno, debido probablemente a un efecto de difusión tardía (Neél, 1955), también podría reducir la exactitud en las mediciones de RM cuando las rocas no se tratan y se mide dentro de un ambiente no magnético. En este estudio el índice de viscosidad (Thellier y Thellier, 1944) se determinó utilizando dos muestras por cada flujo. Su RM se midió en dos momentos: el primero después de dos semanas de almacenamiento con el eje de las muestras paralelo al campo ambiental y el otro después de haber transcurrido otras dos semanas de

almacenamiento con el eje en dirección opuesta. Las muestras estudiadas muestran muy baja capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa. El índice de viscosidad varía entre 0.3 y 11.4% la mayoría menor al 5%.

También se realizaron a todos los especímenes mediciones de susceptibilidad magnética a temperatura ambiente y en frecuencias de 470 Hz y 4700Hz con un susceptibilímetro Bartington MS2. Algunas muestras de los sitios 6SG, 21SG, 22SG y 26SG tienen factores F de  $(F = 100[K_{4700}-K_{470}]/ K_{470})$  entre el 7 y el 11% lo que sugiere la presencia de partículas superparamagnéticas (SP) (Dunlop y Özdemir, 1997; Evans y Heller, 2003).

Se realizaron mediciones de susceptibilidad en campo bajo (curvas KT) bajo aire mediante un puente susceptibilidad Highmoore equipado con horno. Las muestras seleccionadas se calientan hasta 600° C a una razón de calentamiento de 20°C/ min y luego se enfría al mismo ritmo. La temperatura de Curie fue determinada por el método de Prévot et al. (1983). En la mayoría de los casos, se reconocieron dos fases termomagnéticas diferentes durante el calentamiento (Figura 4.2, muestras 13SG, 4SG, 6SG y 7SG). Los puntos de Curie más bajos oscilan entre 380-420°C, y el más alto es de aproximadamente 580°C. La curva de enfriamiento sólo muestra una sola fase, con una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita. Estas curvas irreversibles se pueden explicar por la presencia de titanomaghemita, que se transforma, probablemente, durante el calentamiento en magnetita (Readman y O'Reilly, 1972; Özdemir, 1987). Tanto estudios experimentales como estudios teóricos (Heider y Dunlop, 1987; Özdemir y Dunlop, 1989; Nishitani y Kono, 1989; Goguitchaichvili et al., 2000) muestran que la remagnetización química por maghemitización registra la misma dirección del campo que la TRM original. En

consecuencia, probablemente las paelodirecciones no se vieron afectadas por la alteración. Otras muestras, sin embargo, mostraron curvas razonablemente reversibles (figura 4.2, muestras y 16SG 26SG) indicando a la titanomagnetita pobre en titanio como el principal portador magnético. Vale la pena señalar que es posible la presencia de (titano) hematita en las muestras estudiadas, pero debido a su baja señal de susceptibilidad no es posible detectarla.

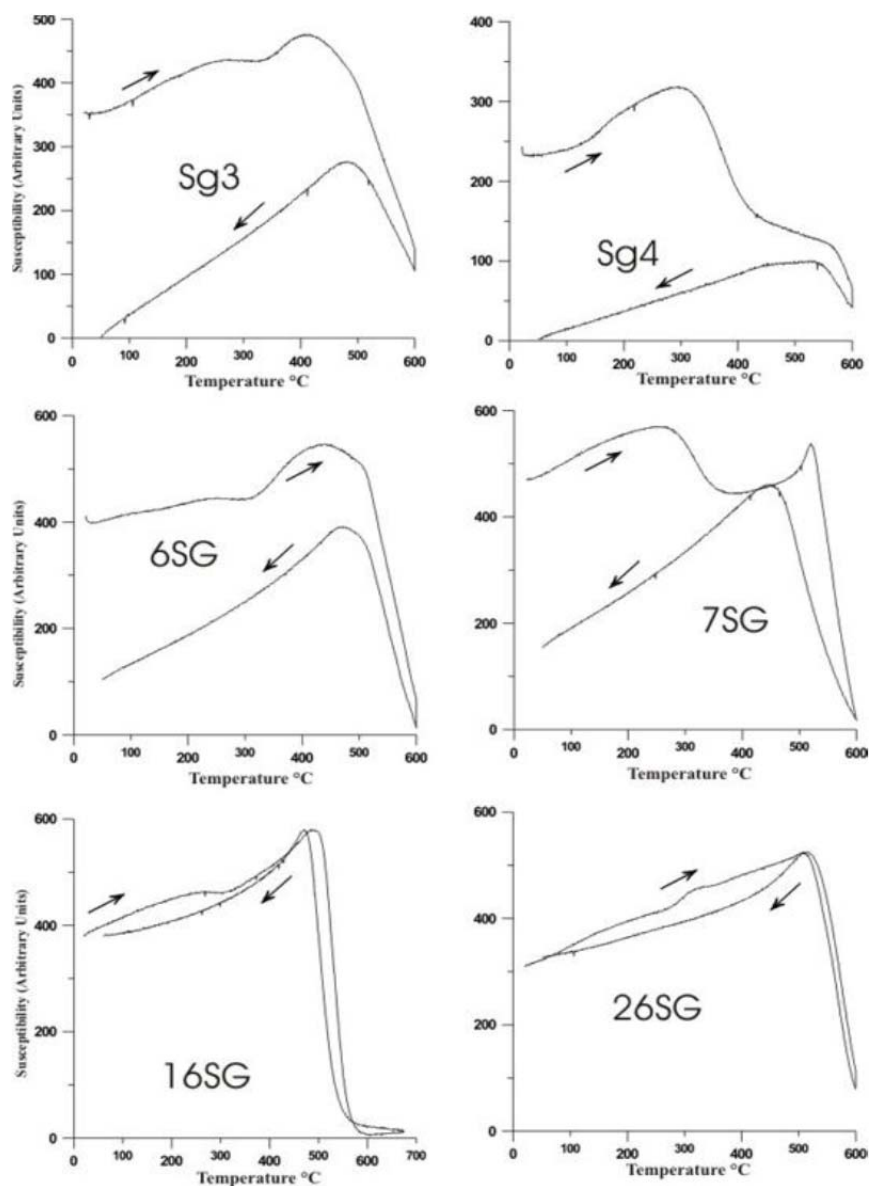


Figura 4.2. Curvas de Susceptibilidad vs temperatura (en aire) de algunas muestras representativas. Las flechas indican las curvas de calentamiento y enfriamiento respectivamente.

Se realizaron mediciones de histéresis a temperatura ambiente en todas las muestras estudiadas utilizando un aparato Micromag AGFM empleando campos de hasta 1.2 Tesla. La magnetización remanente de saturación ( $J_{rs}$ ), la magnetización de saturación ( $J_s$ ) y la fuerza coercitiva ( $H_c$ ) se calcularon después de la corrección por contribución paramagnética. La coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ) fue determinada mediante la aplicación de un campo de fondo aumentando progresivamente después de la saturación. Las curvas típicas encontradas de histéresis se aprecian en la figura 4.3. En general, las curvas son simétricas. Cerca del origen no se detectaron comportamientos de cintura de avispa u abultamientos (Tauxe et al., 1996), lo cual probablemente refleja intervalos muy estrechos en los valores de las coercitividades de los minerales opacos. A juzgar por los parámetros de histéresis, se puede afirmar que pequeños granos de dominio pseudo sencillo son los responsables de la remanencia (Day et al., 1977; Dunlop y Ozdemir, 1998)

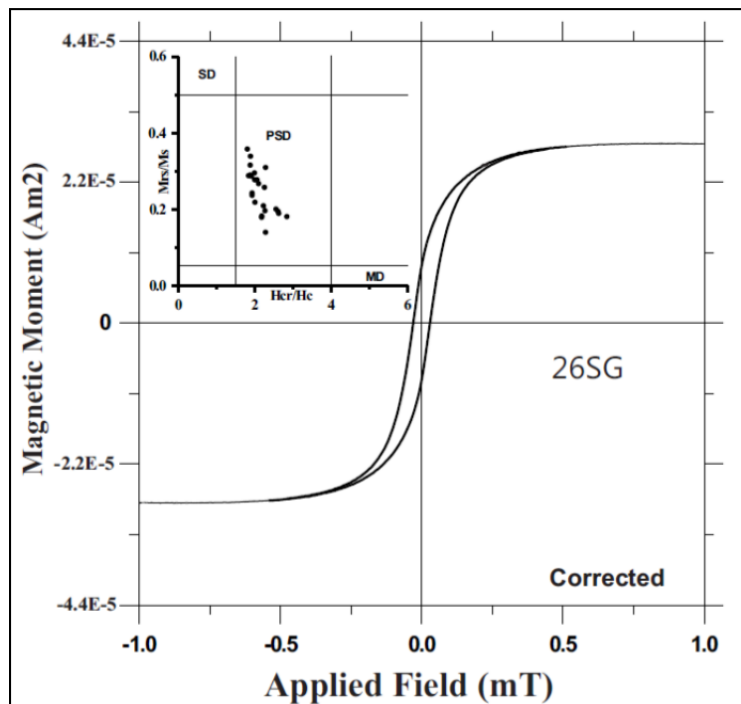


Figura 4.3. Ejemplo típico del ciclo de histéresis de muestras pequeñas de las unidades volcánicas estudiadas y su curva de adquisición isotermal asociada.



### **4.3 Análisis de las direcciones paleomagnéticas**

Las remanencias magnéticas fueron analizadas utilizando un espécimen por cada núcleo, empleando tanto campos magnéticos alternos por etapas (AF) como técnicas de desmagnetización térmica. Dos especímenes por cada sitio se sometieron a la desmagnetización térmica y por lo menos cinco ejemplares de cada sitio fueron tratados por desmagnetización AF. Se realizaron mediciones de magnetización remanente y desmagnetizaciones con un magnetómetro DC-2G criogénico con un desmagnetizador AF incorporado de tres ejes y un desmagnetizador térmico ASC-Cientific.

La desmagnetización térmica (TD) se realizó en 12 pasos desde los 100°C hasta 600°C. En algunos casos, se añadieron dos etapas de 610 y 620° C. Los posibles cambios mineralógicos fueron controlados mediante la medición de la susceptibilidad de bloque después de cada etapa. Después de llegar a la temperatura de Curie de la magnetita, un 85% de las muestras mostraron remanencias residuales menores al 10% de la magnetización remanente natural inicial (NRM) correspondiente, siendo menor al 5% en el 77% de los casos. Estos comportamientos sugieren en general que los principales portadores de la remanencia se titanomagnetitas. Se aplicó desmagnetización AF en 12 pasos desde los 2 hasta 90 mT. Algunos ejemplares presentan remanencia viscosa tenue de baja intensidad que fue destruida con campos de 5 a 15 mT. Después de la eliminación de este remanencia, la mayoría de las muestras muestran diagramas de Zijdeveld (Zijdeveld, 1967) que indican la existencia de una sola fase que decae hacia el origen.

Tabla 4. 1. Resultados paleomagnéticos de las secciones estudiadas. Inc. y Dec. es la inclinación y declinación de la *ChRM* promedio de cada sitio y  $\alpha_{95}$  es el parámetro de precisión de confianza de la estadística de Fisher.  $VGP_{lat}$  y  $VGP_{long}$  son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual respectivamente.

Sitio	polaridad	Dec	Inc	N	k	$\alpha_{95}$	VGP Long	VGP Lat
1	N	1.0	-55.4	9	55.84	6.9	299.1	-81.3
2	N	4.3	-53.3	10	454.21	2.3	276.2	-82.4
3	N	23.3	-35.0	8	87.67	5.9	200.4	-67.3
4	N	349.5	-48.0	7	97.54	6.1	19.1	-80.5
5	N	27.7	-50.7	8	91.36	5.8	232.9	-65.4
6	N	358.4	-51.3	7	359.02	3.2	319	-84.3
7	N	333.4	-47.8	6	352.07	3.6	23.2	-66.4
8	N	10.2	-38.2	9	52.48	7.2	189.8	-79.5
9	N	13.5	-51.0	8	169.93	4.3	242.9	-77.1
10	N	11.5	-48.4	5	301.90	4.4	234.6	-79.4
11	N	1.0	-41.0	8	257.91	3.5	143.2	-87
13	N	354.9	-31.7	6	322.10	3.7	97.6	-79.6
12	N	359.9	-31.9	10	113.00	4.6	125.2	-80.9
15	N	356.8	-29.0	5	83.20	3.0	109.8	-78.7
14	N	358.8	-35.0	9	376.49	2.7	116.7	-82.8
16	N	352.5	-33.6	8	249.47	3.5	83.4	-79.4
17	N	359.8	-39.8	5	404.39	3.8	123	-86.2
18	R	172.8	66.1	6	87.04	7.2	318.2	-67.2
19	R	167.9	42.1	2	267.11	<b>15.3</b>	43.7	-78.9
20	N	354.8	-44.9	6	53.18	9.3	32.9	-85.3
21	R	171.1	54.2	8	46.33	8.2	346.5	-78.7
22	R	177.5	47.3	8	224.11	3.7	340.3	-86.7
23	N	356.8	-46.6	5	257.65	4.8	7.2	-86.8
24	N	358.7	-42.4	7	265.98	3.7	92.6	-87.9
25	N	351.6	-37.6	6	119.37	6.2	68.8	-80.7
<b>26</b>	N	3.6	-52.3	8	29.27	<b>10.4</b>	281.7	-82.7
27	N	357.6	-40.2	8	50.67	7.9	92.8	-86
28	N	356.5	-42.7	11	55.63	6.2	60.9	-86.5

Componentes Secundarios

19	N	356.2	-39.2	7	235.38	3.9	85.3	-84.6
21	N	32.8	-51.4	4	16.73	23.1	235.3	-60.9
22	N	357.4	-50.1	8	32.39	9.9	352.1	-86.9
23	R	182.4	47.7	2	171.74	21.0	265.7	-86.8
27	R	176.0	29.1	4	24.37	18.0	106.2	-78.6
28	R	165.2	36.6	8	160.05	4.4	56.7	-75.2

Las ChRM definidas para los sitios 1SG 17SG, ubicados en la parte inferior de la secuencia, corresponden a un campo magnético Terrestre de polaridad normal. En general, las muestras presentan temperaturas de desbloqueo inferiores a 580°C lo que indica que la

magnetita o titanomagnetita pobre en titanio es el principal mineral portador de la remanencia. La mayoría de estas muestras alcanzan valores de temperatura de desbloqueo muy por encima de los 300° C (figura 4.4a), mientras que en algunos casos, se observa (figura 4.4b) una sobreimpresión secundaria más joven (eliminada a bajas temperaturas). Algunas lavas muestran la presencia subordinada de la hematita (3SG, 4SG, 14SG, 15SG y 16SG), con el 10% de remanencia inicial que sobrevive aún por encima de los 580°C. Estas muestras con alta temperatura de desbloqueo tienen sus direcciones idénticas a las que se definen a temperaturas más bajas. Sólo en dos sitios (9SG y 10SG) la presencia de hematita es importante. Las muestras de estos sitios tienen una amplia gama de coercividades y temperaturas de desbloqueo, conservando del 40 al 45% de NRM por encima de los 580°C (figura 4.4c). La presencia de hematita también se ve reflejada en las susceptibilidades relativamente bajas (Fig. 4.5).

El flujo de 18SG sitio se superpone estratigráficamente al sitio 17SG que se encuentra 80 metros más abajo. La susceptibilidad promedio del sitio ( $K_a$ ) es relativamente baja, pero las dos muestras empleadas para la desmagnetización térmica muestran que la magnetización no se elimina por completo a los 580°C (4 a 8% de NRM se conserva). Vale la pena señalar que no hay evidencia de una magnetización remanente viscosa. Todos los ChRMs del sitio se definieron con una desviación angular máxima (MAD) menor a 3° que corresponde a coercividades intermedias-altas invertir y campos magnéticos de polaridad inversa.

Los basaltos del flujo 19SG tienen valores intermedios de  $K_a$ . La desmagnetización por AF en 6 muestras permite definir componentes de polaridad normal, empleando de 6 a 11 pasos y  $MAD < 3^\circ$ .

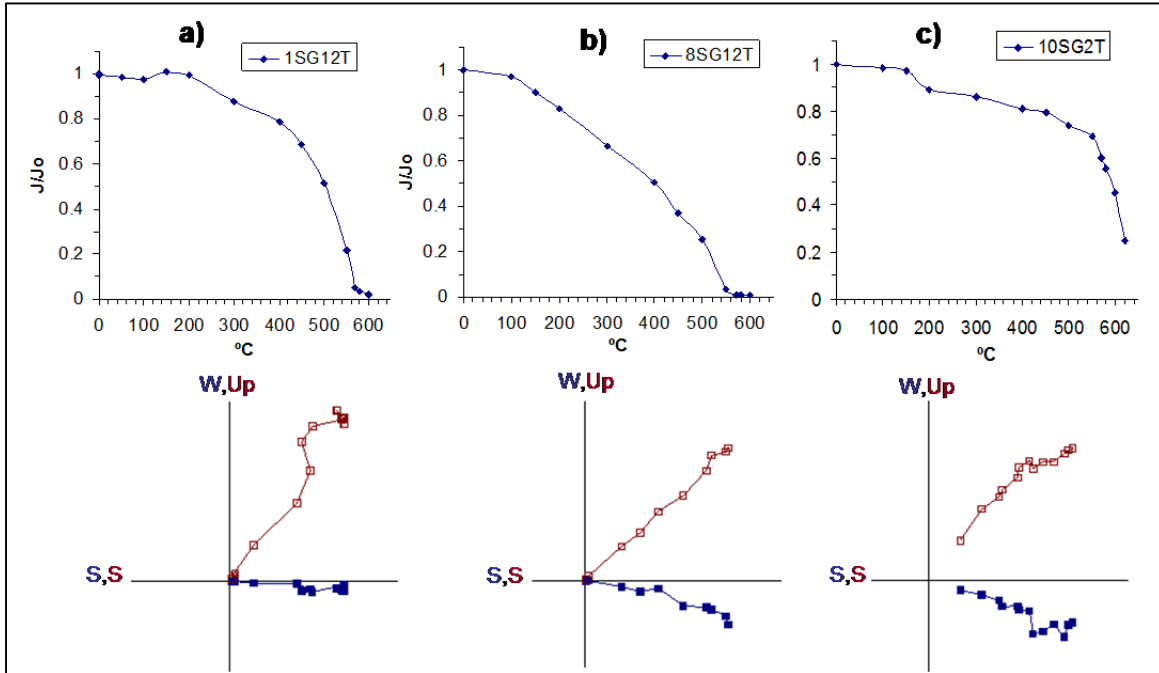


Figura 4.4. Curvas de Intensidad Magnética y vectores de desmagnetización térmica de tres especímenes representativos. En las curvas ortogonales los cuadrados abiertos indican la proyección hacia el plano vertical mientras que los cuadrados sólidos indican la proyección en el plano horizontal.

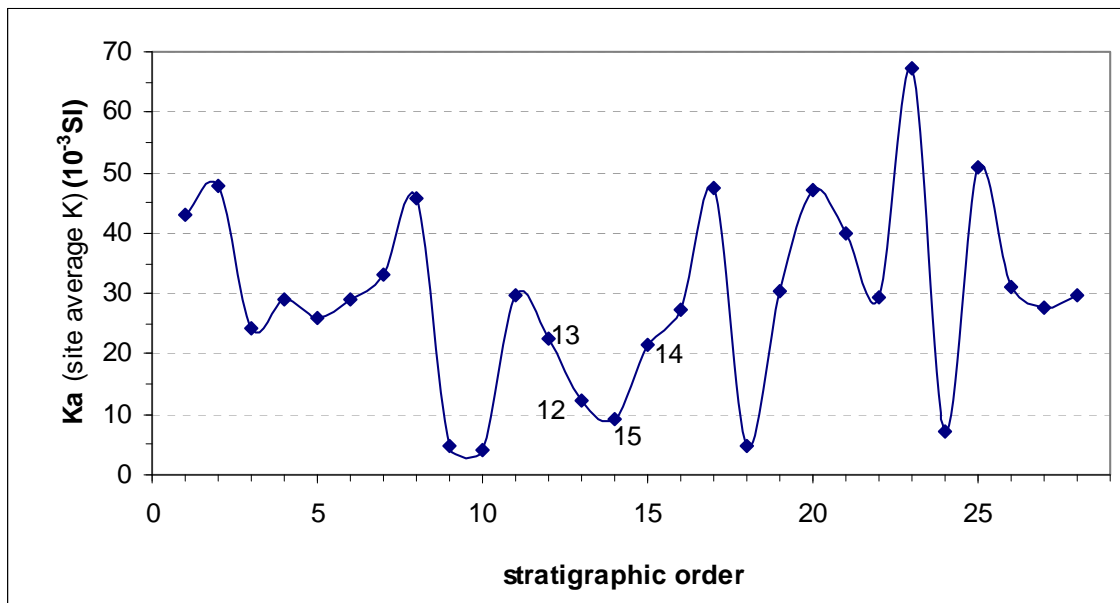
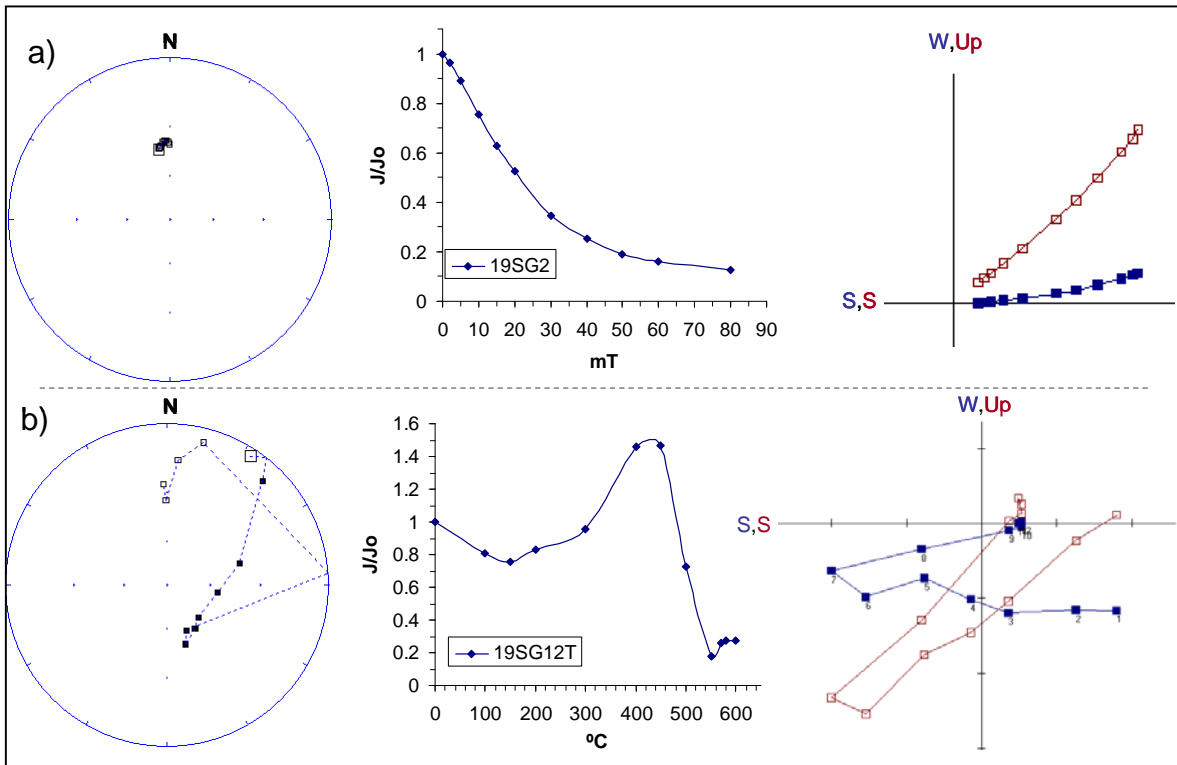


Figura 4.5. Susceptibilidad ( $K_a$ ) de los sitios en función del orden estratigráfico. El número de sitio corresponde al orden estratigráfico con excepción de los sitios del 12 al 15 señalados en la curva.

Los espectros de coercitividad son amplios y las curvas de desmagnetización tienen forma cuasi exponencial típica de flujos masivos con alto contenido de partículas ferrimagnéticas multi-dominio (MD) con estados de oxidación bajos (Dunlop y Özdemir, 1997). Las gráficas de Zijderveld muestran líneas curvas (figura 4.6a) y un comportamiento complejo, tanto en el tratamiento por campos alternos como en el tratamiento térmico (figura 4.6b). Una componente con la misma dirección que las definidas por AF es removida a partir de los 50°C y hasta los 400-450°C, mientras que en la curva de desmagnetización se aprecia un aumento gradual de la intensidad. Una segunda componente -casi antiparalela a la primera- se remueve de los 450°C a 580°C. Finalmente se observa un tercer componente con casi la misma dirección de la componente de baja temperatura y se destruye por encima de los 580°C.

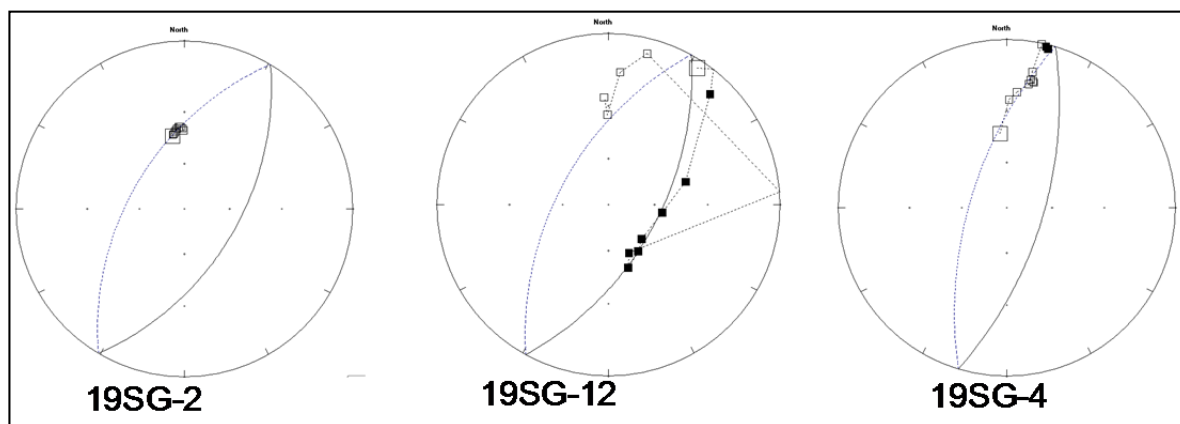
Las temperaturas de desbloqueo de las muestras con inclinación positiva (polaridad inversa) sugieren que el portador magnético es magnetita o titanomagnetita pobre en titanio. Este comportamiento se encontró en la mayoría de las rocas estudiadas. Por otra parte, las componentes de polaridad normal con alta y baja temperatura de desbloqueo podrían deberse a la titanomaghemita y hematita, respectivamente. La presencia de estos minerales que se forman por la oxidación a baja temperatura también se ha presentado en las observaciones de secciones pulidas que muestran fenocristales de magnetita con ligera alteración a hematita o en algunos casos a maghemita.



**Figura 4.6. Proyecciones de igual área, curvas de intensidad magnética y vector ortogonal de la desmagnetización progresiva por campos alternos (a) y de la desmagnetización térmica (b) de dos especímenes representativos.**

Debido a que la titanomagnetita puede considerarse el principal mineral magnético de esta roca volcánica, la remanencia primaria puede ser representada por la componente inversa definida por la desmagnetización térmica realizada entre los 450-580°C. Esta componente no se define mediante el tratamiento de campos alternos (AF), debido al alto contraste entre la maghemita y hematita, y la baja coercitividad de la titanomagnetita. El tamaño de las partículas finas formadas por la oxidación comparadas con las partículas de titanomagnetita MD partículas, más resistente a los procesos de oxidación, podría contribuir con este comportamiento. Entonces, la dirección definida por AF es la resultante de las componentes definidas por la desmagnetización térmica debido a la gran coercitividad. Al obtener el

mejor ajuste los círculos máximos calculados para las posiciones de remanencia residual obtenidas por desmagnetización térmica y AF esta hipótesis se ve reforzada (figura 4.7): la agrupación cerrada del plano formado por los polos sugiere que la componente antipodal está presente en las muestras tratadas con desmagnetización AF, aunque este proceso no permite distinguirla.



**Figura 4.7. Proyecciones de igual área de la desmagnetización progresiva mediante AF (19SG-2; 19SG-4) y térmica (19SG-12) con los círculos de mejor ajuste a la posición de la remanencia residual de especímenes representativos del sitio 19SG.**

La existencia de dos componentes antipodales tiene las siguientes explicaciones posibles:

1.- Las componentes de polaridad normal del sitio 19SG tienen direcciones estadísticamente indistinguibles de la ChRM definida por el flujo estratigráficamente situado inmediatamente arriba (20SG). En este caso un episodio volcánico más joven que el flujo 19SG pudo haber sobreimpreso a todas las partículas magnéticas con temperaturas de desbloqueo por debajo de los 450°C o bien, mediante procesos de oxidación, pudo favorecer la formación de maghemita y hematita que registraron la dirección del campo magnético correspondiente a la nueva polaridad.

2.- Dado que las componentes de polaridad normal tienen direcciones estadísticamente antiparalelas a las inversas, una magnetización auto invertida pudo haberse presentado en la hematita y la maghemita. Se ha encontrado este comportamiento de auto-inversión en algunas rocas ígneas con titanomagnetitas oxidadas (hemoilmenitas). Cuando la titanohematita se vuelve ferrimagnética durante el enfriamiento, sus momentos magnéticos espontáneos pueden ser alineados de forma antiparalela a la remanencia de la magnetita o titanomagnetita, de modo que una auto-inversión parcial aparece debido a la interacción magnetostática entre ambos minerales. Por otra parte, durante el proceso de oxidación de los basaltos la titanomagnetita puede generar titanomaghemita portadora de magnetización auto-invertida (Özdemir, 1987). Doubrovine y Tarduno (2004) han reportado auto-inversiones en basaltos oceánicos sin hemoilmenita, en tal caso la magnetización auto-inversa se realiza por la titanomaghemita que se forma durante la oxidación a baja temperatura.

El hecho de que las componentes secundarias son estadísticamente antipodales a las primarias representa poca desviación angular de la dirección principal, así la componente definida entre 450 y 580 °C puede ser empleada para caracterizar la dirección remanente del flujo.

El último sitio (20SG) corresponde a un flujo de 3 m de espesor de basalto de color similar al anterior, con columnas visibles y desunión horizontal. Este sitio, ubicado a 20 km al este del 19SG, está a una altitud de 20 m más alto que el flujo anterior. Su  $K_a$  es relativamente alta contrario a lo observado en el sitio precedente (figura 4.5). Tanto la desmagnetización



térmica como la desmagnetización por campos alternos definen direcciones con polaridad normal y MAD <3.5°.

Las ChRMs definidas por desmagnetización térmica o por AF (figura 4.8) para los flujos (22SG y 23SG) tienen polaridad inversa. Algunas muestras de estos sitios tienen componentes secundarias dispersas que corresponden a polaridad normal. Estas componentes se deben a fases de baja coercitividad que se destruyen con campos de hasta 15 mT y con temperaturas inferiores a 200-350°C. Dichas componentes secundarias se pueden atribuir a una sobreimpresión causada por episodios efusivos posteriores ya que los flujos siguientes sólo tienen remanencias de polaridad normal.

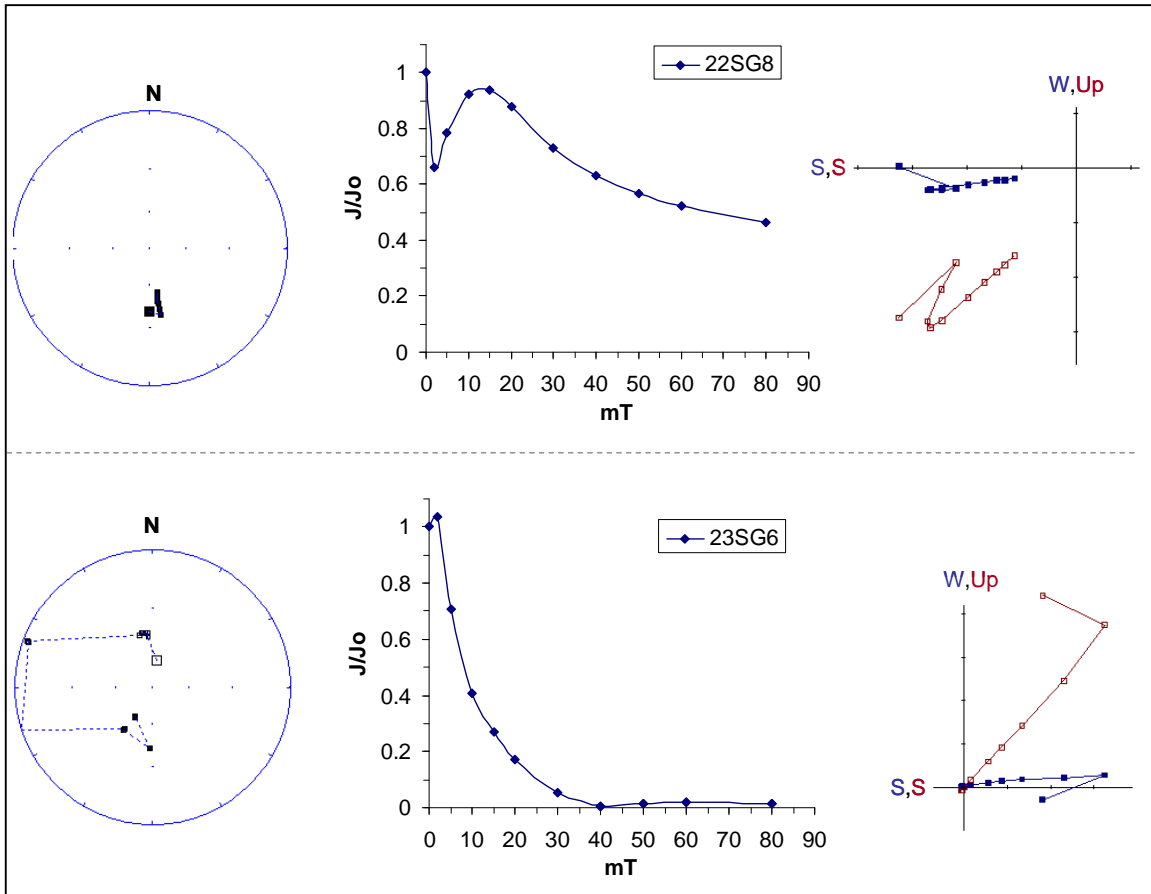


Figura 4.8. Proyecciones de igual área de la desmagnetización progresiva mediante campos alternos de dos especímenes representativos de los sitios (a) 22SG y (b) 23SG.

El sitio 23SG es el que mayor  $K_a$  presenta de toda la secuencia. Empleando desmagnetización por AF, con 10 a 15 pasos se obtiene una ChRM de polaridad normal y  $MAD < 5^\circ$  definida después de eliminar las remanencias viscosas de bajas coercividades. Las curvas de la desimantación muestran formas típicas exponenciales que corresponden a titanomagnetita. Algunas muestras portan una componente de alta coercitividad, con una dirección cercanamente opuesta a la ChRM (figura4.8b). ChRM similares fueron definidas mediante desmagnetización térmica de 4 a 8 pasos y  $MAD < 5^\circ$ . Sus temperaturas de desbloqueo se sitúan entre los  $450^\circ\text{C}$  y  $550^\circ\text{C}$ . Componentes residuales con una intensidad muy pequeña y casi antiparalela a la dirección ChRM se mantienen por encima de  $580^\circ\text{C}$ .

Los sitios 24SG y 25SG no muestran componentes secundarias. En ambos casos, se utilizaron de 7 a 12 pasos para determinar las direcciones ChRM, dando  $MAD < 4^\circ$ . Mientras que en el sitio 24SG las ChRM's son portadas por titanomagnetita así como hematita, en el sitio 25SG la magnetización es portada sólo por titanomagnetita. Esto se ve reflejado en las curvas de desmagnetización y en los valores  $K_a$  relativamente bajos para el sitio 24SG y altos para el 25SG. Los especímenes del sitio 24SG mantienen alrededor del 25% de su NRM por encima de los  $580^\circ\text{C}$ .

Los siguientes tres sitios tienen valores intermedios de  $K_a$ , las direcciones ChRM corresponden a polaridad normal y aparecen componentes secundarios. La desmagnetización térmica y por AF del sitio 26SG permite la definición de la ChRM mediante 7 a 15 pasos y  $MAD < 4^\circ$ . La desmagnetización térmica mostró dispersos componentes residuales con sentido casi opuesto al ChRM y sólo el 2% de la intensidad de NRM permanece por encima de los  $580^\circ\text{C}$ . La desmagnetización térmica para el sitio 27SG permite definir ChRM con temperaturas de desbloqueo correspondientes a la magnetita. No hay remanencias significativas por encima de  $580^\circ\text{C}$ . La desmagnetización por AF define una misma ChRM, pero a partir de 80mT aparece una componente de intensidad muy pequeña cercanamente antiparalela a la ChRM. Por último, el sitio 28SG presenta dos componentes de remanencia. La primera corresponde a un campo de polaridad normal con coercividades de 20mT y temperaturas de desbloqueo entre 200 y  $570^\circ\text{C}$ . La otra tiene una dirección antiparalela definida entre 30 y 90 mT y los 580 a  $650^\circ\text{C}$  con  $MAD < 4^\circ$  (figura 4.9a, b y c).

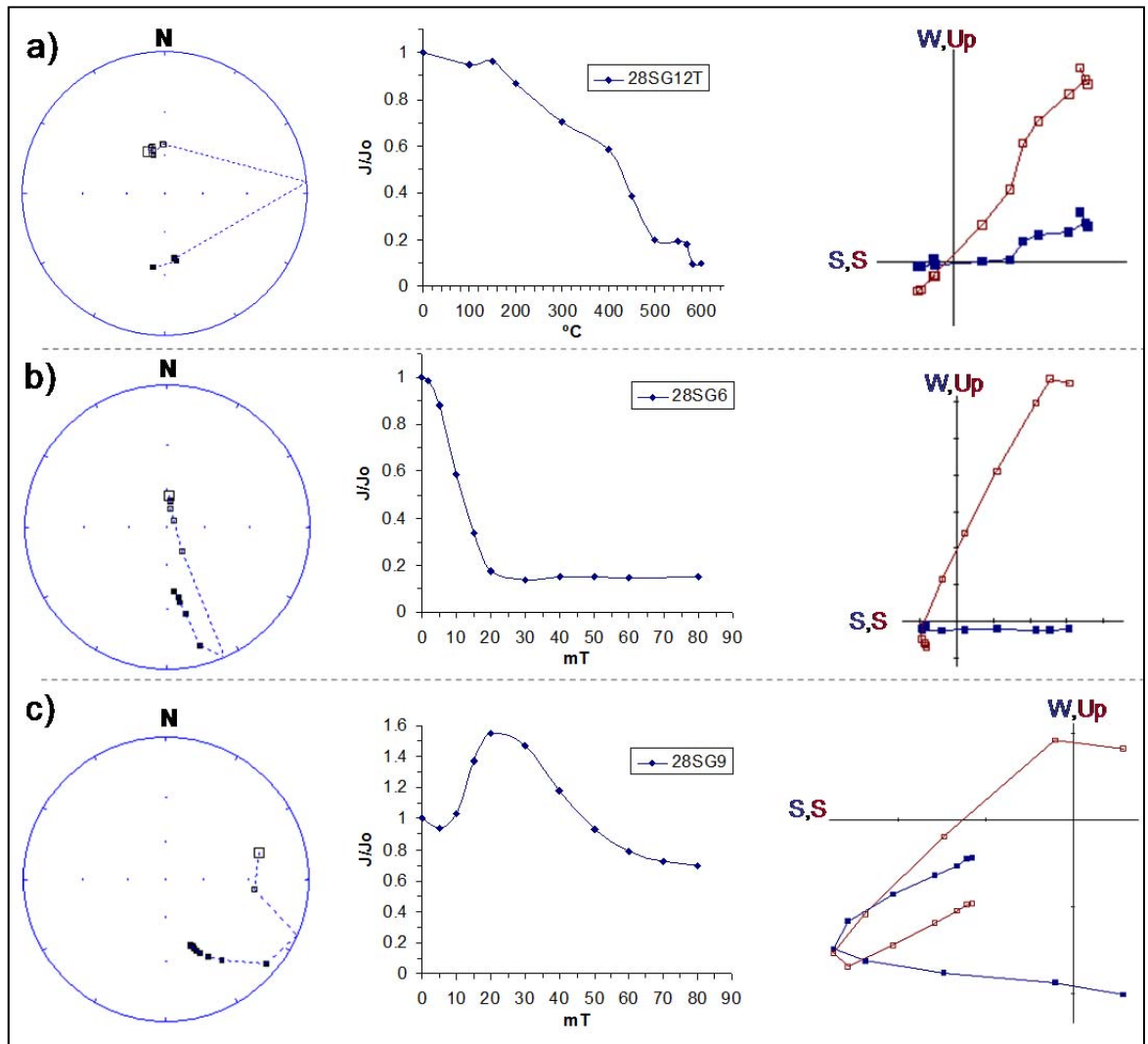


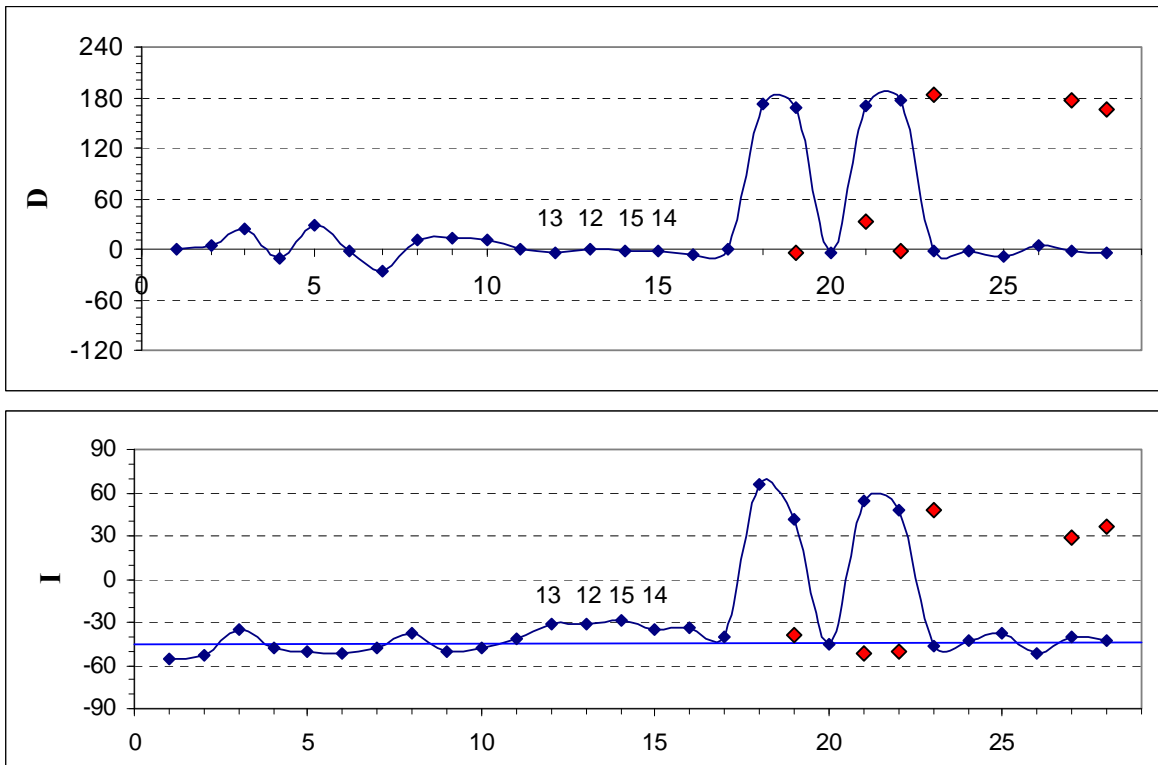
Figura 4.9. Proyecciones de igual área de la desmagnetización térmica progresiva (a) y mediante AF (b y c) de especímenes representativos del sitio 28SG.

Es notable que las componentes secundarias de polaridad inversa definida para los flujos 23SG, 27SG y 28SG son estadísticamente antipodales a las componentes normales. Las primeras tienen una intensidad baja y se deben a minerales de coercitividad y temperaturas de desbloqueo altas. Esto sugiere que se trata de minerales formados durante la oxidación a baja temperatura de los minerales preexistentes durante un tiempo posterior en presencia de

un campo geomagnético de polaridad inversa o pueden corresponder a un comportamiento de auto-inversión.

#### **4.4 Paleodirecciones y polaridades magnéticas**

Las direcciones de flujo promedio se determinaron con bastante precisión en 26 de los 28 sitios (Tabla 4.1) con un  $\alpha_{95} < 10^\circ$  lo que indica una dispersión pequeña al interior del sitio y una alta estabilidad direccional. Los otros dos sitios tienen valores de precisión  $\alpha_{95}$  de  $10.4^\circ$  y  $15.3^\circ$ . Veinticuatro tienen magnetización de polaridad normal y cuatro son inversamente magnetizados. La figura 4.10 muestra las variaciones en declinación (D) y en inclinación (I) de las direcciones promedio del sitio. Se calcularon los polos geomagnéticos virtuales (VGP) y los parámetros estadísticos de Fisher (Tabla 4.1).



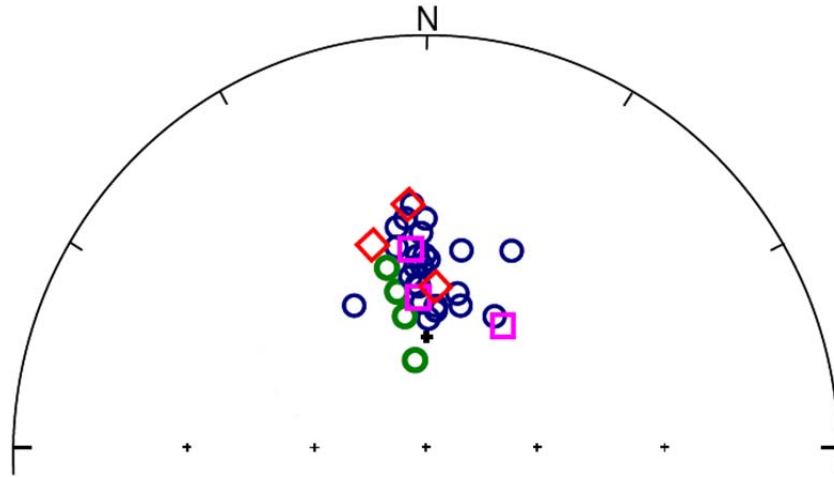
**Figura 4.10:** Cambios en la declinación y en la inclinación de las direcciones promedio del sitio de acuerdo al orden estratigráfico. Las direcciones secundarias se muestran en rojo. La línea azul indica la posición del campo dipolar geocéntrico axial (GAD) estimadas para cada sitio.

La secuencia de direcciones en orden estratigráfico, de base a tope, sugiere que los primeros flujos fueron enfriados en presencia de un campo geomagnético de polaridad normal (flujos 1SG a 17SG). Los dos siguientes flujos (18SG y 19SG) registraron un periodo de polaridad inversa, mientras que el flujo 20SG registró polaridad normal. Encima de los anteriores, los flujos 21SG y 22SG vuelven a tener polaridad inversa. Por último, los flujos del 23SG al 28SG tienen ChRM que corresponden a campos de polaridad normal. No hay flujos que hayan registrado las direcciones de la transición. Es posible que la posición topográfica más alta del sitio 20SG no corresponda con la edad más joven que la del sitio 19SG, pero la posición corresponde a un paleo-horizonte de mayor altitud.

A partir de estas consideraciones se puede sugerir que la secuencia efusiva registró al menos dos inversiones de polaridad (NRN). Si la hipótesis de que el flujo 20SG es más joven que el 19SG es válida, esto implicaría que la sucesión registraría cuatro cambios de polaridad (NRNRN).

Las direcciones paleomagnéticas promedio de los sitios de polaridad normal son  $I = -42.9^\circ$ ,  $D = 0.3^\circ$ ,  $k = 53.7$ ,  $95 = 4.2^\circ$ ,  $N = 23$ , mientras que para los sitios inversamente magnetizados se tiene que  $I = 55.9^\circ$ ,  $D = 174.1^\circ$ ,  $k = 69.8$ ,  $95 = 14.9^\circ$ ,  $N = 3$ . De acuerdo al test de inversión definido por McFadden y Lowes (1981) y McFadden y McElhinny (1990) se rechaza en el nivel de confianza de 95% tanto a la secuencia de polaridad normal como a la de polaridad inversa ( $\gamma_c=2.12^\circ$ ,  $\gamma_o=13.60^\circ$ ). De hecho la primera prueba no es estrictamente válida, ya que una de las distribuciones tiene menos de 5 datos, pero en el segundo caso la prueba es válida, ya que estadísticamente al nivel del 95% tiene un

parámetro  $\kappa$  común ( $k_r/k_n = 1.2990$ ;  $F_{44;4;0.05} = 5.7091$ ). En particular, cuando las direcciones promedio secundarias son consideradas, (figura 4.11) ambas pruebas son aceptadas el nivel de confianza de 95% ( $\gamma_c = 8.85^\circ$ ;  $\gamma_o = 6.13^\circ$ , tipo B;  $k_n / k_r = 1.2391$ ;  $F_{12, 52; 0.05} = 1.9436$ ).

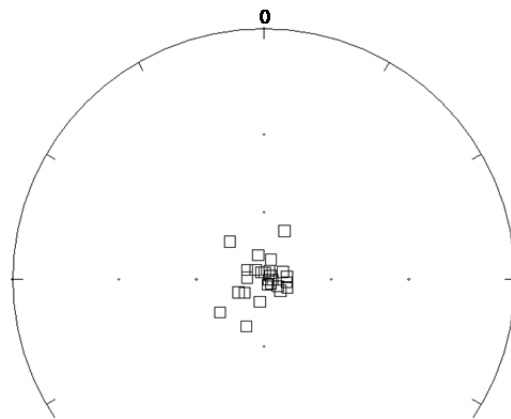


**Figura 4.11.** Diagramas de igual área para la dirección promedio del sitio correspondiente a polaridad normal (círculos azules), las direcciones antipodales promedio correspondientes a la inversión de polaridad (círculos verdes), direcciones promedio secundarias con polaridad normal (cuadros rosas) y direcciones secundarias promedio con polaridad invertida (rombos rojos).

La distribución de los VGP de los sitios es algo alargada (figura 4.12), pero tiene un buen ajuste estadístico a una distribución de Fisher cuando se utilizan gráficos de probabilidad, como los procedimientos de las pruebas formales. El gráfico Quantil-quantil (Q-Q) para longitudes utilizando el modelo uniforme es aproximadamente lineal, pasa a través del origen con una pendiente cercana a los  $45^\circ$  (figura 4.13a). El gráfico QQ de colatitud con el modelo exponencial es aproximadamente lineal (figura 4.13b), con una pendiente que da un estimado de  $k = 42.92$ . En esta gráfica hay cuatro puntos que podrían ser considerados como valores atípicos respecto al modelo de Fisher (3SG, 5SG, 7SG, 18SG). Pero considerando el tamaño de la muestra, estos datos anómalos puede atribuirse a



fluctuaciones debidas únicamente al muestreo. La pendiente calculada nuevamente sin estos puntos es de  $k = 67.57$ . La gráfica Q-Q para dos variables (figura 4.13c) es aproximadamente lineal, pasa por el origen con una pendiente estimada de  $k = 47.56$ . Los tres valores de  $k$  son estadísticamente indistinguibles en un F-test al nivel de 95%. El hecho de que las estimaciones de  $k$  con la colatitud y de dos variables concuerden razonablemente sugiere que la distribución es Fisheriana. Utilizando los procedimientos formales se obtienen los siguientes resultados de la estadísticas modificada de Kolmogorov-Smirnov y de Kuiper ( $*D_n$ ,  $*V_n$ ,  $M_U(V_n)$ ,  $M_E(D_n)$  y  $MN(D_n)$ ; Fisher et al., 1987): prueba de Longitud:  $D_n^* = 0.673$ ;  $V_n^* = 1.134$ ;  $M_U(V_n) = 1.038$ ; prueba de colatitud:  $D_n^* = 1.11$ ;  $V_n^* = 1.743$ ;  $M_E(D_n) = 1.114$ ; prueba de dos variables:  $D_n^* = 0.608$ ;  $V_n^* = 1.063$ ;  $MN(D_n) = 0.609$ . La probabilidad de significación supera el 10% para la estadística de longitud y la de dos variables, pero para la prueba de colatitud esto sólo ocurre con  $*D_n$  mientras que  $V_n^*$  tiene una probabilidad de significación superior al 5% y la estadística  $M_E(D_n)$  se encuentra entre el 5% y 1%, lo que sugiere cierto grado de desviación pequeña del modelo de Fisher.



**Figura 14.12. Distribución (Sur) de los 26 sitios con  $\alpha_{95} < 10^\circ$**

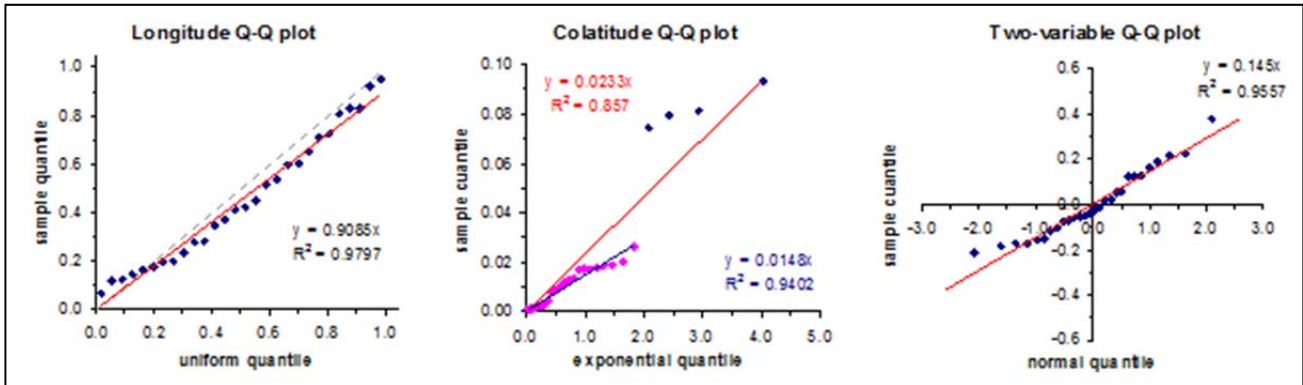


Figura 14.13. Curvas de probabilidad para verificar la calidad del ajuste del VGP a la distribución de Fisher.

Teniendo en cuenta los sitios con VGP con  $\alpha_{95} < 10^\circ$  el polo paleomagnético calculado (PP) está situado en 339.1°E longitud, 89.7°S latitud, N=26, K= 45.6,  $A_{95}=4.2$ .

#### 4.5 Variación Paleosecular

La dispersión de los VGPs se calculó a partir de la dispersión total ( $S_p$ ), según Cox (1969):

$$S_p^2 = \sum_{i=1}^N \Delta_i^2 / (N - 1)$$

donde N es el número de sitios utilizados en el cálculo;  $\Delta_i$  es la distancia angular del i-ésimo VGP al dipolo axial. Ya que nuestro cálculo PP casi coincide con el actual eje de rotación de la Tierra, éste último se utilizó para calcular las desviaciones angulares del VGP (Tabla 4.2). De esta manera,  $S_p = 12.1^\circ$ . Es interesante que la  $\Delta$  para los sitios descartados ( $\alpha > 10$ ) no alcanza desviaciones significativamente mayores.

La existencia de  $S_p$ . se debe en parte a la variación secular geomagnética y en parte a los errores aleatorios asociados con las heterogeneidades de las rocas así como a los procesos de medición y de muestreo. Para eliminar otras fuentes posteriores de dispersión según McElhinny y McFadden (1997), se calcula el parámetro  $S_B$

$$S_B^2 = \sum_{i=1}^N (\Delta_i^2 - S_{w_i}^2/n_i)/(N - 1)$$

donde  $S_w$  es la dispersión dentro del sitio calculada a partir de  $S_w = 81/\sqrt{K}$ , siendo K: el parámetro de concentración de Fisher para polos estimado a partir del parámetro de concentración de dirección ( $k$ ) de acuerdo con  $K = 8k/(5 + 18 \text{sen}^2 \text{sen}^4 \lambda)$ , con  $\lambda$ =paleolatitud del sitio (Cox, 1970), y  $n_i$  el número de direcciones desde el i-ésimo sitio.

Para calcular los parámetros de variación secular se utilizó la latitud promedio del sitio como la paleolatitud del sitio ( $\lambda = 26.5^\circ$  S). Los resultados se muestran en la tabla 4.2. Cuando las correcciones en la dispersión dentro de cada sitio fueron negativas se consideraron iguales a cero. De esta manera,  $S_B = 11.68^\circ$ , con límites de confianza alta y baja de  $9.8^\circ$  y  $14.5^\circ$  respectivamente, calculados de acuerdo a:  $2(N-1)S^2 / \sigma^2 \sim \chi^2_{(N-1)}$ . Esta dispersión del VGP es menor que el valor esperado para esta latitud ( $\approx 14^\circ$ ), de acuerdo a la curva del intervalo de 0-5MA de McElhinny y McFadden, (1997).

Biggin et al. (2008) analizaron la PSV del VGP de una base de datos correspondientes a las edades del Supercrón Normal Cretácico, CNS (84-125Ma) y del Jurásico (145-200Ma), y un subconjunto de datos de mayor calidad (grupo 1,  $n > 5$ ;  $k > 50$ ). Estos autores utilizaron el G Modelo (McFadden et al., 1988) para describir las formas de las curvas que predicen la dispersión promedio del VGP en función de la latitud de acuerdo con  $S_B^2 = a^2 + (\lambda b)^2$  donde a y b son los coeficientes de la familia simétrica y antisimétrica. Empleando los

mejores valores ajustados de  $a$  y  $b$  por Biggin et al., (2008) y la paleolatitud del sitio se estimaron el promedio y los intervalos de confianza esperada de  $S_B$  (tabla 4.3). Los valores de  $S_B$  aquí obtenidos son consistentes con los datos reportados para el Supercrón Normal Cretácico. Es muy complicado establecer una comparación similar con los datos del Jurásico debido a la limitación del intervalo paleolatitudinal y la calidad baja de los datos disponibles. Así, nuestros datos refuerzan la hipótesis planteada por Biggin et al. (2008) sobre la existencia de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) CNS y el Plio-Cuaternario, apoyando la relación que hay entre el PSV y la frecuencia en las inversiones.

**Tabla 4.2. Resultados de variación Paleosecular.**

sitio	$\Delta$	K	$S_w$	n	$\Delta^2 - S_w^2/n_i$
1	8.7	49.97	11.5	9	61.10
2	7.6	406.43	4.0	10	56.15
3	22.7	78.45	9.1	8	504.84
4	9.5	87.28	8.7	7	79.51
5	24.6	81.75	9.0	8	595.13
6	5.7	321.26	4.5	7	29.57
7	23.6	315.04	4.6	6	553.49
8	10.5	46.96	11.8	9	94.73
9	12.9	152.06	6.6	8	161.02
10	10.6	270.14	4.9	5	107.50
11	3.0	230.78	5.3	8	5.45
13	10.4	288.22	4.8	6	104.37
12	9.1	101.11	8.1	10	76.32
15	11.3	74.45	9.4	5	110.06
14	7.2	336.89	4.4	9	49.68
16	10.6	223.23	5.4	8	108.69
17	3.8	361.85	4.3	5	10.81
18	22.8	77.88	9.2	6	505.80
19	11.1	239.01	5.2	2	109.48
20	4.7	47.59	11.7	6	-0.89
21	11.3	41.46	12.6	8	107.91
22	3.3	200.54	5.7	8	6.80
23	3.2	230.55	5.3	5	4.55
24	2.1	238.00	5.3	7	0.47
25	9.3	106.81	7.8	6	76.25
26	7.3	26.19	15.8	8	21.98
27	4.0	45.34	12.0	8	-2.09
28	3.5	49.78	11.5	11	0.27

Tabla 4.2.  $\Delta$ = desviación angular entre el VGP y el polo geográfico, K= parámetro de concentración de Fisher para VGP's,  $S_w$ =dispersión dentro del sitio; n=número de direcciones utilizadas;  $\Delta^2 - S_w^2/n_i$ =diferencia correspondiente entre el cálculo involucrado y la dispersión angular  $S_B$ . Los sitios descartados tienen una  $\alpha_{95} < 10^\circ$ .

**Tabla 4.3. Dispersión angular del VGP**

		<i>a, b</i> , tomado de Biggin <i>et al</i> , 2008						$\lambda=26.5$
		Grupo 1			Grupo 2			
		<i>a</i>	<i>b</i>	$S_B$	<i>a</i>	<i>b</i>	$S_B$	
CNS	<i>low.l.</i>	6.3	0.22	8.58	7.8	0.22	9.74	
	<i>mean</i>	8.7	0.27	11.26	9.9	0.26	12.06	
	<i>up. l.</i>	10.7	0.31	13.49	11.3	0.29	13.67	
Jurassic	<i>low.l.</i>	10.3	0	10.30	8.3	0.14	9.09	
	<i>mean</i>	16.4	0.19	17.16	10.8	0.24	12.53	
	<i>up.l.</i>	19	0.46	22.57	12	0.32	14.69	

**$S_B$** = dispersión angular del VGP debida al PSV calculada a partir del Modelo G de McFadden *et al.*, 1988. **CNS**= Supercrón Normal Cretácico, *a b* parámetros de forma calculados por Biggin *et al* 2008.

La ubicación de nuestro nuevo PP (figura 4.14 y tabla 4.4), es muy cercana al eje de rotación de la Tierra. Este PP es estadísticamente indistinguible de la del PP Florianópolis (Raposo *et al.*, 1998) y los polos promedio del Cretácico-medio (125-100mA) para América del Sur, calculado por Somoza y Zaffarana, (2008). El PP 1-MIS corresponde con PP's de edades similares y más jóvenes de la Provincia Magmática Central de Paraná (132-133 Ma, Alva-Valdivia *et al.*, 2003), Provincia Central alcalina, Paraguay (127-130 Ma, Ernesto *et al.*, 1996), Sierras Pampeanas (~ 130 Ma; Geuna y Vizán, 1998), Baquero Grupo (~ 119 Ma; Somoza *et al*, 2005) y la Formación Los Adobes (112-130 Ma; Geuna *et al.*, 2000), (PP 6,7,8,10 y 11). La región de confianza del PP MIS tiene una pequeña superposición con los polos promedio de la Provincia central de la Cuenca del Paraná y del Cretácico inferior(135-130mA; Somoza y Saffarana, 2008), pero no concuerda con los polos del Sur de la Cuenca de Paraná Sur ni con los del norte de Norte de Paraná (Raposo y Ernesto, 1995; Ernesto *et al.*, 1999). El polo 1-MIS PP es significativamente diferente de la posición del polo sugerida por la reconstrucción realizada mediante el *hotspot* (76,7 ° S, 116,4 ° E, ~ 130mA; Muller *et al.*, 1993).

**Tabla 4.4 Paleopolos del Cretácico**

Ubicación	P	long E	lat S	A <sub>95</sub>	edad Ma	Referencias
MIS: Misiones	1	339.1	89.7	4.2	?	<i>Este estudio.</i>
SPB: Southern Parana Basin	2	106.2	84	1.5	~133	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
CPB: Central Parana Basin	3	64.4	84.1	2.3	~132	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
NPB: Northern Parana Basin	4	71.4	83	2.4	132	<i>Ernesto et al., 1999.</i>
PGR: Ponta Grossa dikes (Brazil)	5	30.3	82.4	2	129-131	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
CPMP: Central Parana Magmatic Province, Brazil	6	197.9	85.7	2.6	132-133	<i>Alva-Valdivia et al., 2003</i>
CAP: Central Alkaline Province, Paraguay	7	62.3	85.4	3.1	127-130	<i>Ernesto et al., 1996.</i>
Cba: Sierras Pampeanas, Cordoba	8	75.9	86	3.3	~130	<i>Geuna &amp; Vizán 1998</i>
FLD: Florianopolis dikes, Southern Brazil	9	3.3	89.1	2.7	119-128	<i>Raposo et al., 1998</i>
Baq: Baqueró Group	10	42.7	88.2	5.5	119	<i>Somoza et al., 2005</i>
LAd: Fm. Los adobes	11	159	87	3.8	112-130	<i>Geuna et al., 2000</i>
SAEC: Mean South America Early Cretaceous	12	76.4	84.7	2	135-130	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SAMC1: Mean S.A. Mid-Cretaceous	13	33.8	89.1	2.4	125-100	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SAMC2: Mean S:A: Mid-Cretaceous	14	354.1	88.7	2.3	125-100	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SALC: Mean S.A. Late Cretaceous	15	345.1	80.6	4.3	85-65	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>

**P= numero asignado al polo paleomagnético (figuras 4.14 y 4.15); long E, lat S, A<sub>95</sub>=longitud, latitud y semi ángulo del 95% de confianza de los PP.**

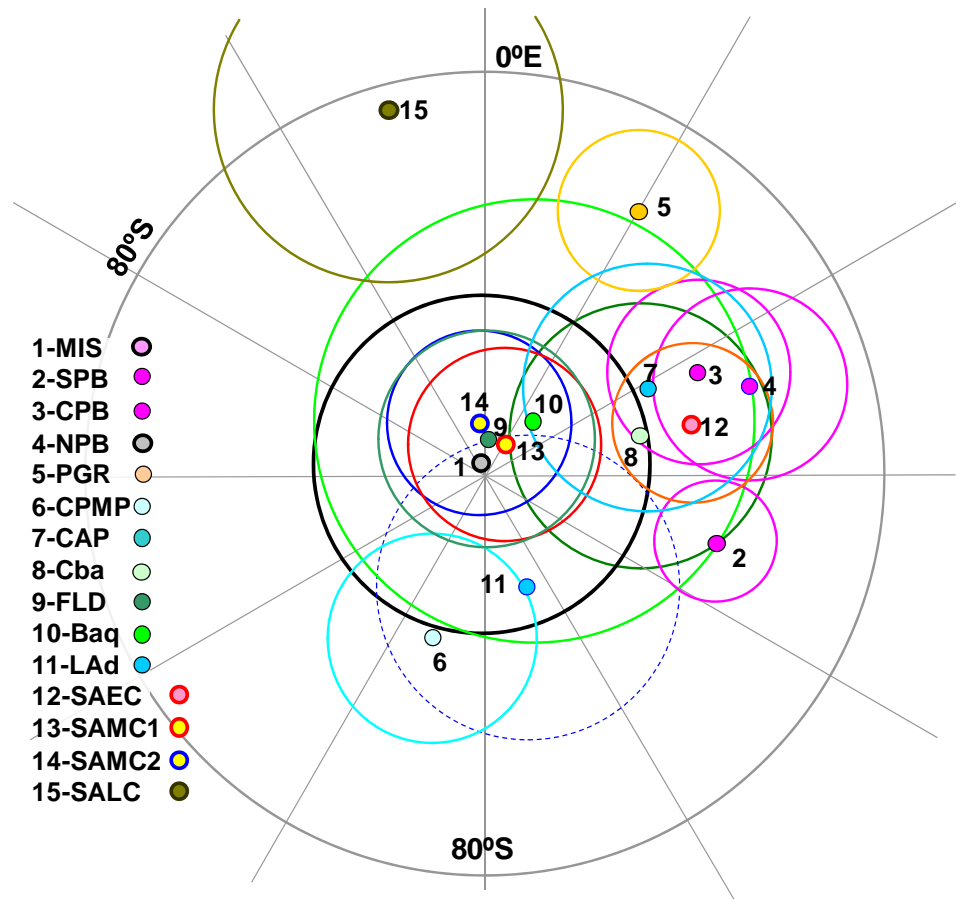


Figura 4.14 Polos Paleomagnéticos (PP) con los círculos del 95% de confianza de la Formación Posadas y PP's cretácicos previos (Mena et al. 2011).

Con la finalidad de analizar si la escasa sobreposición entre los PP con el PP de la Provincia Central Paraná podría ser causada por un promedio incompleto de la PSV, se realizó una prueba no paramétrica de correlación entre los VGP. De acuerdo a la metodología de Biggin et al., (2008) se calculó el promedio de las distancias angulares de la dirección paleomagnética entre cada flujo y sus sucesor ( $\Delta_{i,i+1}$ ) resultando  $\Delta_a=34.29^\circ$ . El mismo cálculo se repitió 10000 veces para direcciones en orden aleatorio. La distribución de las pseudo-muestras tiene una media de  $51.54^\circ$  y un percentil de 36.75. El factor de orden



no azaroso (NRO) es de 0.97, por lo tanto la correlación puede considerarse significativa en un nivel de confianza del 95%.

Sobre la base de esta correlación se analizó la localización secuencial de VGP. Teniendo en cuenta que el campo geomagnético oscila alrededor de la dirección esperada en un campo GAD y que cada VGP registra una lectura instantánea del campo magnético terrestre, se calcularon las medias móviles secuenciales de VGP's. Se utilizaron ventanas de 5 VGP's y pasos de uno en uno. De esta manera, el primer promedio corresponde a VGP's de los sitios 1SG al 4SG, el segundo para 2SG a 5SG, y así sucesivamente. En la figura 4.15 se muestra la ubicación secuencial de estos promedios junto con el PP anteriormente considerado.

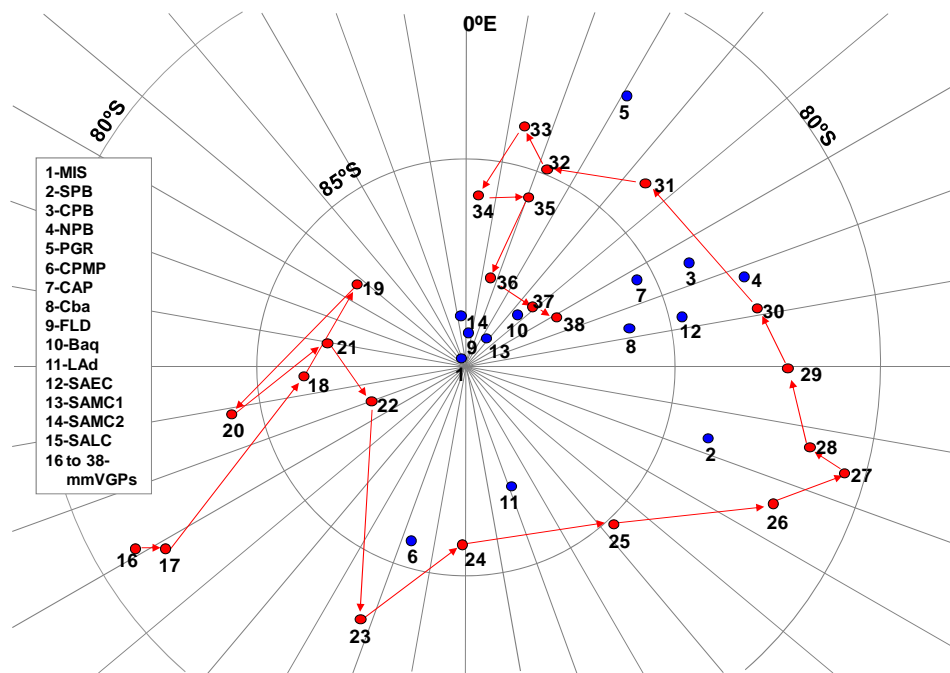


Figura 4.15. Localización en el Hemisferio Sur de algunos polos paleomagnéticos (puntos azules, tabla 4.4) y trayectoria secuencial de VGP promedio calculado usando promedios móviles (flechas en color rojo).

Es interesante que la ruta promedio del VGP siga casi por completo un ciclo alrededor del polo geográfico. Si se considera que la región sufrió una pequeña deriva al momento en que los basaltos se emplazaron, la paleo-posición del polo geográfico debería haber sido muy cercana a la actual. La trayectoria promedio del VGP pasa cerca de la ubicación de todos los polos de la Serra Geral (CPM; SPB, CPB, NPB, PGR).

Tomando como hipótesis principal que el campo magnético, promediado un tiempo suficiente, corresponde a la de un campo de GAD, entonces, si se promedian los VGP's de rocas que abarquen el tiempo suficiente para promediar la variación secular, el polo promedio debe de coincidir con el eje de rotación. Pero no se conoce exactamente cuánto tiempo debe transcurrir y cuál es el número mínimo de emplazamientos necesarios para promediar completamente la variación secular. La magnitud de la contribución de las fuentes no-dipolares de largo plazo es poco conocida debido la edad de las rocas estudiadas. Queda por investigar si el anterior PP del PMP ha promediado y descartado por completo la variación paleosecular debida al carácter instantáneo de los flujos volcánicos.

#### **4.6 Paleointensidad**

Con la finalidad de establecer el valor de la intensidad del campo magnético registrado en las rocas estudiadas, se realizaron experimentos de paleointensidad absoluta. Sólo 15 muestras, procedentes de 5 flujos de lava basáltica, arrojaron estimaciones de aceptables. Para estas muestras la fracción  $f$  de NRM para la determinación se encuentra entre los valores de 0.32 a 0.71 y para el factor de calidad  $q$  entre 5.5 y 17.6 siendo por lo general

mayor que 5. Aunque estos resultados no son numerosos, algún crédito se debe dar a la alta calidad técnica en la determinación y que se ve reflejada en los factores de calidad razonablemente altos, (Coe et al.,1978). Las paleointensidades promedio de cada sitio van desde los  $25.2 \pm 2.2$  a  $44.0 \pm 2.2$   $\mu\text{T}$ . Los valores de VDM's van desde 4.8 hasta  $9.9 \times 10^{22}$   $\text{Am}^2$ . Esto corresponde a un valor promedio de  $7.7 \pm 2.1 \times 10^{22} \text{Am}^2$ , lo que representa casi el 96% de la intensidad del campo geomagnético actual, tabla 4.5.

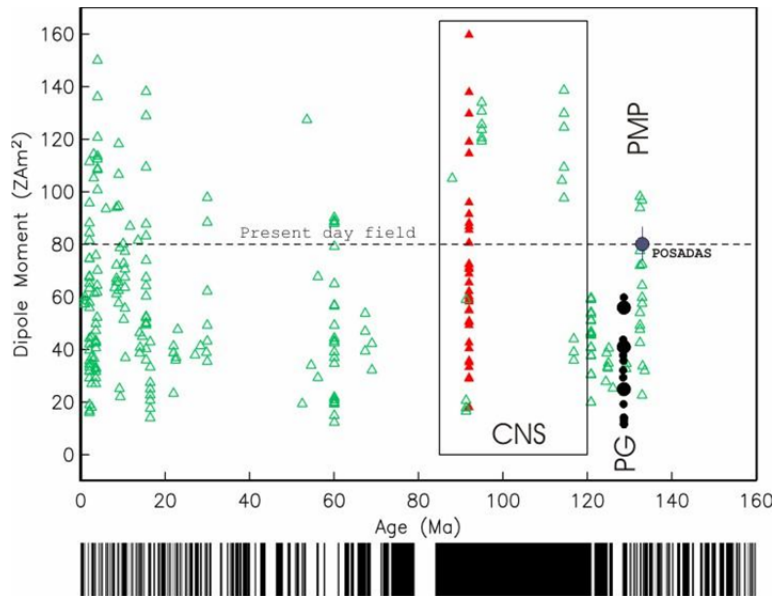
**Tabla 4.5. Resultados de las mediciones de paleointensidad**

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>n</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>FE±σ(FE)</i>	<i>VDM</i>	<i>FE± s.d.</i>	<i>VDMe</i>
<b>3SG</b>	3SG3A	8	200-500	0.41	0.81	6.6	$28.4 \pm 1.3$	6.37	<b><math>30.1 \pm 3.3</math></b>	<b><math>6.8 \pm 0.7</math></b>
	3SG4A	8	200-500	0.52	0.80	9.2	$26.4 \pm 1.1$	5.93		
	3SG5A	9	200-525	0.47	0.82	7.3	$33.4 \pm 2.6$	7.50		
	3SG6A	9	200-525	0.46	0.84	6.8	$32.2 \pm 2.3$	7.23		
<b>8SG</b>	8SG2A	8	200-500	0.71	0.83	7.2	$46.4 \pm 2.1$	10.1	<b><math>44.0 \pm 2.2</math></b>	<b><math>9.6 \pm 0.5</math></b>
	8SG3A	8	200-500	0.63	0.79	5.7	$42.3 \pm 1.8$	9.24		
	8SG7A	8	200-500	0.59	0.83	6.7	$43.2 \pm 2.4$	9.43		
<b>9SG</b>	9SG1A	9	200-525	0.32	0.84	8.6	$23.6 \pm 1.5$	4.51	<b><math>25.2 \pm 2.2</math></b>	<b><math>4.8 \pm 0.4</math></b>
	9SG7A	9	200-525	0.35	0.83	6.2	$26.7 \pm 1.6$	5.11		
<b>15SG</b>	15SG3A	9	200-525	0.43	0.87	17.6	$45.4 \pm 2.3$	10.7	<b><math>42.3 \pm 3.1</math></b>	<b><math>9.9 \pm 0.7</math></b>
	15SG5A	9	200-525	0.45	0.81	6.6	$42.4 \pm 2.1$	9.95		
	15SG9A	8	200-500	0.39	0.79	5.9	$39.2 \pm 2.0$	9.20		
<b>24SG</b>	24SG4A	9	200-525	0.36	0.84	6.2	$37.7 \pm 2.3$	7.91	<b><math>34.9 \pm 2.5</math></b>	<b><math>7.3 \pm 0.5</math></b>
	24SG5A	8	200-500	0.31	0.78	5.5	$33.3 \pm 1.8$	6.99		
	24SG7A	8	200-500	0.37	0.78	6.4	$33.6 \pm 1.6$	7.05		

**n= número de puntos que definen un segmento recto en el diagrama de Arai-Nagata; Tmin-Tmax = intervalo de temperaturas utilizado en la determinación de la paleointensidad; f = fracción de NRM extrapolada; q = factor de calidad; FE±σ(FE) = paleointensidad individual estimada y el error asociado; FE ± s.d. = promedio del sitio y su desviación estándar asociada; VDM; VDMe= momentos dipolares virtuales asociados.**

El valor promedio obtenido de las paleointensidades de la Formación Posadas concuerdan razonablemente bien, dentro de las incertidumbres, con aquellas registradas en las Formaciones de Arapey (Uruguay) y Serra Geral (Sur de Brasil) (Goguitchaichvili et al.,

2008). Sin embargo, los diques ligeramente más antiguos de Ponta Grossa registran una intensidad del campo geomagnético relativamente baja. La característica general en todos los estudios de paleointensidad de Paraná es una dispersión relativamente alta similar a la encontrada por Granot et al. (2007). Globalmente, las paleointensidades del Cretácico inferior parecen similares a los datos de Brunhes. Esto refuerza algunas sugerencias anteriores (Goguitchaichvili et al. 2002 y 2008) sobre la invalidez de la hipótesis del *Mezozoic Low Dipole* (Dipolo Mesozoico de Baja intensidad), Prévot et al., 1990. Se han reportado altas intensidades geomagnéticas (Tarduno et al., 2001 y 2002) para el Cretácico inferior, las cuales coinciden con algunas inferencias realizadas a partir de simulaciones computacionales (Glatzmaier et al., 1999), figura 4.16.



**Figura 4.16.** Resumen de los datos de los momentos virtuales dipolares en función de la edad. En rojo están los datos de los basaltos submarinos de Troodos (Tauxe, 2006). El VDN promedios de Posadas se muestra en azul y los datos de Ponta Grossa se muestran en negro (Goguitchaichvili et al. 2008). También se muestra la escala de polaridades geomagnéticas.

#### 4.7 Principales resultados y discusión

Las muestras estudiadas muestran baja capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa. Las mediciones de susceptibilidad en campos bajos y en aire (curvas k-T), las curvas de adquisición de IRM y AF y la desmagnetización térmica detallada revelan que la magnetita o titanomagnetita pobre en titanio es el portador principal de remanencia. Algunos sitios muestran la presencia de hematita o titanomaghemita. La presencia de éstos últimos se logra por oxidación a baja temperatura así mismo se ha observado también que en las secciones pulidas se observan fenocristales de magnetita con ligera alteración a hematita, algunas veces con muy escasa alteración a maghemita.

Se determinó para todos los sitios la ChRM con  $MAD < 5^\circ$  mediante AF y desmagnetización térmica. Algunos sitios exhiben componentes secundarios de polaridad opuesta a la ChRM portada por hematita y/o maghemita. Estas componentes pueden deberse a la formación secundaria por oxidación en baja temperatura de estos minerales en un tiempo posterior y en presencia de un campo magnético de polaridad opuesta, así como a remanencias que presentan al comportamiento de auto-inversión.

Los sitios mostraron poca dispersión dentro del sitio y alta estabilidad direccional. La Dirección promedio de cada flujo se determinó con precisión en 26 sitios con  $\alpha_{95} < 10^\circ$ . La secuencia de flujos estudiada ha registrado al menos tres intervalos de polaridad. Los VGP's correspondientes se ajustan estadísticamente con una distribución de Fisher y tienen una correlación significativa (NRO factor = 0.97).

Se obtuvo mediante VGP's un nuevo Paleo Polo para el Cretácico inferior (339.1°E, 89.7°S, N = 26, K = 45.6, A<sub>95</sub> = 4.2) que concuerda con otras estimaciones confiables de PP del Cretácico inferior para América del Sur pero no corresponde con los polos de sur y del Norte de la Cuenca de Paraná. Aunque estas rocas son de edades similares, teniendo en cuenta el carácter puntual de una erupción, es posible que no hayan sido emplazadas de forma simultánea y por lo tanto podrían haber registrado diferentes etapas de los ciclos de variación secular.

Se utilizaron ventanas móviles de 5 de VGPs para analizar la variación secuencial en la ubicación del VGP. Notoriamente la trayectoria promediada del VGP nos muestra un ciclo casi completo alrededor del polo geográfico y pasa cerca de la ubicación de todos los polos publicados para la Sierra Geral. Ambos polos paleomagnéticos, así como la media de la ruta de acceso VGP son significativamente diferentes de las reconstrucciones del Paleo Polo propuestas por mediante *hotspot*, esto puede deberse al deslizamiento o a una verdadera deriva polar del *hotspot*. La dispersión VGP (S<sub>B</sub>) es menor que el valor esperado para esta latitud en el intervalo de 0-5mA (McElhinny y McFadden, 1997), pero concuerda bien con el calculado por Biggin et al., (2008) para el Supercrón Normal Cretácico. A partir de lo anterior se afirma que nuestros datos refuerzan la hipótesis acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) del CNS y el Plio-Cuaternario, también apoyan la relación entre el PSV y la frecuencia de inversiones geomagnéticas.

El VDM promedio ( $7.7 \pm 2.1 \times 10^{22} \text{Am}^2$ ) es casi el 96% de la intensidad actual del campo geomagnético. El VDM de la Formación Posadas se ajusta razonablemente bien con los

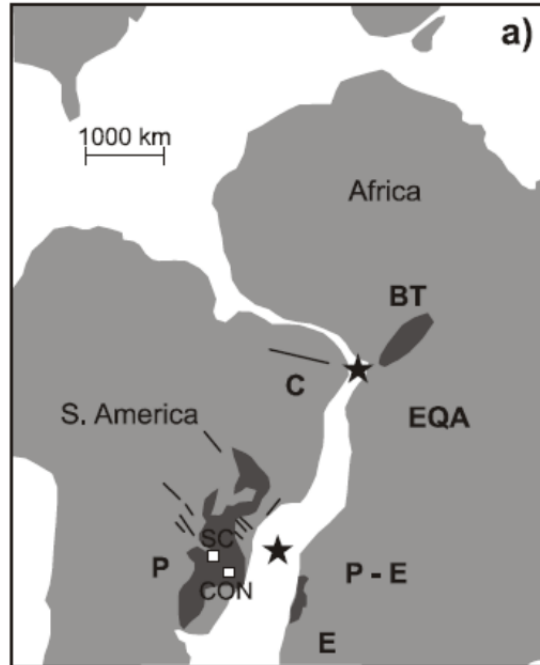
valores de la Formaciones contemporáneas de Arapey y Serra Geral (Goguitchaichvili et al., 2008) mientras que los diques ligeramente más antiguos de Ponta Grossa tienen valores relativamente más bajos de intensidad del campo geomagnético. Esto indica una alta intensidad geomagnética para el Cretácico inferior y refuerza algunas sugerencias anteriores (Goguitchaichvili et al., 2002 y 2008) sobre la invalidez de la hipótesis del *Bajo Dipolo Mesozoico* (Prévot et al., 1990).

## Capítulo 5. Estudio Paleomagnético de la Formación Arapey, Uruguay

### 5.1 Principales Rasgos Geológicos

En Uruguay la unidad bajo estudio es denominada Formación Arapey por Bossi (1996). Esta se encuentra aflorando principalmente en su parte noroeste, figura 5.1. Algunas edades radiométricas obtenidas para esta formación van desde los  $127 \pm 3$  a los  $153 \pm 8$  Ma. Las edades más recientes obtenidas por Feraud et al. (1999) utilizando el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  la sitúan entre los  $132.9 \pm 1.3$ ;  $132.2 \pm 0.5$ ;  $131.8 \pm 0.4$  y  $129.9 \pm 1.1$  Ma. La Formación Arapey forma parte de una subprovincia caracterizada por bajo contenido en  $\text{TiO}_2$  (Bellieni et al. 1986; Peate, 1997). Los basaltos son de color gris oscuro o verde oscuro. Petrologicamente se trata de basaltos olivínicos, ligeramente sobresaturados, con hipersterna normativa. Las rocas volcánicas de la formación Arapey se encuentran estratigráficamente por encima de areniscas eólicas del Jurásico (Formación Tacuarembó, denominada Formación Botucatu en Brasil). Los flujos de lava muestran una inclinación sistemática de  $3^\circ$  a  $5^\circ$  hacia el suroeste.





**Figura 5.1. Mapa esquemático que muestra la distribución geográfica de la Provincia Ígnea Paraná Etendeka según Alva-Valdivia et al., 2003.**

En total, se obtuvieron 302 núcleos paleomagnéticos estándar provenientes de 34 sitios (figura 5.2) distribuidos a lo largo de afloramientos cercanos a carreteras en el Norte de Uruguay durante campañas de recolección del 2005 y 2007. Las muestras se distribuyeron tanto verticalmente como horizontalmente en cada flujo. Todos los flujos de lava muestreados son horizontales (inclinación menor a 4°). En general, las muestras se obtuvieron de las partes bajas de los flujos de lava con la esperanza de que sean muestras con el grano más fino posible.

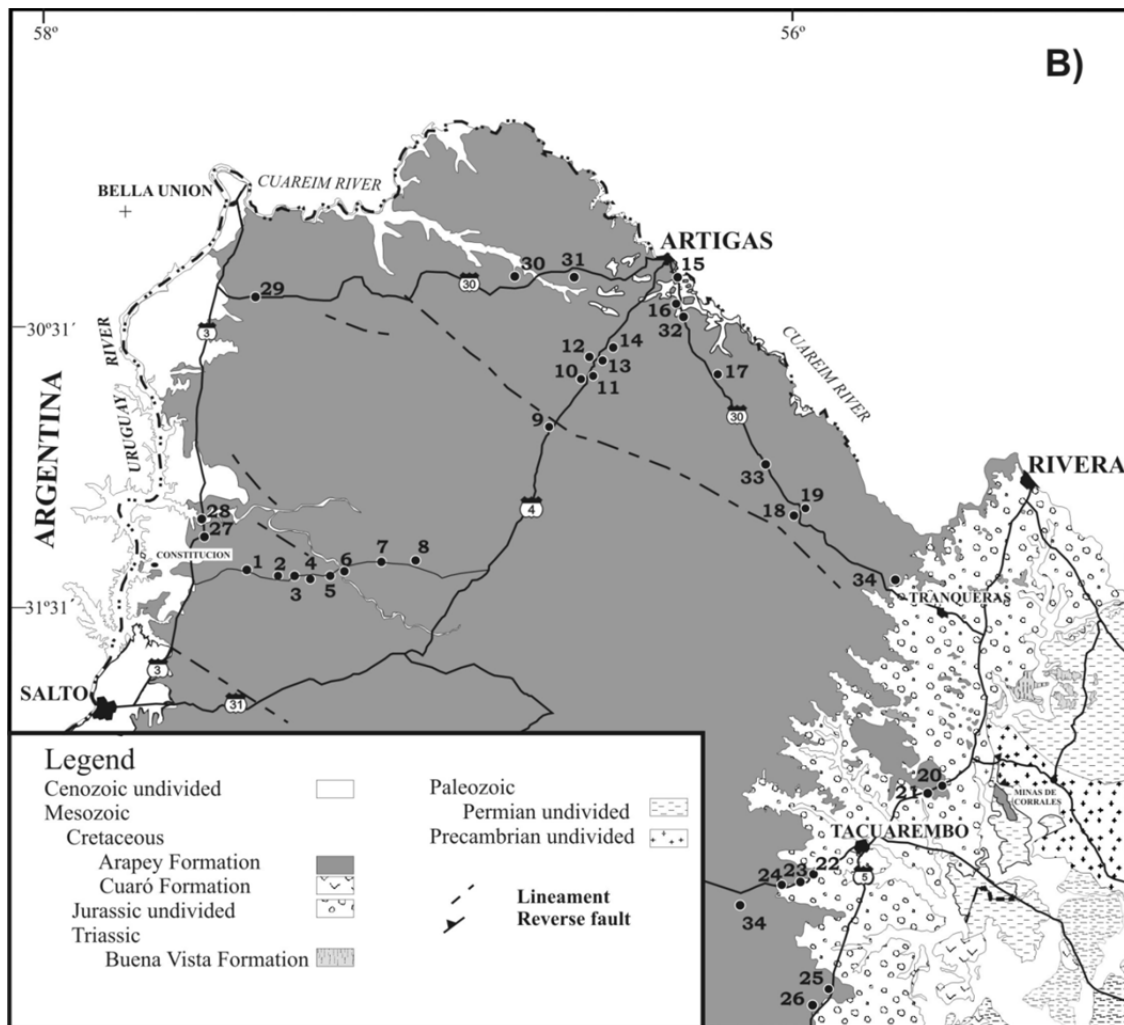


Figura 5.2. Mapa geológico simplificado de la región Norte de Uruguay, los números indican las ubicaciones de los sitios de muestreo.

## **5.2. Metodología**

Se midió la magnetización remanente a 7 de cada 9 muestras con un magnetómetro JR6 (AGICO LTD) en el Laboratorio interinstitucional de Magnetismo Natural, UNAM Campus Morelia. Las mediciones se registraron luego de un periodo de estabilización de la remanencia. Tanto la desmagnetización por campos alternos como la desmagnetización térmica por pasos se llevaron a cabo utilizando un horno no inductivo Shonstedt. Se realizaron mediciones susceptibilidad en campo bajo para obtener las curvas de k-T en aire utilizando un susceptibilímetro Higmore equipado con horno mientras que las mediciones de histéresis y de remanencia isothermal IRM a temperatura ambiente se realizaron (un espécimen por sitio) empleando el aparato AGFM Micromag para todos los sitios. La saturación de magnetización remanente ( $J_{rs}$ ), la magnetización de saturación ( $J_s$ ) y la fuerza coercitiva ( $H_c$ ) se calcularon después de la corrección para contribución paramagnética. Aplicando un campo progresivamente y después de alcanzar la saturación se determinó la coercitividad de remanencia ( $H_{cr}$ ).

## **5.3 Principales resultados de los experimentos de magnetismo en rocas**

Previo a los tratamientos magnéticos, se determinó el índice de viscosidad siguiendo los procedimientos descritos por Prévot (1983). Esto permite estimar la capacidad de una muestra para adquirir magnetización remanente viscosa, lo que ayuda a determinar si es o no útil para obtener información sobre su estabilidad paleomagnética. Tres muestras de

cada sitio se sometieron a estos experimentos y aunque los valores del índice de viscosidad variaron de 0 a 42.7 la mayoría de los valores fue menor al 10%.

En más de la mitad de los sitios, se recuperó una componente paleomagnética estable (figura 5.3, muestra 95A007A). Un componente secundaria de menor importancia fue removida fácilmente aplicando campos alternos de hasta 10 mT. Los campos destructivos medios (MDF) para estas muestras se encuentran en el intervalo de 35 a 45 mT, lo que sugiere "pequeños" granos de dominio pseudo sencillo como los portadores de la magnetización remanente (Dunlop y Özdemir, 1997). Otras muestras se caracterizan por una fuerte sobreimpresión secundaria (muestra 95U011B), que es retirada a los 20 mT. Pocos sitios están caracterizados por una inusualmente intensidad alta (más de 30 A/m, figura 5.3, muestra 95A023) y direcciones dispersas de NRM. Ambos factores indican que la fuerte sobreimpresión y re-magnetización pudo ser producida por un rayo. Sin embargo, la desmagnetización mediante campos alternos muestra las paleodirecciones características primarias.

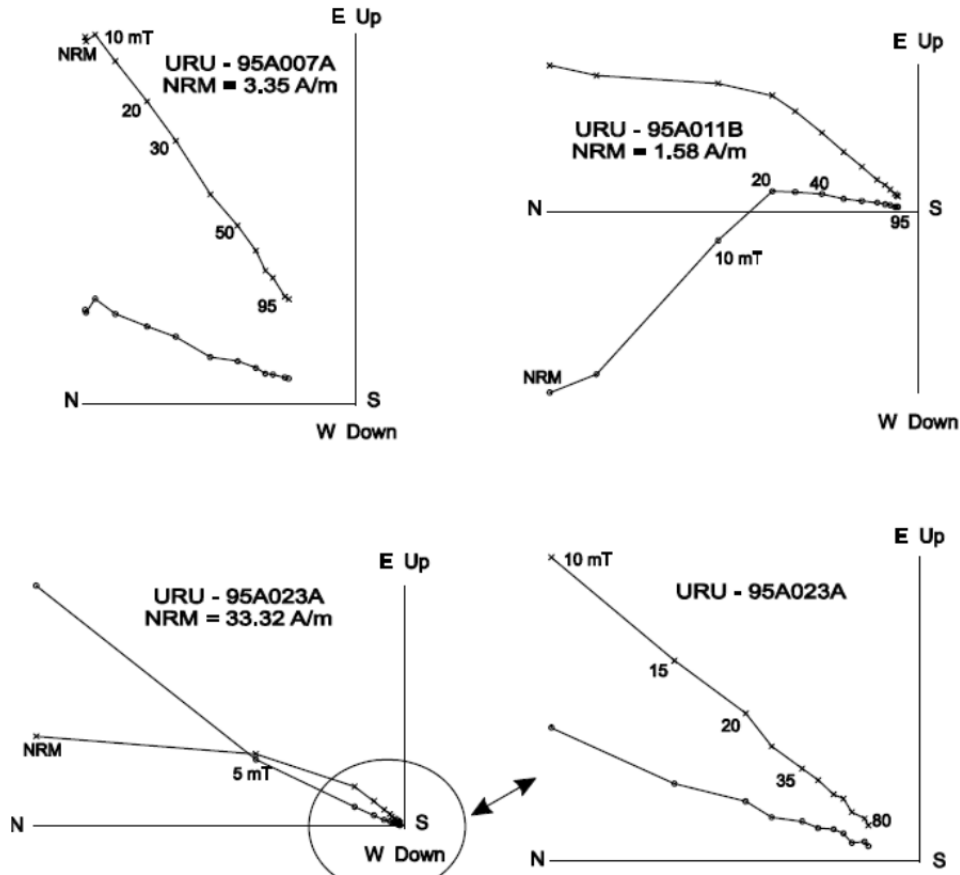


Figura. 5.3. Curvas ortogonales de la desmagnetización mediante campos alternos de algunas muestras representativas (en coordenadas estratigráficas). Los valores numéricos mostrados hacen referencia a los valores pico de los campos alternos aplicados en mT . El símbolo ° indica las proyecciones hacia el plano horizontal y el símbolo x indica las proyecciones hacia el plano vertical.

Los experimentos de susceptibilidad contra temperatura indican, en la mayoría de los casos, la presencia de titanomagnetitas pobres en Titanio. Observaciones microscópicas de secciones pulidas muestran que el mineral magnético principal es titanomagnetita baja en titanio asociada con exsolución de ilmenita y exsolución de hematita (después de Haggerty, 1976) probablemente formadas como resultado de la oxidación de titanomagnetita durante el enfriamiento de flujo inicial.

A juzgar por los parámetros de histéresis ( $H_{cr}/H_c$  entre 1.72 y 2.97 y  $J_{rs} / J_s$  entre 0.14 a 0.29), parece que todas las muestras caen en la región de dominio pseudo sencillo (PSD) (Day, 1977), indicando probablemente una mezcla de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de granos de dominio simple (SD) granos. Las curvas de adquisición de remanencia isotérmica (IRM) son muy similares para en todas las muestras (figura 5.4). La saturación se alcanzó en campos moderados del orden de los 100 a 200 mT, lo que indica a algunas espinelas como portadores de la remanencia. En un único caso, la muestra 05A178 se permaneció sin saturarse hasta campos de 300 mT, este comportamiento puede ser debido a la presencia dominante de granos de magnetita de dominio sencillo o a alguna mezcla de titanomagnetitas y titanohematitas.

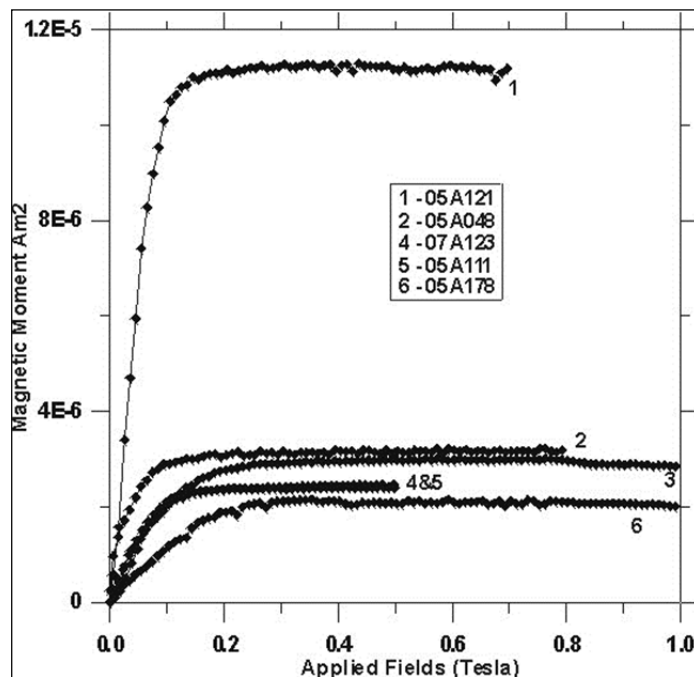


Figura 5.4. Ejemplo típico de las curvas de adquisición de remanencia isotérmica en pequeñas muestras de las unidades volcánicas estudiadas.

## **Análisis de las direcciones paleomagnéticas**

La dirección de la magnetización característica se determinó por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), para esta determinación se tomaron de 5 a 11 puntos para el análisis de componentes principales. Las direcciones fueron promediadas en cada unidad y los parámetros estadísticos se calcularon suponiendo una distribución de Fisher. En 29 de los 34 sitios las direcciones promedio de cada unidad se determinaron con bastante precisión (tabla 5.1, figura 5.5). Todos los  $\alpha_{95}$  son menores de  $8^\circ$ , lo que indica una pequeña dispersión dentro de cada sitio y una alta estabilidad direccional. Dos sitios (AR09 y UR27) mostraron dispersión inusualmente alta,  $\alpha_{95}$  igual a  $13.1^\circ$  y  $18.1^\circ$  respectivamente. No fue posible determinar las paleodirecciones para los sitios AR14 y UR31 debido a un comportamiento muy complejo durante los tratamientos magnéticos. La magnetización de polaridad intermedia (usando la latitud de  $45^\circ$  como ángulo de apantallamiento) parece estar presente en los sitios de UR25 (paleolatitud es  $-15.5^\circ$ ) y UR32 ( $-41.3^\circ$ ). Observamos sin embargo, que las direcciones se han obtenido con precisión (tabla 5.1) y muy probablemente tienen algún significado geomagnético; estos sitios, fueron rechazados para el análisis paleomagnético. Diecinueve sitios tienen magnetización de polaridad normal mientras que diez se encuentran inversamente magnetizados. Las paleodirección promedio de los sitios de polaridad normal es  $I=-41.9^\circ$ ,  $D=357.8^\circ$ ,  $k=70$ ,  $\alpha_{95}=4.1^\circ$ ,  $N=19$  y para los sitios con polaridad inversa es  $I=48.5^\circ$ ,  $D=177.3^\circ$ ,  $k=29$ ,  $\alpha_{95}=9.2^\circ$ ,  $N=10$ . Estas direcciones son casi antipodales y de acuerdo al test de inversiones definido por McFadden y McElhinny (1990) es positivo del tipo B. Por tal motivo no es posible rechazar la hipótesis de una dirección común al nivel de 95%. Las direcciones paleomagnéticas medias obtenidas en este estudio con los 29 sitios aceptados son  $I = 44.2^\circ$ ,  $D = 177.6^\circ$ ,  $k = 46$ ,  $\alpha_{95} = 4.0^\circ$  que

se traducen en una posición del polo paleomagnético de  $P_{lat} = -84.8^\circ$ ,  $95.8^\circ = P_{long}$ ,  $K = 42$ ,  
 $A_{95} = 4.2^\circ$ .

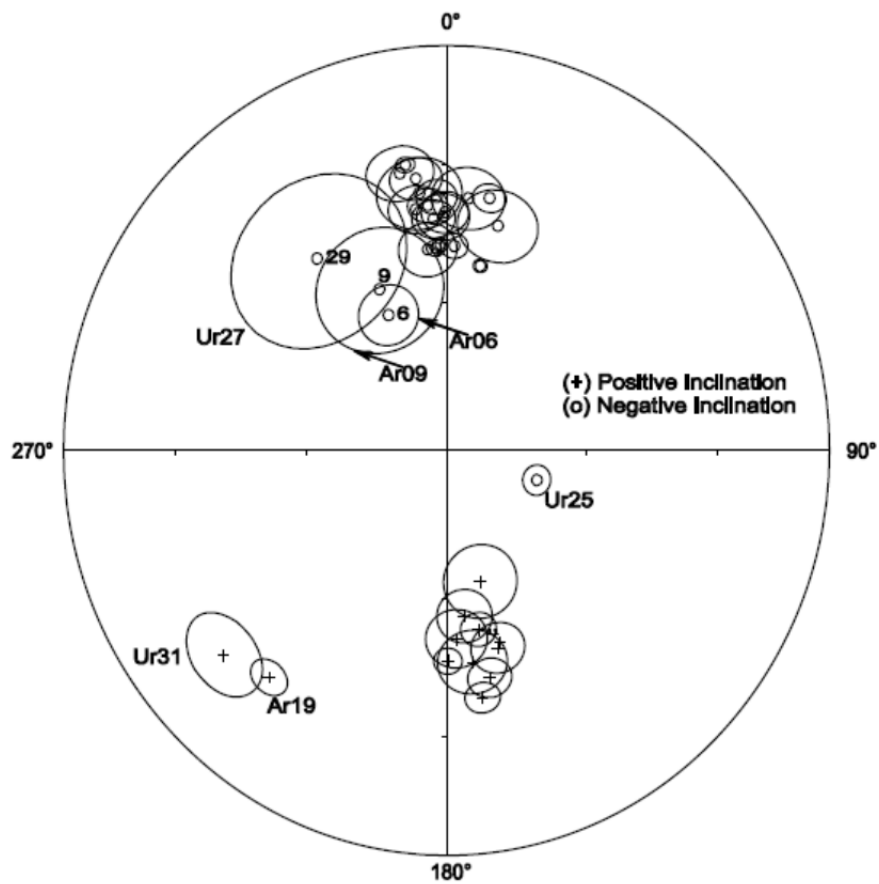


Figura 5.5. Proyecciones de Igual área de las paleodirecciones promedio de cada uno de los flujos estudiados.

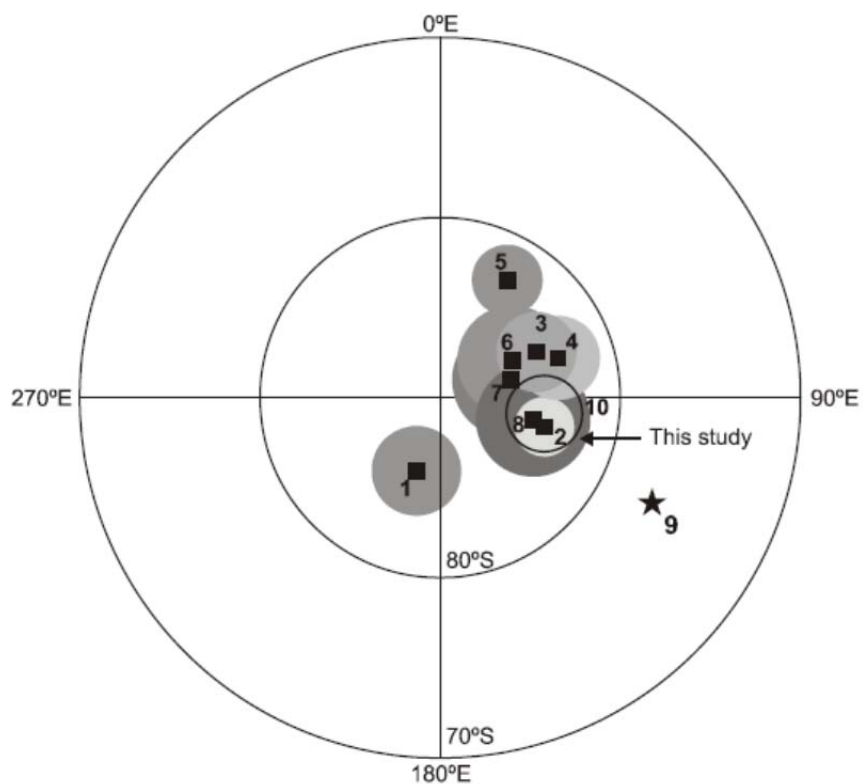


**Tabla 5.1. Resultados paleomagnéticos de las secciones estudiadas. Lat y Long son las coordenadas geográficas de cada flujo de lava, n/N es el número de muestras tratadas; Inc. y Dec. es la inclinación y declinación de la *ChRM* promedio de cada sitio y  $\alpha_{95}$  es el parámetro de precisión de confianza de la estadística de Fisher.  $P_{lat}$  y  $P_{long}$  son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual respectivamente. \* se refiere a los sitios que tuvieron una  $\alpha_{95}$  mayor a  $10^\circ$  mientras que \*\* indica los sitios con direcciones intermedias aparentes.**

Sitio	Lat(°)	Long(°)	n	N	Inc(°)	Dec(°)	k	$\alpha_{95}$ (°)	$P_{lat}$ (°)	$P_{long}$ (°)
AR01	-31.3198	-57.1411	8	8	-51.7	10.9	1578	1.4	-80.7	-138.0
AR02	-31.3337	-57.3268	7	8	-31.1	349.9	93	6.3	-72.8	88.1
AR03	-31.3107	-57.2522	7	8	-36.8	10.2	363	3.2	-75.8	165.4
AR04	-31.2982	-57.2294	8	8	-47.8	358.2	1348	1.5	-87.1	89.6
AR05	-31.2766	-57.1312	8	8	-48.7	354.3	91	5.8	-84.8	49.8
AR06	-31.2373	-57.1037	7	8	-59.9	335.6	98	6.2	-68.2	0.2
AR07	-31.1246	-56.9938	8	8	-39.7	352.3	111	5.3	-79.0	82.5
AR08	-31.1979	-56.894	8	8	-40.8	359.6	142	4.6	-82.1	120.4
AR09 *	-30.7557	-56.7558	3	8	-54.2	336.2	83	13.1	-69.6	15.7
AR10	-30.6504	-56.6672	8	8	46.8	179.6	381	2.8	-87.4	115.6
AR11	-30.6566	-56.6716	8	8	52.9	169.3	244	3.6	-80.5	13.3
AR12	-30.6249	-56.6604	7	7	46.2	172.6	78	6.9	-82.8	57.0
AR13	-30.6249	-56.6604	6	8	48.1	164.6	196	5.4	-76.6	35.8
AR14 *	-30.5914	-56.6254	1	8	49.1	163.5	-	-	-	-
AR15	-30.433	-56.4542	8	8	42.2	168.6	163	4.3	-78.2	61.7
AR16	-30.5318	-56.4276	8	8	38.6	171.2	259	3.4	-78.2	79.5
AR17	-30.6988	-56.3349	8	8	-42.4	13.6	51.7	7.9	-76.5	189.9
AR18	-31.1413	-55.9196	7	9	56.1	173.5	112	5.6	-82.3	-13.3
AR19	-31.1414	-55.9049	7	8	28.1	219.6	269	3.7	-50.4	199.2
AR20	-31.5871	-55.7749	8	8	-48.5	356.9	1109	1.8	-86.6	71.8
AR21	-31.5995	-55.8129	8	8	-32.9	353.2	128	4.9	-75.0	98.4
AR22	-31.8121	-56.2169	8	8	-37.4	357.6	194	3.9	-78.9	112.1
AR23	-31.8124	-56.2197	7	8	-36.2	353.6	56	8.1	-77.0	96.1
AR24	-31.8234	-56.2974	8	8	-41.8	359.1	118	5.1	-82.2	117.6
AR25	-32.0632	-56.0705	8	8	-48.1	2.3	418	2.7	-86.5	158.5
AR26	-32.1804	-56.1354	6	8	-29.4	351.3	1469	1.8	-71.8	96.2
UR25 **	-31.0935	-57.6565	7	8	-69.9	107.2	1582	1.5	-15.5	-93.5
UR26	-30.9718	-57.6993	8	8	-42.2	356.6	172	4.2	-82.8	96.9
UR27 *	-30.52	-57.4335	4	8	-41.4	324.5	27	18.1	-57.8	35.9
UR28	-30.616	-56.818	6	8	-39.1	355.3	423	3.8	-80.5	95.8
UR29	-30.5103	-56.6882	5	8	62.5	164.7	102	7.6	-72.0	-18.7
UR30	-30.567	-56.333	4	8	51.5	176.8	224	6.2	-86.8	2.7
UR31 *	-31.0318	-56.1262	0	8	-	-	-	-	-	-
UR32 **	-31.2602	-55.83	6	8	23.9	229	63	8.5	-41.3	202.9
UR33	-31.8558	-56.2153	4	8	-37.5	5.2	153	7.5	-78.2	148.2

#### 5.4 Paleodirecciones y polaridades magnéticas

Las direcciones promedio concuerdan razonablemente bien con las paleodirecciones esperadas para el Cretácico temprano, por ejemplo los polos de referencia calculados por Besse y Courtillot (2002) para América del Sur. Este resultado contradice fuertemente a la conclusión establecida por Ernesto et al. (1990) en donde existe una rotación de alrededor de  $10^\circ$  en sentido horario. El polo paleomagnético promedio de este estudio se muestra en la figura 5.6 y en la tabla 5.2, junto con los polos PMP previamente publicados y un polo paleomagnético de África con la misma edad ajustado a la rotación del marco de referencia de América del Sur. En términos generales, el polo obtenido en este estudio, concuerda razonablemente bien con otros paleopolos, en particular, con los polos encontrados al sur de la PMP. Claramente hay una diferencia con el polo reportado por Alva-Valdivia et al. (2003), que puede atribuirse a rotaciones tectónicas locales o a un muestreo insuficiente para descartar los efectos de la variación paleosecular. Como también se ha discutido por Ernesto et al. (1999) los polos PMP son algo diferentes, lo que indica la presencia de perturbaciones tectónicas no reconocidas aún. En conjunto, los polos de la PMP son significativamente diferentes a las posiciones sugeridas por la reconstrucción del *hotspot* realizada (Muller, 1993), esto puede deberse a la existencia de una verdadera deriva polar o a movimiento de la posición del *hotspot*.



**Figura 5.6. El polo paleomagnético de este estudio junto con otros polos paleomagnéticos contemporáneos.**

Ubicación	Edad (Ma)	N	Lat. (°N)	Long. (°E)	$A_{95}$ (°)	ASD (°)	Referencia
1. Central PMP	~ 132	35	-85.7	197.9	2.6	8.5 +1.7/-1.2	Alva-Valdivia et al. (2003)
2. Southern PMP	~ 133	197	-84.0	106.2	1.5	12.1 +0.9/-0.8	Raposo & Ernesto (1995)
3. Central PMP	~ 132	103	-84.1	64.4	2.3	13.1 +1.4/-1.2	Raposo & Ernesto (1995)
4. Northern PMP	~ 132	92	-83.0	71.4	2.4	13.0 +1.5/-1.2	Ernesto et al. (1999)
5. Ponta Grossa	~ 130	115	-82.4	30.3	2.0	12.2 +1.2/-1.0	Raposo & Ernesto (1995)
6. Alkaline Province Paraguay	127-130	75	-85.4	62.3	3.1	15.0 +1.9/-1.5	Ernesto et al. (1996)
7. Cordoba Province Argentina	~ 125	55	-86.0	75.9	3.3	-	Geuna & Vizan (1998)
8. Kaoko basalts*	~ 132		-84.7	103.9	3.2	-	Gidskehaug et al. (1975)
9. fixed <i>hotspot</i> **	~ 130	-	-76.7	116.4	-	-	Muller et al. (1993)
10. Arapey	~ 132	29	-84.8	95.8	4.2	11.8 +2.5/-1.8	This Study

\* Rotación hacia Sur América desde África (Geuna et al., 2000)

\*\* Ubicación del polo paleomagnético de América de Sur predicho a partir de las rotaciones del *hotspot* (Muller et al., 1993)

## 5.5 Variación Secular

De nueva cuenta e utilizó la formula discutida anteriormente para estimar la variación paleosecular  $S_B^2 = S_T^2 - S_W^2 / n$  en donde  $S_T = \left[ (1/N - 1) \sum_{i=1}^N \Delta i^2 \right]^{1/2}$  es la dispersión angular total definida por Cox, 1969. Como fue demostrado por Biggin et al. 2008, este cálculo comúnmente aceptado para la dispersión interna puede verse fuertemente afectada por algún artefacto metodológico. Por tal motivo, se utilizó el método propuesto por Biggin (2008) para calcular la dispersión angular interna adoptando un ángulo de corte de 45° (Johnson et al., 2008) para separar la variación secular y los regímenes geomagnéticos intermedios. De esta forma, se obtuvo  $S_B = 11.8$  con  $S_U = 14.3$  y  $S_L = 9.98$  (límites inferior y superior) que coinciden en gran medida con datos seleccionados para el Supercrón Normal Cretácico. Debido al escaso intervalo paleolatitudinal y la relativa baja calidad de los datos disponibles para ese periodo es muy delicado realizar una comparación similar con los datos del Jurásico. Los resultados obtenidos para la Formación Arapey refuerzan la hipótesis planteada por Biggin et al., 2008 acerca de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) de CNS y se confirma la relación que existe entre la PSV y la frecuencia de las inversiones.

## Capítulo 6. Estudio Paleomagnético de la Formación Alto Paraguay

### 6.1 Principales rasgos geológicos y detalles de muestreo

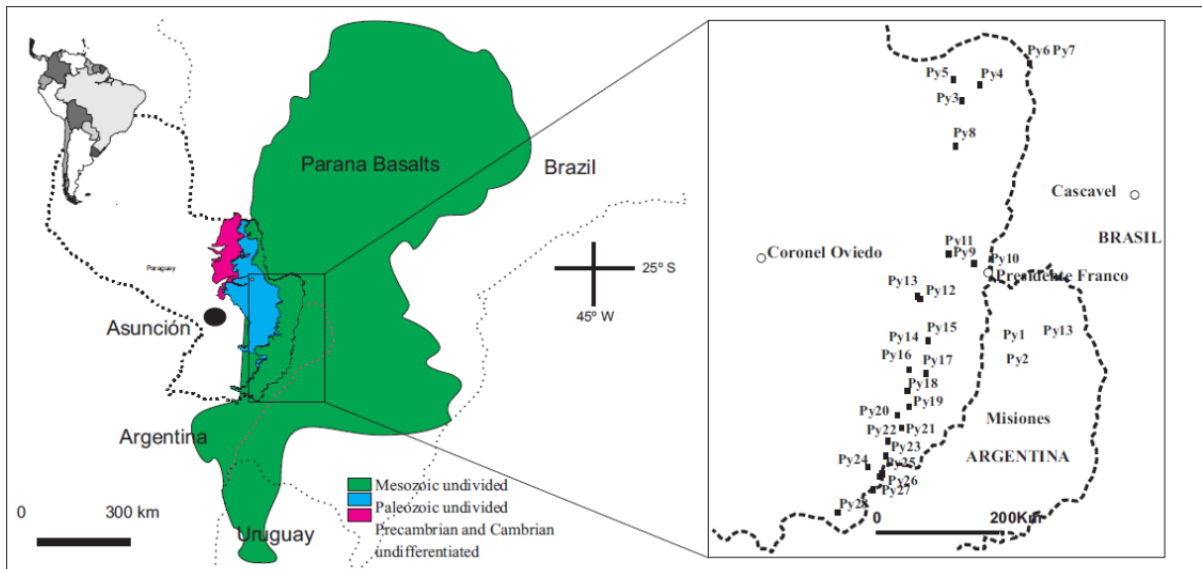
Los basaltos de la provincia magmática Paraná – Etendeka llegan hasta Paraguay en donde se les conoce como la suite magmática Sapucaí o la Formación Alto Paraguay (Harrington 1950; Putzer 1962) la cual se extiende en dirección NS a lo largo del Río Paraná hasta tocar con la Sierra Geral en Brasil y con las formaciones Curuzú-Cuatiá, en Posadas (Argentina) y Arapey (Uruguay). *De Salvo* (1991) sugiere que tiene una potencia variable entre los 37 hasta los 90 m que abarcan un área de 25 000 km<sup>2</sup> (*Fariña*, 2009). La formación Iratí subyace a la PFB y llega hasta una secuencia sedimentaria del Pérmico. *Daemon* y *Quadros* (1970), basados en distribución de granos de polen, proponen para la formación Iratí una edad correspondiente al Kazaniano (*European stage* ca. 270-260 Ma). *Santos et al.* (2006) obtienen una edad similar a partir del método isotópico U/Pb (SHRIMP). La formación Iratí esta estratigráficamente localizada en la base del Grupo Passa Dois, el cual representa la fase regresiva dentro del ciclo transgresivo-regresivo Paleozoico Superior de la Supersecuencia I de Gondwana (*Milani and Zalán*, 1999). Esta unidad sedimentaria está compuesta de pizarra, pizarra bituminosa, calizas, anhidritas, y areniscas, las cuales fueron depositadas en un ambiente marino restringido (*Carlos et al.*, 2004 y referencias) y además de presentar un importante contenido en fósiles tales como vegetales, vertebrados, invertebrados, palinomorfos e icnofosiles (*Mussa et al.*, 1980; *Oelofsen y Araújo*, 1983; *Pinto y Adami-Rodrigues*, 1996; entre otros). Las calizas y ritmitas de la formación Iratí están compuestas de calcita, dolomita, saponita, cuarzo, caolinita, ilita y rectorita (*Carlos et*

al., 2004). La formación se divide en dos secciones, Taquaral (inferior) y Assistência (superior). La sección Assistência está constituida por pizarra bituminosa gruesa. Esta secuencia esta pobremente estudiada y forma parte del grupo Independencia (Harrington, 1950; González et al., 2001).

El área de estudio se encuentra en la frontera Este de Paraguay (figura 6.1). Los mejores afloramientos se encuentran en la cantera Nakunday localizada cerca del poblado Santa Rita ( $25^{\circ}45'53.88''S$  y  $55^{\circ}7'53.67''O$ ) al este de Paraguay en donde los basaltos masivos alcanzan hasta 10 metros de potencia. Localmente incluyen bloques de sedimentos carbonáticos blanquecinos removidos por la extrusión basáltica. Una característica visible de este xenolito es su apariencia manchada debido a inclusiones grisáceas oscuras en los sedimentos. Del mismo modo se encuentra material sedimentario dentro de los basaltos. Algunas de las fracturas son llenadas por calcita espática.

Los basaltos son de color verde oliva hasta color marrón oscuro o anaranjado oscuro. Presentan textura microprofirica debido a algunos cristales de piroxena gris verdosa y plagioclasas en forma de matriz intersertal o subofítica relacionada con su ubicación dentro del flujo. Los minerales opacos representan el 12% del volumen y cerca del 5% son minerales secundarios. Aparecen cristales de apatita en forma agujas diseminadas por toda la matriz. También es común la presencia de cristales tabulares en los minerales secundarios. Existen capas delgadas de cobre nativo, relacionadas probablemente, con fluidos hidrotermales o a alteraciones deutéricas (Pino et al., 2006). En algunos sectores los basaltos tienen zonas con pequeñas burbujas (7mm) rellenas por filosilicatos.

En total se obtuvieron 221 núcleos paleomagnéticos estándar a lo largo de los 28 sitios distribuidos en los afloramientos de las carreteras del Este de Paraguay durante la campaña de recolección de 2009. Las muestras se distribuyeron en cada flujo tanto vertical como horizontalmente. Todos los flujos de lava recolectados se encontraban casi horizontales (inclinación menor a 3°). En la medida de lo posible las muestras fueron obtenidas con la finalidad de obtener el material con el tamaño de grano lo más fino posible. Los núcleos se sacaron con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, luego fueron orientadas con una brújula magnética y también con un compás solar, en la mayoría de los casos.



**Figura 6.1. Mapa geológico simplificado del Este de Paraguay mostrando la ubicación de los sitios de estudio.**

## 6.2 Resultados Paleomagnéticos y de Magnetismo en Rocas

### 6.2.1 Mediciones de Susceptibilidad Continua

Con la finalidad de identificar a los portadores de la magnetización remanente y para obtener información sobre la estabilidad paleomagnética de las muestras se realizaron mediciones de susceptibilidad en campos bajos (curvas K-T) en presencia de aire, se utilizó un susceptibilímetro Kappabridge (KLY-3) equipado con un horno ubicado en el laboratorio de Saint Maur (Institut de Physique du Globe de Paris). Se calentó una muestra por cada sitio hasta alcanzar los 600°C con un ritmo de calentamiento de 20°C/min para luego ser enfriadas al mismo ritmo. Se determinó la temperatura de Curie utilizando el método de Prévot et. al., (1983).

Se identificaron cuatro tipos principales de comportamiento. Algunas muestras (11% del total) presentan una sola fase ferromagnética (magnetita) (tipo A, figura 6.2) con curvas de calentamiento y enfriamiento casi ideales. La mayor parte de las muestras (72% del total) indican evidencia de titanomagnetitas pobres en titanio (tipo B) pero las curvas de calentamiento y enfriamiento muestran un comportamiento notablemente irreversible debido al proceso de oxidación durante el calentamiento en aire. El comportamiento tipo C (figura 6.2, muestra 09P34C) se caracteriza por tener dos fases magnéticas mayores durante el calentamiento (la primera entre los 320 y 365°C y la segunda entre los 540 y los 580°C) mientras que durante el enfriamiento solo se detectó la presencia de la magnetita (o magnetita pobre en titanio). Este comportamiento puede atribuirse a la presencia de titanomagnetita la cual se transforma en magnetita casi pura a temperaturas relativamente bajas



o medias. El cuarto comportamiento es básicamente similar al tercero (muestra 04P183C), la única diferencia es que se detectan al menos tres fases durante el calentamiento (aprox. 350°, 520°, y 585°C) mientras que durante el enfriamiento subsisten solamente dos. Este comportamiento es muy inusual en rocas basálticas y se debe, probablemente, a la coexistencia de (titano) magnetita y (titano) maghemitas con contenido variable de titanio.

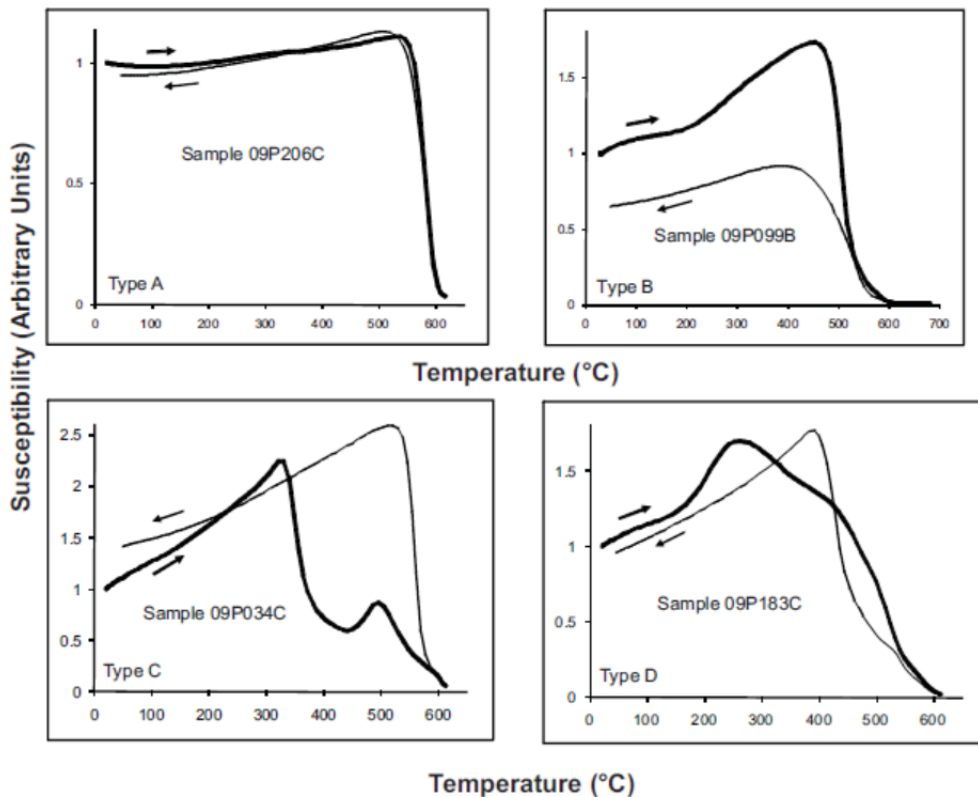


Figura 6.2. Curvas Susceptibilidad vs temperatura (en aire) de muestras representativas. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento respectivamente.

### 6.2.2 Ciclos de Histéresis

Para todos los sitios estudiados se realizaron mediciones de parámetros de histéresis a temperatura ambiente (una muestra por sitio) utilizando un electroimán de fabricación doméstica (IPGP-Saint Maur) alcanzando campos por encima de los 0.65 Teslas. La

saturación de magnetización remanente ( $J_{rs}$ ), la magnetización de saturación ( $J_s$ ) y la fuerza coercitiva ( $H_c$ ) se calcularon después de realizar la corrección por contribución paramagnética. La coercitividad de la remanencia ( $H_{cr}$ ) fue determinada aplicando campos incrementados progresivamente después de alcanzada la saturación. En la figura 6.3 se muestra la curva de histéresis típica encontrada. En general estas curvas no muestran evidencia de formas de cintura de avispa o de abultamientos. Los coeficientes  $H_{cr}/H_c$  se sitúan entre los 1.75 y 2.73 mientras que los valores de los coeficientes  $J_{rs}/J_s$  varían entre 0.11 a 0.88. A juzgar por estos parámetros de histéresis se puede pensar en la presencia de granos de dominio sencillo (SD) como portadores de la remanencia (Day et al., 1977). Sin embargo Dunlop (2002) argumenta que este comportamiento puede deberse a la presencia de una mezcla de granos multidominio MD y una cantidad significativa de granos de dominio sencillo SD (figura 6.4).

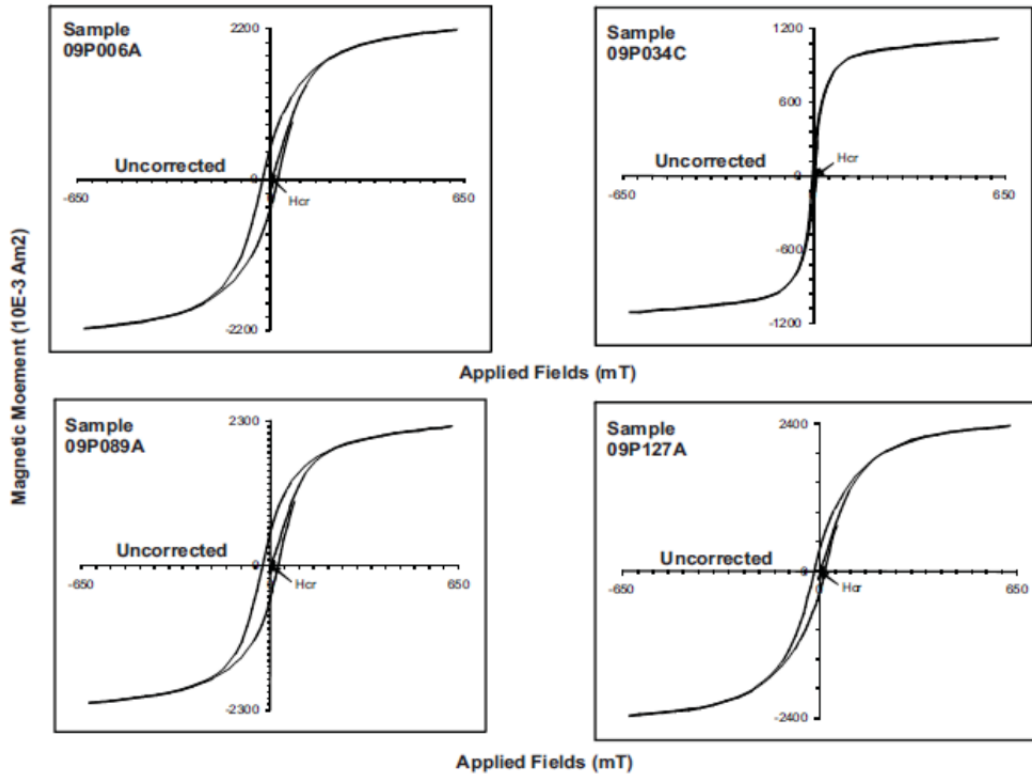


Figura 6.3. Ejemplos típicos de curvas de histéresis (corregida para dia/paramagnetismo) de pequeñas muestras de las unidades volcánicas estudiadas.

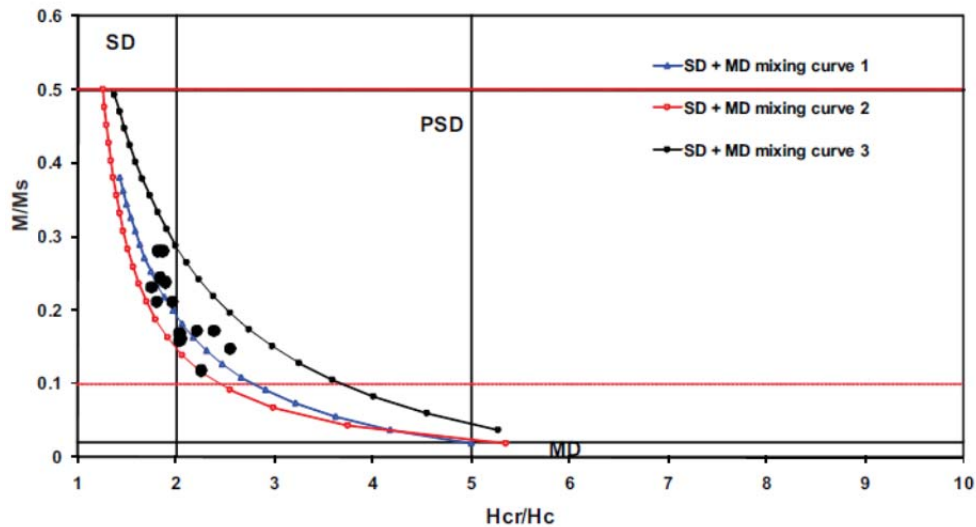


Figura 6.4. Diagrama de Day (Day et al., 1977) actualizado por Dunlop (2002) que muestra la relación entre los diferentes parámetros de histéresis magnética.

### 6.2.3. Mediciones de la Remanencia

Previo a los tratamientos magnéticos se determinó el índice de viscosidad siguiendo el procedimiento descrito por Prévot et al., (1983). Esto permite estimar la capacidad de una muestra para adquirir magnetización remanente viscosa y así obtener información acerca de su estabilidad magnética. Dos muestras por sitio se sometieron a estos experimentos y aunque los índices de viscosidad varían entre 0 y 6.7%, la mayoría de los valores resultaron menores al 5% por lo que se puede afirmar que las muestras estudiadas no tienen gran capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa.

Se analizó la remanencia magnética en todas las muestras (6 a 10 especímenes por sitio) empleando tanto el método de campos magnéticos alternos (desmagnetizador Molspin Ltd) como el método de desmagnetización térmica (horno ASC TD48). Básicamente, la mayor parte de las muestras estudiadas tienen una sola componente estable de magnetización que se observa en los tratamientos magnéticos y térmicos (figura 4.5, muestra 09P086A). Comúnmente se observaba una segunda componente secundaria menor que era fácilmente removida aplicando campos de 10mT o bien a temperaturas superiores a los 150°C. Los campos destructivos medios se sitúan entre los 30 a 40 mT, lo que sugiere la presencia principalmente de granos magnéticos de dominio pseudo sencillo (PSD) como portadores de la remanencia (Dunlop y Ozdemir., 1997). En la mayor parte de las muestras la magnetización remanente fue removida a temperaturas entre los 530 y los 570°C, lo que nos sugiere a la titanomagnetita baja en titanio como responsable de la magnetización. También se observó un caso singular en el sitio Py17 (figura 6.5, muestras 09P136A y

09133B), en donde persiste casi toda la remanencia por encima de los 570°C y aplicando campos alternos de 95mT, tan solo se alcanza a remover la tercera parte de la magnetización inicial, lo anterior indica que, en ese caso, los responsables de la magnetización inicial, lo anterior indica que, en ese caso, los responsables de la magnetización son miembros finales de las soluciones sólidas de ilmenita-hematita.

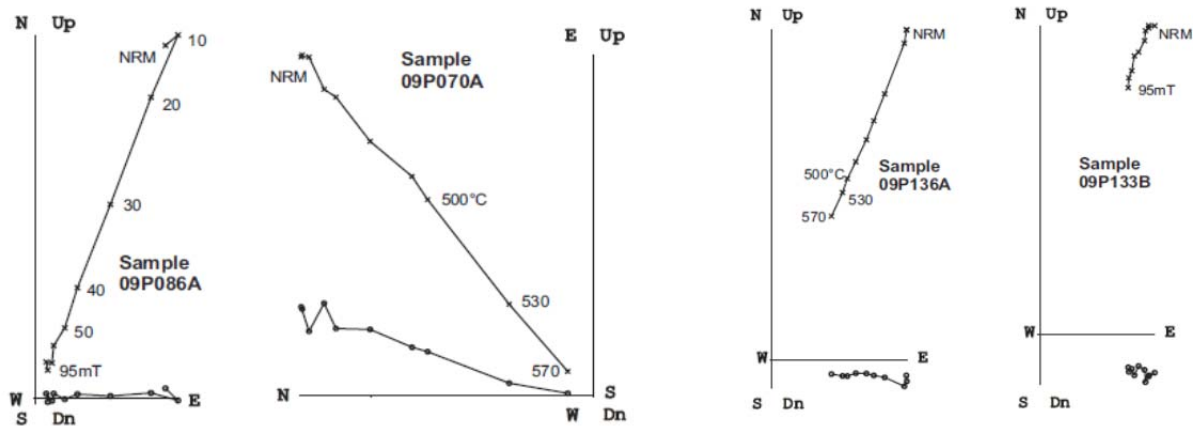
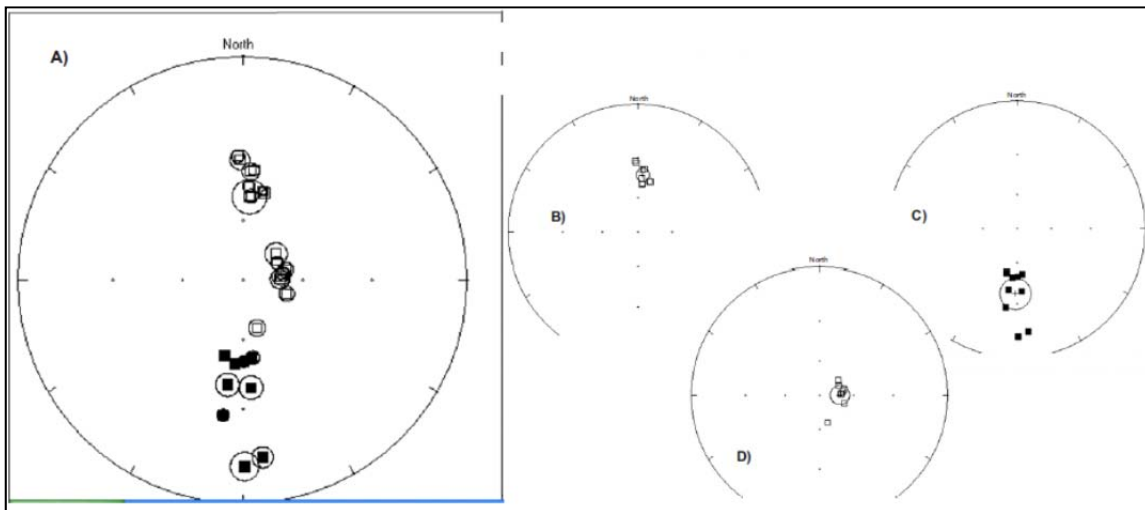


Figura 6.5. Curvas ortogonales de las desmagnetizaciones mediante campos alternos de algunas muestras representativas (en coordenadas estratigráficas). Las cifras hacen referencia al valor pico del campo magnético utilizado en la magnetización o a la temperatura más alta alcanzada.

### 6.3 Principales Resultados y discusión

En 26 de los 28 sitios se determinaron con precisión las direcciones promedio, Tabla 6.1, figura 6.6a. Todas las  $\alpha_{95}$  son menores a  $7.7^\circ$  lo cual significa que dentro de cada sitio hay baja dispersión angular y a una alta estabilidad direccional. No se determinaron paleodirecciones en los sitios PY26 y PY28 debido a que presentaron un comportamiento muy complejo durante los tratamientos magnéticos. Nueve sitios presentan magnetización de polaridad normal (figura 6.6b) y otros nueve se encontraron magnetizados inversamente.

La dirección paleomagnética promedio de todos los sitios con polaridad normal es de  $I=41.8^\circ$ ,  $D=4.9^\circ$ ,  $k=112$ ,  $\alpha_{95}=4.9^\circ$  y para los sitios de polaridad inversa es de  $I=37.1^\circ$ ,  $D=181.4^\circ$ ,  $k=23$ ,  $\alpha_{95}=11.1^\circ$ . De acuerdo con la prueba definida por McFadden y McElhinny, (1990), resultando positiva correspondiente al tipo B, estos resultados son casi antipodales, con  $\gamma=8.7^\circ$  and  $\gamma_0=3.7$ . Así que la hipótesis de una dirección promedio común no puede rechazarse al nivel del 95%. Se presentaron magnetizaciones de polaridad intermedia en ocho de los sitios estudiados (utilizando un ángulo de corte de  $45^\circ$  según Johnson et al. (2008), figura 6.6d); sin embargo estos sitios fueron rechazados pese a que sus direcciones se hayan determinado con bastante precisión y probablemente tengan alguna importancia paleomagnética.



**Figura 6.6. (A) Proyecciones de igual área de las paleodirecciones características promedio de todos los flujos estudiados, (B) flujos de polaridad normal, (C) Inversa, (D) Intermedia.**

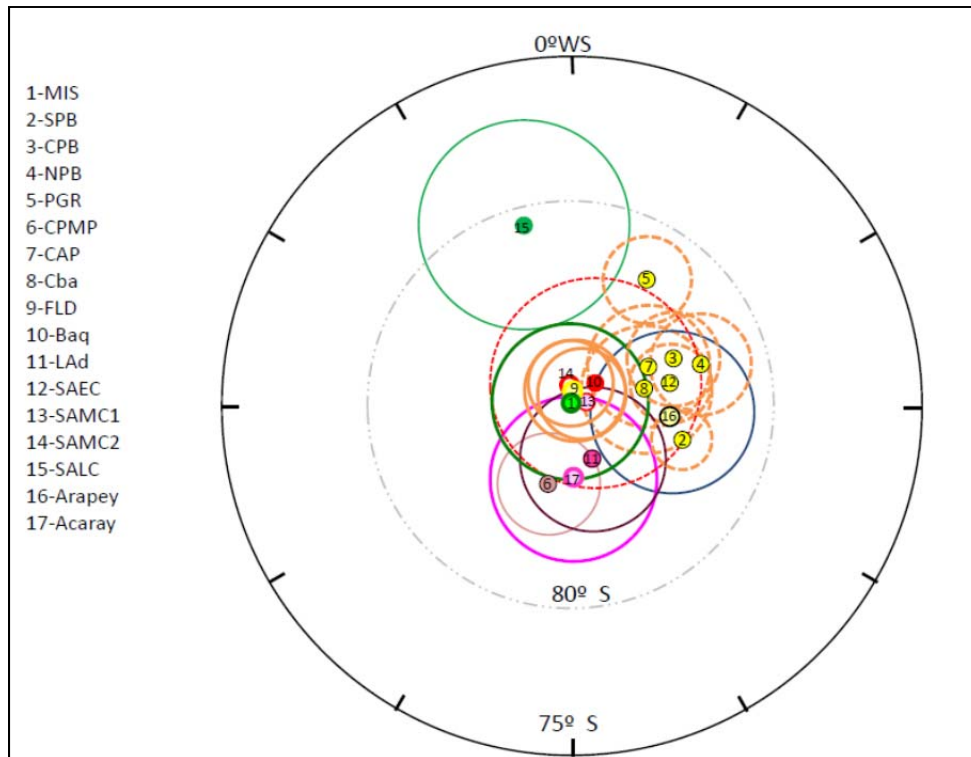
La posición paleomagnética promedio obtenida de los 18 sitios es:  $P_{\text{long}}=179.2^\circ\text{E}$ ,  $P_{\text{lat}}=86.2^\circ\text{S}$ ,  $R=17.74$ ,  $k=64.56$ ,  $A_{95}=4.3^\circ$  (figura 6.7). Tanto en los cálculos formales como

en las curvas de probabilidad, la distribución del Polo Geomagnético Virtual VGP se ajusta razonablemente bien a una distribución de Fisher (figura 6.8). La curva Quantil-Quantil (Q-Q) para longitudes utilizando el modelo uniforme es aproximadamente lineal, pasando a través del origen con una pendiente cercana a los  $45^\circ$ . La curva de Q-Q colatitud con el modelo exponencial es también casi lineal con una pendiente estimada de  $k=63$ . De la misma forma la curva Q-Q para dos variables es aproximadamente lineal, pasa a través del origen y tiene una pendiente estimada de  $k = 50$ . El hecho de que la estimación de  $k$  para las curvas de colatitud y de dos variables concuerde razonablemente bien nos permite sugerirnos que la distribución es de Fisher.

**Tabla 6.1. Resultados paleomagnéticos de la sección estudiada. Dec, Inc = declinación e inclinación de las direcciones promedio del sitio estudiado, n es número de muestras utilizadas por sitio, N es el número de especímenes desmagnetizados ya sea mediante campos alternos o mediante desmagnetización térmica, k,  $\alpha_{95}$  = parámetros estadísticos de Fisher; VGP Long, VGP Lat = longitud y latitud de los polos geomagnéticos virtuales.**

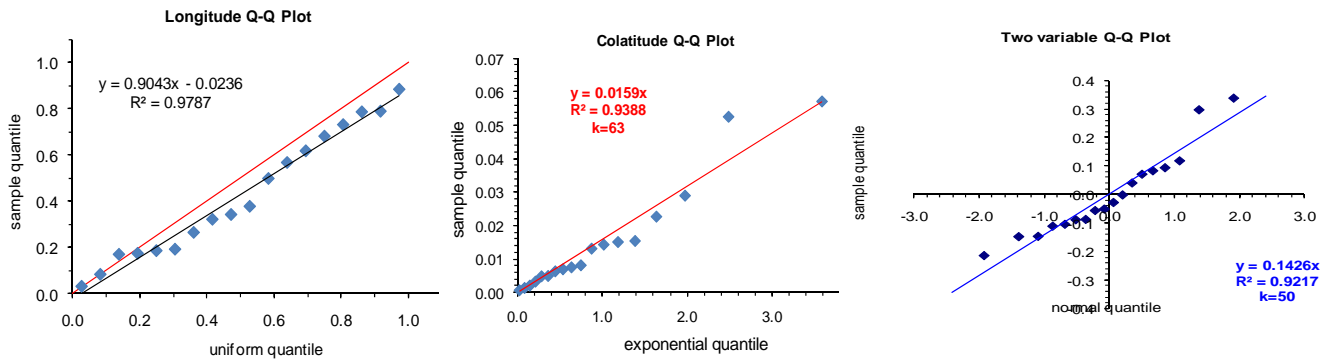
Sitio	Lat (S)	Long (W)	Altitud	Inc (°)	Dec (°)	$\alpha_{95}$	n	N	k	PGV lat	PGV long	dp	dm
PY01	24.928	54.942	306	-37.5	5.8	2.3	9	9	562	-83.4	179.8	1.6	2.7
PY02	24.676	54.872	274	38.5	175.6	4.9	5	6	188	85	250.7	3.5	5.8
PY03	24.314	54.822	314	-64.8	163.4	4.1	7	7	233	-17.4	113.3	5.3	6.6
PY04	24.194	54.706	317	-32.1	357.7	2.5	7	7	720	-82.9	107.3	1.6	2.8
PY05	24.160	54.587	295	39.4	188.2	4.9	7	7	154	82.2	23.4	3.5	5.9
PY06	24.160	54.587	295	51.4	172.8	3.2	8	8	331	79.9	162.6	3	4.3
PY07	24.074	54.300	222	49.9	179.2	2.6	8	8	471	83.3	131.6	2.3	3.5
PY08	24.074	54.300	222	-33.5	358.7	3.9	6	7	297	-84.1	113.6	2.5	4.4
PY09	25.508	54.608	150	-45.6	12.7	1.8	10	10	826	-78.5	225.9	1.5	2.3
PY10	25.508	54.608	150	-48.7	5.7	3.1	8	8	349	-83.5	256	2.7	4.1
PY11	25.495	54.694	236	27.2	188.2	2.3	9	9	484	76.5	341.6	1.4	2.5
PY12	25.778	55.112	248	12.9	173.6	3.3	7	8	330	69.8	286.2	1.7	3.4
PY13	25.765	55.132	268	48.8	185.3	1.7	9	9	866	83.9	76.3	1.5	2.2
PY14	25.765	55.132	268	10.4	179.4	4.3	7	8	235	69.5	303.2	2.2	4.4
PY15	26.045	55.087	217	51.8	193.3	2.3	8	8	558	76.8	66.9	2.1	3.1
PY16	26.277	55.097	361	-69.4	81.2	3.5	8	8	272	-25.9	263.6	5.1	6
PY17	26.277	55.097	361	-66.8	107.4	3.8	9	9	398	-9.3	265.9	5.2	6.3
PY18	26.410	55.224	246	-70.5	63.7	3.1	8	8	316	-36.3	264.8	4.6	5.4
PY19	26.508	55.222	319	-71.1	88.7	4.8	8	8	143	-22.3	267.1	7.3	8.4
PY20	26.671	55.299	170	-44.5	3.8	2.7	7	8	825	-86.6	207.1	2.1	3.4
PY21	26.721	55.302	225	-49.1	4.6	7.7	5	8	102	-84.8	254.7	6.7	10.2
PY22	26.721	55.338	280	-67.7	76.9	3.9	7	8	198	-28.4	260	5.4	6.5
PY23	26.795	55.400	244	-46.2	14.2	1.3	8	8	2244	-77.4	221.2	1.1	1.7
PY24	26.994	55.559	196	-68.6	51.9	5.5	7	7	121	-44.1	261.9	7.9	9.3
PY25	26.927	55.436	167	-70.5	84.8	4.4	7	8	162	-24.6	265.3	6.6	7.6
PY26	27.056	55.591		nd	nd	nd	0	8	nd				
PY27	27.083	55.558	134	-38.1	4.2	3.6	7	8	284	-83.2	159.3	2.5	4.3
PY28	27.155	55.495		nd	nd	nd	0	8	nd				





**Figura 6.7. Polos paleomagnéticos con su correspondientes círculos del 95% de confianza de la Formación Alto Paraguay y lo polos paleomagnéticos del Cretácico previamente publicados, ver tabla 6.2.**

Empleando procedimientos de prueba formales, se obtienen los siguientes resultados de la estadística modificada de Kologorov-Smirnov y Kuiper ( $D_n^*$ ,  $V_n^*$ ,  $M_U(V_n)$ ,  $M_E(D_n)$  y  $M_N(D_n)$ ; Fisher et al., 1987): Test de longitud:  $D_n^*=0.655$ ;  $V_n^*=0.808$ ;  $M_U(V_n)=0.736$ ; Test de Colatitud:  $D_n^*=0.668$ ;  $V_n^*=1.02$ ;  $M_E(D_n)=0.642$ . Prueba de dos variables:  $D_n^*=0.607$ ;  $V_n^*=1.049$ ;  $M_N(D_n)=0.613$ . La probabilidad de significancia excede el 10% para la longitud y para la estadística de dos variables, pero para el test de colatitud esto solo ocurre con  $D_n^*$  mientras que para  $V_n^*$  la probabilidad de significancia excede el 5% y la estadística de  $M_E(D_n)$  se encuentra entre el 5% y 1% , lo que sugiere un alejamiento pequeño del Modelo Fisher.



**Figura 6.8. Curvas de probabilidad para comprobar la calidad del ajuste de los VGP's a la distribución de Fisher.**

El polo paleomagnético promedio de este estudio se muestra en la figura 6.7 y se enlista en la tabla 6.2 junto a otros polos de América del Sur previamente publicados. En general, el polo obtenido concuerda razonablemente bien con las otras posiciones del polo, en particular con aquellos polos de la parte Central de Paraná CPMP, Los Adobes, Misiones y SAMC. Sin embargo, existe un alejamiento de otros polos de edad similar que pueden atribuirse a rotaciones tectónicas locales o a muestreo insuficiente para descartar la variación secular. Ernesto et al., (1999) argumenta que los polos PMP son en realidad diferentes, lo que indica perturbaciones tectónicas no reconocidas. En conjunto, los polos PMP son significativamente diferentes de los polos sugeridos por la reconstrucción del *hotspot* (Muller et al., 1993) lo cual puede ser debido a que existió una real deriva polar o un movimiento del *hotspot* (Cervantes et al., 2010).

**Tabla 6.2. Polos Paleomagnéticos del Cretácico selectos ya publicados. P = número asignado a cada polo paleomagnético (PP) en la figura 4.7, long E, lat S. A95 = longitud, latitud y semiángulo de confianza del 95% de los PP's.**

Localidad	P	long E	lat S	A <sub>95</sub>	Edad (Ma)	Referencias
MIS: Misiones	1	339.1	89.7	4.2	?	<i>Mena et al, 2010</i>
SPB: Southern Paraná Basin	2	106.2	84	1.5	~133	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
CPB: Central Paraná Basin	3	64.4	84.1	2.3	~132	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
NPB: Northern Paraná Basin	4	71.4	83	2.4	132	<i>Ernesto et al., 1999.</i>
PGR: Ponta Grossa dikes (Brazil)	5	30.3	82.4	2	129-131	<i>Raposo &amp; Ernesto, 1995</i>
CPMP: Central Paraná Magmatic Province, Brazil	6	197.9	85.7	2.6	132-133	<i>Alva-Valdivia et al., 2003</i>
CAP: Central Alkaline Province, Paraguay	7	62.3	85.4	3.1	127-130	<i>Ernesto et al., 1996.</i>
Cba: Sierras Pampeanas, Córdoba	8	75.9	86	3.3	~130	<i>Geuna &amp; Vizán 1998</i>
FLD: Florianopolis dikes, Southern Brazil	9	3.3	89.1	2.7	119-128	<i>Raposo et al., 1998</i>
Baq: Baqueró Group	10	42.7	88.2	5.5	119	<i>Somoza et al., 2005</i>
LAd: Fm. Los adobes	11	159	87	3.8	112-130	<i>Geuna et al., 2000</i>
SAEC: Mean South America Early Cretaceous	12	76.4	84.7	2	135-130	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SAMC1: Mean S.A. Mid-Cretaceous	13	33.8	89.1	2.4	125-100	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SAMC2: Mean S:A: Mid-Cretaceous	14	354.1	88.7	2.3	125-100	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
SALC: Mean S.A. Late Cretaceous	15	345.1	80.6	4.3	85-65	<i>Somoza &amp; Zaffarana, 2008</i>
UY: Fm. Arapey	16	95.8	84.8	4.2	~130	<i>Cervantes et al., 2010</i>
PY: Fm. Alto Paraguay	17	179.2	86.2	4.2	~134	<i>Este estudio</i>

Para estimar la variación secular se empleó de nueva cuenta la fórmula  $S_B^2 = S_T^2 - S_W^2 / n$  en

donde  $S_T$  la desviación angular total  $S_T = \left[ (1/N - 1) \sum_{i=1}^N \Delta_i^2 \right]^{1/2}$  (Cox 1969), N el número de

sitios utilizados en el cálculo,  $\Delta_i$  es la distancia angular del  $i$ -ésimo polo geomagnético virtual

(VGP) al dipolo axial,  $S_W$  la dispersión interior de cada sitio (de acuerdo a McEllinny y

McFadden, 1997) y  $n$ , es el número promedio de muestras por sitio. Se adoptó un ángulo de

corte de  $45^\circ$  para separar la variación secular de los regímenes geomagnéticos intermedios

(Johnson et al. 2008) para evitar que el cálculo comúnmente aceptado de la dispersión interna

pueda verse afectado por algunos artefactos metodológicos (Biggin et al., 2008). Con esto se

obtiene  $S_B = 9.9$  con  $S_U = 13.1$  y  $S_L = 8.0$  (límites superior e inferior respectivamente), este

valor coincide bastante bien con datos reportados para el Supercrón Normal Cretácico CNS. Hacer una comparación similar con el Jurásico es complicado debido a la limitación en la escasa distribución paleolatitudinal y la baja calidad de los datos disponibles. Nuestros datos refuerzan la hipótesis propuesta por Biggin et al., (2008) acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) del CNS y el Plio-Cuaternario, lo que apoya la relación entre la PSV y la frecuencia en las inversiones geomagnéticas.

La figura 6.9 muestra la variación de la declinación e inclinación magnética en función de la altitud absoluta de los sitios estudiados. Debido al importante paleorelieve entre los emplazamientos de lava no es posible establecer un orden estratigráfico de los sitios estudiados. En cualquier caso se pueden apreciar tres intervalos de polaridad definidos: la parte inferior de PFB en Alto Paraguay esta normalmente magnetizada, la parte media tiene claramente polaridad intermedia definida por ocho sitios mientras que las magnetizaciones inversas se encuentran en la parte alta. Esta zonificación de las polaridades es similar a la sección Misiones en Argentina estudiada por Mena et al. (2011), sin embargo en ese caso no se encontraron lavas con direcciones intermedias. Esto también coincide con la manifestación de dos inversiones de polaridad justo antes del Supercrón Normal Cretácico y el ritmo de extrusión elevado de los basaltos de Paraná (aprox. 1 Ma, según Thiede y Vasconcelos 2010).

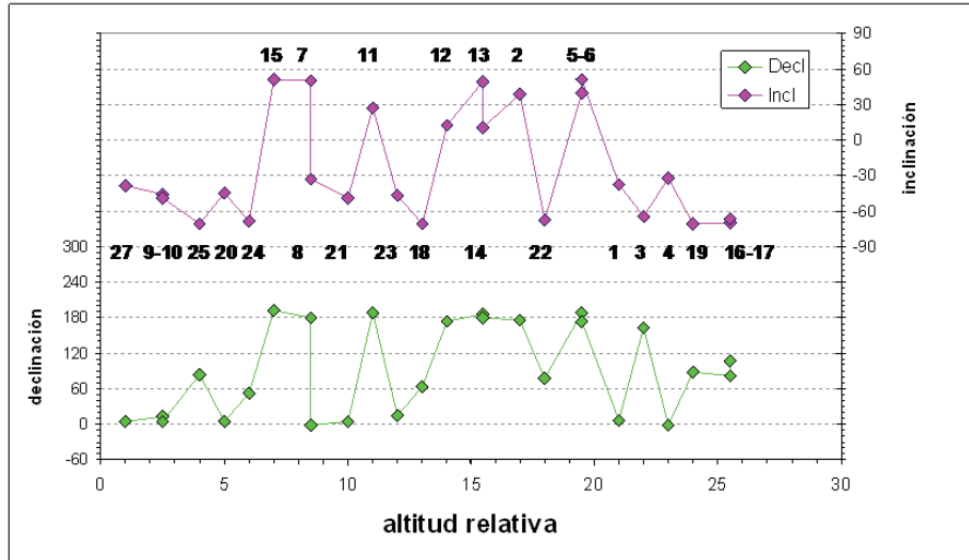


Figura 6.9. Variación en la declinación magnética en función de la altitud absoluta de los sitios.

Los VGP's intermedios muestran un tipo de agrupamientos (figura 4.10) hacia el sur del hemisferio con un grupo de seis VGP's localizados cerca de la costa pacífico de América del Sur mientras que se distingue un segundo grupo de VGP's ubicados en el océano Indico y Australia. Las transiciones de polaridad suceden tan rápido en escalas geológicas que se dificulta hallar rocas que hayan preservado con detalle las variaciones del campo transicional.

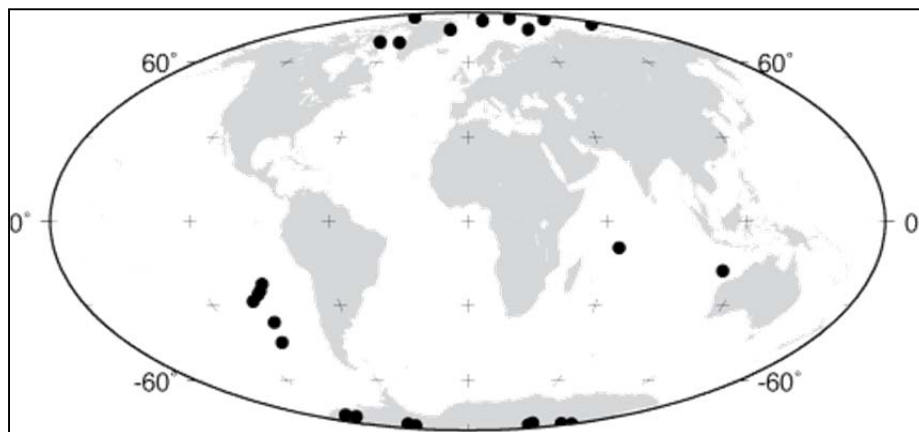


Figura 6.10. Posiciones promedio de los Polos Geomagnéticos Virtuales de los sitios estudiados (ver el texto para mayores detalles).

Las posiciones de los VGp's encontrados en las lavas de la Formación Alto Paraguay se ajustan a los modelos de Hoffman y Fuller (1978) en los cuales las inversiones magnéticas se originan en una determinada región del núcleo y entonces se propagan progresivamente hacia otras regiones. Laj et al. (1991) encontró que las trayectorias de los VGP's muestran cierta tendencia a seguir trayectorias ubicadas en dos bandas preferenciales, hacia América y Asia, este parece ser el caso de los VGP's de la formación Alto Paraguay. Estas dos bandas preferenciales coinciden además con las regiones del manto inferior con alta velocidad de propagación de ondas sísmicas. Actualmente la existencia de dichas bandas preferenciales está sujeta a debate, en particular por el hecho de que no se observaron en la compilación volcánica realizada por Prévot y Camps (1993). Sin embargo, otro análisis de las bases de datos volcánicas sugiere que las dos bandas existen también en las compilaciones de registros de inversiones volcánicas (Love, 1998).

## Conclusiones

Formación Posadas, Misiones Argentina

### *Magnetismo de rocas*

Las muestras estudiadas muestran baja capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa. Las mediciones de susceptibilidad en campos bajos y en aire (curvas k-T), las curvas de adquisición de IRM y AF y la desmagnetización térmica detallada revelan que la magnetita o titanomagnetita pobre en titanio es el portador principal de remanencia. Algunos sitios exhiben componentes secundarios de polaridad opuesta a la ChRM portada por hematita y/o maghemita. Estas componentes pueden deberse a la formación secundaria por oxidación en baja temperatura de estos minerales en un tiempo posterior y en presencia de un campo magnético de polaridad opuesta, así como a remanencias que presentan al comportamiento de auto-inversión.

### *Paleodirecciones y polaridades magnéticas*

Los sitios mostraron poca dispersión dentro del sitio y alta estabilidad direccional (26 sitios con  $\alpha_{95} < 10^\circ$ ). La secuencia de flujos estudiada ha registrado al menos tres intervalos de polaridad y sus correspondientes se ajustan estadísticamente con una distribución de Fisher. Se obtuvo un nuevo Paleo Polo para el Cretácico inferior ( $339.1^\circ\text{E}$ ,  $89.7^\circ\text{S}$ ,  $N = 26$ ,  $K = 45.6$ ,  $A_{95} = 4.2$ ) que concuerda con otras estimaciones confiables de del Cretácico inferior para América del Sur pero no corresponde con los polos de sur y del Norte de la Cuenca de Paraná. Aunque estas rocas son de edades muy similares, es posible que no hayan sido emplazadas de forma simultánea y por lo tanto podrían haber registrado diferentes etapas de los ciclos de variación secular.

### *Dispersión angular de la variación secular*

Respecto del análisis del VGP, la trayectoria promedio del VGP muestra un ciclo casi completo alrededor del polo geográfico y pasa cerca de la ubicación de todos los polos publicados para la Serra Geral. Ambos polos paleomagnéticos, así como la media de la ruta son significativamente diferentes a las reconstrucciones del Paleo Polo propuestas mediante el uso del *hotspot*, esto puede deberse al desplazamiento o a una verdadera deriva polar del *hotspot*. La dispersión VGP es menor que el valor esperado para esta latitud en el intervalo de 0-5mA (McElhinny y McFadden, 1997), pero concuerda bien con el cálculo de Biggin et al., (2008) para el Supercrón Normal Cretácico. A partir de lo anterior se afirma que nuestros datos refuerzan la hipótesis acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) del CNS y el Plio-Cuaternario, también apoyan la relación entre el PSV y la frecuencia de inversiones geomagnéticas.

### *Paleointensidad*

El VDM promedio ( $7.7 \pm 2.1 \times 10^{22} \text{Am}^2$ ) es casi el 96% de la intensidad actual del campo geomagnético y se ajusta razonablemente bien con los valores de la Formaciones contemporáneas de Arapey y Serra Geral (Goguitchaichvili et al., 2008) mientras que los diques ligeramente más antiguos de Ponta Grossa tienen valores más bajos de intensidad del campo geomagnético. Esto indica una alta intensidad geomagnética para el Cretácico inferior y refuerza las sugerencias anteriores (Goguitchaichvili et al., 2002 y 2008) sobre la invalidez de la hipótesis del *Bajo Dipolo Mesozoico* (Prévot et al., 1990).



Formación Arapey, Uruguay

*Magnetismo de rocas*

En más de la mitad de los sitios, se recuperó una componente paleomagnética estable. Una componente secundaria menor fue removida fácilmente con campos alternos hasta de 10 mT pico. Los valores de los campos de destructivos sugieren granos de dominio pseudo sencillo como los portadores de la magnetización remanente o una mezcla de granos multidominio y una cantidad significativa de granos de dominio sencillo. Los experimentos y las observaciones microscópicas de susceptibilidad contra temperatura indican la presencia de titanomagnetitas pobres en Titanio.

*Paleodirecciones y polaridades magnéticas*

En 29 de los 34 sitios las direcciones promedio de cada unidad se determinaron suponiendo una distribución de Fisher, con baja dispersión dentro de cada sitio y una alta estabilidad direccional. Dos sitios mostraron dispersión inusualmente alta,  $\alpha_{95}$  igual a  $13.1^\circ$  y  $18.1^\circ$  respectivamente, mientras que en dos sitios no fue posible determinarlas debido a un comportamiento complejo durante los tratamientos magnéticos. Se presentó magnetización de polaridad intermedia en dos sitios y, aunque las direcciones se han obtenido con bastante precisión y muy probablemente tienen algún significado geomagnético, estos sitios fueron rechazados para el análisis paleomagnético. Diecinueve sitios tienen magnetización de polaridad normal mientras que diez se encuentran inversamente magnetizados. Las paleodirección promedio de los sitios de polaridad normal es  $I=-41.9^\circ$ ,  $D=357.8^\circ$ ,  $k=70$ ,  $\alpha_{95}=4.1^\circ$ ,  $N=19$  y para los sitios con polaridad inversa es  $I=48.5^\circ$ ,  $D=177.3^\circ$ ,  $k=29$ ,

$\alpha_{95}=9.2^\circ$ ,  $N=10$ . Las direcciones paleomagnéticas obtenidas en este estudio con los 29 sitios aceptados son  $I = 44.2^\circ$ ,  $D = 177.6^\circ$ ,  $k = 46$ ,  $\alpha_{95} = 4.0^\circ$  que se traducen en una posición del polo paleomagnético de:  $P_{lat} = -84.8^\circ$ ,  $95.8^\circ = P_{long}$ ,  $K = 42$ ,  $A_{95} = 4.2^\circ$ .

En promedio las direcciones concuerdan con las esperadas para el Cretácico temprano estimadas para América del Sur. El polo paleomagnético de este estudio concuerda con otros paleopolos, en particular con los polos encontrados al sur de la PMP. Claramente hay una diferencia con el polo reportado por Alva-Valdivia et al. (2003), que puede atribuirse a rotaciones tectónicas locales o a un muestreo insuficiente para descartar los efectos de la variación paleosecular.

#### *Dispersión angular de la variación secular*

Los parámetros de dispersión angular ( $S_B = 11.8$  con  $S_U = 14.3$  y  $S_L = 9.98$ ) coinciden en gran medida con los datos esperados para el Supercrón Normal Cretácico. Debido al escaso intervalo paleolatitudinal y la relativa baja calidad de los datos disponibles para ese periodo resulta muy delicado realizar una comparación similar con los datos del Jurásico. Los resultados obtenidos para la Formación Arapey refuerzan la hipótesis planteada por Biggin et al., 2008 acerca de un estilo diferente de variación secular durante (y antes) de CNS y se confirma la relación que existe entre la PSV y la frecuencia de las inversiones.

## Formación Alto Paraguay

### *Magnetismo de rocas*

Como resultados de los experimentos de magnetismo en rocas se identificaron cuatro tipos principales de comportamiento. A) Algunas muestras presentan una sola fase ferromagnética, compatible magnetita. B) La mayor parte de la muestras indican evidencia de titanomagnetitas pobres en titanio con curvas de calentamiento y enfriamiento de comportamiento notablemente irreversible debido al proceso de oxidación durante el calentamiento en aire. C) Un comportamiento caracterizado por tener dos fases magnéticas mayores durante el calentamiento, este comportamiento puede atribuirse a la presencia de (titano) maghemita la cual se transforma en magnetita casi pura a temperaturas relativamente bajas o medias. D) Es básicamente similar al tercero, la única diferencia es que se detectan al menos tres fases durante el calentamiento mientras que durante el enfriamiento subsisten solamente dos. Este comportamiento se debe, probablemente, a la coexistencia de (titano) magnetita y (titano) maghemitas con contenido variable de titanio. Para todos los sitios estudiados se realizaron mediciones de parámetros de histéresis y, a juzgar por estos parámetros de histéresis obtenidos, se puede pensar en la presencia de granos de dominio sencillo como portadores de la remanencia, o bien este comportamiento puede deberse a la presencia de una mezcla de granos multidominio y una cantidad significativa de granos de dominio sencillo.

### *Paleodirecciones y polaridades magnéticas*

En 26 de los 28 sitios se determinaron con precisión las direcciones promedio mostrando baja dispersión angular y a una alta estabilidad direccional. En dos sitios no se determinaron paleodirecciones ya que presentaron un comportamiento muy complejo durante los tratamientos magnéticos. Nueve sitios presentan magnetización de polaridad normal, mientras que nueve sitios se encontraron magnetizados inversamente y ocho sitios con polaridades intermedias, sin embargo estos sitios fueron rechazados pese a que sus direcciones se hayan determinado con bastante precisión y probablemente tengan alguna importancia paleomagnética. La dirección paleomagnética promedio de todos los sitios con polaridad normal es de  $I=-41.8^\circ$ ,  $D=4.9^\circ$ ,  $k=112$ ,  $\alpha_{95}=4.9^\circ$  y para los sitios de polaridad inversa es de  $I=37.1^\circ$ ,  $D=181.4^\circ$ ,  $k=23$ ,  $\alpha_{95}=11.1$ . La posición paleomagnética promedio obtenida de los 18 sitios es:  $P_{\text{long}}=179.2^\circ\text{E}$ ,  $P_{\text{lat}}=86.2^\circ\text{S}$ ,  $R=17.74$ ,  $k=64.56$ ,  $A_{95}=4.3^\circ\text{n}$  y se ajusta razonablemente bien a una distribución de Fisher. En general, el polo obtenido concuerda razonablemente bien con las otras posiciones del polo, en particular con aquellos polos de la parte Central de Paraná CPMP, Los Adobes, Misiones y SAMC. Sin embargo, en conjunto, los polos PMP son significativamente diferentes de los polos sugeridos por la reconstrucción del *hotspot* lo cual puede ser debido a que existió una real deriva polar o un movimiento del *hotspot*.

### *Dispersión angular de la variación secular*

En base a los parámetros de dispersión angular se observa que coinciden bastante bien con datos reportados para el Supercrón Normal Cretácico. Hacer una comparación similar con el Jurásico es complicado debido a la limitación en la escasa distribución paleolatitudinal y

la baja calidad de los datos disponibles. Nuestros datos refuerzan la hipótesis propuesta por Biggin et al., (2008) acerca de la existencia de un estilo diferente de variación secular durante del jurásico y apoya la idea de que existe una estrecha relación entre la PSV y la frecuencia de las inversiones geomagnéticas.

## Referencias

**Almeida, F.F.M.**, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil, *Rev. Bras. Geocienc.*, **16**, 325-349, **1986**.

**Almeida, F.M.**, Carta Geológica do Concelho Lisboa, 1:10000, *Serviços Geológicos de Portugal. 1: 10000., 4 sheets.*, **1986**.

**Almeida, F.F.**, Síntese sobre tectónica da bacia do Paraná, *Actas do 3º Simposio Regional de Geología*, **1**, 1-20, **1981**.

**Alva-Valdivia L.M.**, Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J., Riisager J., Riisager P., Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications., *Phys. Earth Planet. Inter.* **138**, 183-196, **2003**.

**Amaral, G.**, Cordani, U.G., Kawashita, K. y Reynolds, J.H., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **30**, 159-189, **1966**.

**Anderson, D. L.**, Superplumes or supercontinents?, *Geology*, **22(1)**, 39-42, **1994**.

**Anderson, D. L.**, T. Tanimoto, y Y. Zhiang, Plate tectonics and hotspots: the third dimension, *Science*, **1992**.

**Brandt, D.**, Hartmann, G.A., Yokoyama, E., Catelani, E.L., Trindade, R.I.F., Paleointensity data from Early Cretaceous Ponta Grossa dikes (Brazil) using a multisample method, *Earth, Planets Space.*, **61**, 41-49. **2009**.

**Bellieni G.**, P. Comin-Chiaromonte, L. S. Marques, A. J. Melfi, E. M. Piccirillo, A. J. R. Nardy, y A. Roisenberg., High- and low-Ti flood basalts from the Parani plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, **150**, 272-306, **1984**.

**Biggin, A. J.**, D. J., van Hinsbergen, C.G. Langerais, G.B. Straathof, y M.H.L., Deenen, Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic, *Physics Earth Planet. Int.*, **169**, 3-19, **2008**.

**Biggin, A.J.**, y Thomas, **D.N.**, Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics, *Geophys. J. Int.*, **152**, 392-415, **2003**.

**Bossi, J.**, Geología del Uruguay. II., Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 411 pp, **1966**.

**Cande, S. C.**, y, D. V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, **1995**.

**Carlos, D. U.**, F.B. Ribeiro, A. R. Saad, y S. H. Araújo Nicolai, Radioactivity distribution in some Permian sediments from the Iratí and Corumbataí Formations of the Paraná Basin, Southeastern Brazil, *Appl Radiat Isot.*, **60**:63-77, **2004**.

**Cervantes S. M.**, A. Goguitchaichvili, L. Sánchez Bettucci, R. Ruiz, M. Calvo-Rathert, V. Ruiz-Martinez, R. Soto, y L. Alva-Valdivia, Paleomagnetism of early cretaceous Arapey formation (Northern Uruguay), *Studia Geophysica et Geodaetica*, **2010**.

**Casero, P.** y F. C. Ponte,. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências*, PETROBRAS, **11**: 1–18, **1997**.

**Coe, R.S.** y Glatzmaier, G.A., Symmetry and stability of the geomagnetic field, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L2131. **2006**

**Coe, R. S.**, S. Grommé, y E. A. Mankinen., Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low., *J. Geophys. Res.*, **83**, 1740-1756, **1978**.

**Coe, R.S.**, The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thelliers method., *J. Geomagn. Geoelectr.*, **19**, 157-179, **1967**.

**Coe, R.**, Paleointensity of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks., *J. Geophys. Res.*, **83**, 1740-1756, **1967**

**Coffin, M.**, and O. Eldholm, Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences, *Rev. Geophys.*, **32**(1), 1-36, **1994**.

**Comin-Chiaramonti, P.**, G. Bellieni, E. M. Piccirillo, & A. J. Melfi., Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Parana basin (Brazil), in *Mesozoic Flood Volcanism from the Parana Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects*, edited by E.M. Piccirillo, and A. J. Melfi, pp. 47-72, IAG-USP, Sao Paulo, **1988**.

**Comin-Chiaramonti, P.**, Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale S., y Velásquez V.F., Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic

relationships with the associated Paraná flood tholeites, *Journal of Petrology*, **38**: 495-528, **1997**.

**Comin-Chiaramonti, P.**, Cundari, A., DeGraff, J.M., Gomes, C. B., Piccirillo, E.M., Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Paraná basin): geological, geophysical and geochemical relationships. *Journal of Geodynamics*, **28**, 375-39, **1999**.

**Courtillot, V.**, Bese, J., Magnetic field reversals, polar wander, and core-mantle coupling, *Science*, **237**, 1140-1147, **1987**.

**Cox, K.G.**, The Karoo Province, in *Continental Flood Basalts*, edited by I. D. McDougall, pp. 239-271, Kluwer., **1988**.

**Cox, A.**, Latitude dependence of the angular dispersion of the geo-magnetic field, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **20**, 253-269, **1970**.

**Cox, A.**, Research note: Confidence limits for the precision parameter, K, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **17**, 545-549, **1969**.

**Creer, K. M.**, Miller, J.A., & Gilbert S. A., Radiometric Age of the Serra Geral Formation. *Nature*, **207**: 282-283, **1965**.

**Daemon, R. F.**, and L. P. Quadros Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *Paper presented at 24 Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, Brazil, 1970*.

**Day, R.**, M. D. Fuller, and V. A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**, 260-267, (1977).

**De la Roche; H.**, Leterrier, J., Grandclaude, P., y Marchal, M., A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationship with current nomenclature, *Chemical Geology*, **29**, 183-210, **1980**.

**De Salvo, O. E.**, Contribución al Conocimiento Hidrogeológico de las Rocas Basálticas de la Formación Alto Paraná. *Presentado en el 1er. Simposio sobre Aguas Subterráneas y Perforaciones de Pozos en el Paraguay.*, Asunción, Paraguay, **1991**.

**Dobrovine, P.V.** y Tarduno, J.A., Late Cretaceous paleolatitude of the Hawaiian Hot Spot: New paleomagnetic data from Detroit Seamount (ODP Site 883), *Geoch. Geophys. Geosys.*, **5**, **2004**.



**Dunlop D. J.**, Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), Theoretical curves and tests using titanomagnetite data., *J. Geophys. Res.*, **107**, **2002**.

**Dunlop, D. J.**, and O.Özdemir, *Rock Magnetism Fundamentals and Frontiers.*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, **1997**.

**Erlank, A.J.**, Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.Mc.G., Hawkesworth, C.J., Betton, P.J. & Rex, D.C.. Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia, In: *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province. Geological Society of South Africa*, **13**, (Special Publication), **1984**.

**Ernesto, M.**, L.S. Marques, Piccirillo, E.M., Molina, N. Ussami, , P. Comin-Chiaramonti, & G. Bellieni, Paraná magmatic province Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *J. Volc. Geotherm. Res.* **118**, 15-36, **2002**.

**Ernesto, M.**, I. B. Raposo, L. Marques, P. Renne, L. Diogo, and M. Min., Paleomagnetism, geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Northeastern Paraná Magmatic Province., *J. Geodyn.*, **28**, 321–340, **1999**.

**Ernesto, M.**, Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Castillo, A.M.C. y Velazquez, J.C., Palaeomagnetic data from the Central Alkaline Province, eastern Paraguay, *Alkaline magmatism in Central-Eastern Paraguay*. University of Sao Paulo: 85-102. **1996**.

**Ernesto, M.**, I. G. Pacca, F. Y. Hyodo, and A. J. R. Nardy., Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **64**, 153-175, **1990**.

**Ernesto, M.**, Pacca, I.G., Paleomagnetism of the Paraná Basin flood volcanics, Southern Brasil. En: *Piccirillo, E.M., Melfi, A.J. (Eds.), The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophys. Aspects. IAG-USP Press, Sao Paulo, Brazil*, pp. 229-255. **1988**

**Evans, M. E.**, y **Heller, F.**, Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics, *Academic Press, International Geophysics Series*, **86**, 299, **2003**.

**Fariña, S.**, Uso Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní en la Región Oriental del Paraguay. *En Geología e Hidrogeología. SEAM – BGR*, **2**, 1-31, Brazil, **2009**.

**Féraud, G.**; Alric, V.; Fornari, M.; Bertrand, H. y Haller, M.,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction., *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, 83-96, **1999**.

**Ferreira, F.J.F.**, Integracao de dados aeromagnéticos e geológico: configuracao e evolucao tectónica do Arco de Ponta Grossa, *Thesis Sao Paulo University, Brazil*, **1982**.

**Fisher, N.I.**, T. Lewis, y B. J. J. Embleton, Statistical analysis of spherical data, *Cambridge University Press*, **1987**.

**Fisher, R.A.**, Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A.*, **217**, 295-305, **1953**.

**Fodor, R.V.**, Low- and high -TiO<sub>2</sub> flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and common mantle source, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 423-430, **1987**.

**Fulfaro, V.J.**, A.R. Saad, M.V. Santos y R.B. Vianna, Compartimentação e evolução tectonica da Bacia do Paraná, *Rev. Bras. Geocienc.* **12**, 590-611, **1982**.

**Geuna, S.E.**, Somoza, R., Vizán, H., Figari, E.G. y Rinaldi, C.A., Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **181**, 145-160, **2000**.

**Geuna, S.E.**, y Vizán, H., New Early Cretaceous palaeomagnetic pole from Córdoba Province (Argentina): revision of previous studies and implications for the South American database *Geophys. J. Int.*, **135**, 1085-1100, **1998**.

**Gidskehaug, A.**, Creer, K.M. y Mitchell, J., 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, *Geophys. J. Royal Astronomical Soc.*, **42**: 1-20, **1975**.

**Glatzmaier, G.A.**, Coe, R.S., Hongre, L. y Roberts, P.H., The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals, *Nature*, **401**, 885-890. **1999**.

**Glatzmaier, G. A.**, y P. H. Roberts., A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **91**, 63-75, **1995**.

**González M.**, N. Cubas, R. Pasig, Mapa Geológico de la República del Paraguay, esc. 1:1000000 – Hoja. Villarrica. *Texto explicativo, 20-76. ONU 1986*. Paraguay. **2001**.

**Goguitchaichvili, A.**, L. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales, y O. Ferreira-Lopes., On the Reliability of Mesozoic Dipole Low: New Absolute Paleointensity Results from Parana Flood Basalts (Brazil), *Geophys. Res. Letters*, **29**, 1655, **2002**.

**Goguitchaichvili, A.**, J. Urrutia-Fucugauchi y L. Alva-Valdiva, Mesozoic dipole low: Myth or reality?, *Eos, Trans., AGU*, **83**, 457-461, **2002**.

**Goguitchaichvili, A.**, Camps, P. y Urrutia-Fucugauchi, J., On the features of the geodynamo following reversals or excursions, *Phys. Earth Planet. Int.*, **124**, 81-93, **2001**.

**Goguitchaichvili, A.** y M. Prévot, Magnetism of oriented single crystals of hemo-ilmenite showing self-reversal of thermoremanent magnetization, *J. Geophys. Res.*, **105**, 2761-2781, **2000**.

**Granot, R.**, Tauxe, L., Gee, J. S. y Ron, H. A., View into the Cretaceous geomagnetic field from analysis of gabbros and submarine glasses, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **256**, 1-11. **2007**.

**Gubbins, D.** y Herrero-Bervera, E. (Editores)., Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, *Springer Dordrecht*, **2007**.

**Gubbins, D.**, The distinction between geomagnetic excursions and reversals, *Geophys. J. Int.*, **137**, F1-F3, **1999**.

**Gubbins, D.**, Geomagnetic polarity reversals: A connection with secular variation and core-mantle interaction?, *Reviews of Geophysics*, **32**, **1994**.

**Gubbins, D.**, y P. H. Roberts., Magneto-hydrodynamics of the Earth's core, en *Geomagnetism*, vol. 2, edited by J. A. Jacobs, Academic, San Diego, Calif., pp. 1-183, **1987**.

**Haggerty, S.E.**, Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, in *Oxides Minerals*, edited by D. Rumble, Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, **3**, 300 pp., **1976**.

**Harrington, H.**, Geología del Paraguay Oriental. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, *Contribuciones Científicas Serie E (Geología)*, **1**: 1-82, Buenos Aires, **1950**.

**Hawkesworth, C. J.**, K. Gallagher, S. Kelley, M. S. M. Mantovani, D. W. Peate, M. Regelous, y N. W. Rogers., Parana magmatism and the opening of the South Atlantic, en *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Spec. Publ. 68, edited by B. Storey, A. Alabaster, y R. Pankhurst, pp. 221-240, The Geological Society, London, **1992**.

**Heller, R.**, Merrill, R.T., McFadden, P.L. The variation of intensity of Earth's magnetic field with time, *Phys. Earth Planet. Int.*, **131**, 237-249, **2002**.

**Hoffman, K. A.** y M. Fuller., Transitional field configurations and geomagnetic reversal, *Nature*, **273**, 715-718, **1978**.

**Johnson, C. L.**, C. G. Constable, L. Tauxe, R. Barendregt, L. L. Brown, R. S. Coe, P. Layer, V. Mejia, N. D. Opdyke, B. S. Singer, H. Staudigel, y D. B. Stone., Recent investigations of the 0-5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows, *Geoch. Geophys. Geosyst.*, **9(4)**, **2008**.

**Knight, K.B.**, Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H. & Youbie, N., The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence from Morocco for brief, episodic volcanism, *Earth planet. Sci. Lett.*, **228**, 143-160, **2004**.

**Kuang, W.**, y J. Bloxham, An Earth-like numerical dynamo model, *Nature*, **389**, 371-374, **1997**.

**Laj, C.**, A. Mazaud, R. Weeks, M. Fuller, and E. Herrero-Bervera., Geomagnetic reversal paths., *Nature*, **351**, 447, 1991.

**Larson, R.L.**, Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume, *Geology*, **19**, 547-550, 1991.

**Larson, R.L.**, y P. Olson, Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 437-447, **1991**.

**Larson, R.L.**, y E. Erba, Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses, *Paleoceanography*, **14**, 663-678, **1999**.

**Love, J. J.**, Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions, *J. Geophys. Res.*, **103(B6)**, 12435–12452, **1998**.

**Lustrino, M.**, Gomes, C.B., Melluso, L., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti, E. & Tassinari, C.C.G., Early Cretaceous Magmatic Activity in Southeast Uruguay: Trace Element and Sr-Nd Isotopic Constraints, *Short papers IV south American Symposium on Isotope Geology, Salvador-Ba, Brazil, August 24–27*, pp. 596– 597, **2003**.

**Lustrino, M.T.**, Melluso, L., Brotzu, P., Gomes, C.B., Morbidelli, L., Muzio, R., Ruberti E. & Tassinari, C.C.G., Petrogenesis of the early Cretaceous Valle Chico igneous complex (SE Uruguay): Relationships with Parana-Etendeka magmatism, *Lithos*, **82**: 407-434, **2005**.

**Mantovani, M.S.M.**, Hawkesworth, C.J. y Basei, M.A.S., Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil., *Rev. Brasil. Geocienc.*, **17**, 263-268, **1987**.

**Mantovani, M.S.M.**, Marques, L. S., DeSouza, M. A., Civetta, L., Atealla, L. & Innocenti, F., Trace element and Strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil), *Journal of Petrology*, **26** 187-209, **1985**.

**Maluski, H.**, Coulon, C., Popo., M., Baudin, P.,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology, petrology and geodynamic setting of Mesozoic to early Cenozoic magmatism from the Benue Trough, Nigeria, *J. Geol. Soc.Lond.*, **152**, 311-326, **1995**.

**Martin, A. K.**, Hartnady, C. J. y Goodlad, S. W., A revised fit of South America and South Central Africa, *Earth Planet. Sci. Lett.* **54**, 293-305, **1981**.

**Marzoli, A.**, Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Duarte, Morais, L., Morais, E.A.A., Ricci, G., Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola) and relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province, *J. Geodynam.*, **28**, 341–356, **1999**.

**Marzoli, A.**, Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ar/Ar geochronology of Mesozoic continental basaltic magmatism, and the opening of the central, equatorial and southern Atlantic ocean. En: Penrose: *Volcanic Rifted Margins*, *Geology Dept., Royal Holloway*, University of London, p. 54, **2000**.

**Mena, M.**, Goguitchaichvili, A., Solano, M. C. y Vilas, J.F. , Paleosecular Variation and Absolute Geomagnetic Paleointensity Records Retrieved from the Early Cretaceous Posadas Formation (Misiones, Argentina), *Studia Geophysica Et Geodaetica*, **52**, 279-309, **2011**

**Mena, M.**, Orgeira, M.J. y Lagorio, S.L. Paleomagnetism, rock-magnetism and geochemical aspects of early Cretaceous basalts of the Paraná Magmatic Province, Misiones, Argentina, *Earth Planets Space*, **58**, 1283-1293, **2006**.

**McElhinny M. W.**, y P. L. McFadden, Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, *Geophys. J. Int.*, **131**, 240–252, **1997**.

**McFadden, P.L.**, Merrill, R.T., Asymmetry in the reversal rate before and after the Cretaceous normal polarity superchron, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **149**, 43-47, **1997**.

**McFadden, P. L.**, Merrill, R. T. McElhinny, M. W., y S. Lee., Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families., *J. Geophys. Res.*, **96**, 3923-3933, **1991**.

**McFadden, P. L.** and McElhinny, M. W., Classification of the reversal test in paleomagnetism, *Geophys. J. Int.* **103**, 725-729, **1990**.

**McFadden, P. L.** y McElhinny, M. W., The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 161–172, **1988**.

**McFadden, P.L.**, **Loves, F.J.**, The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **67**, 19-33, **1981**.

**Mena, M.**, A. Goguitchaichvili, M. C. Solano, and J. F. Vilas, Paleosecular variation and absolute geomagnetic paleointensity records retrieved from the Early Cretaceous Posadas Formation (Misiones, Argentina), *Studia Geophysica et Geodaetica*, **55**, 279-309, **2011**.

**Merrill, R.** y **McFadden, P.**, Geomagnetic polarity transitions, *Reviews of Geophysics*, **37**, 8755-1209, **1999**.

**Merrill, R. T.**, M. W. McElhinny, y P. L. **McFadden**, The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle., 531 pp., *Academic*, San Diego, **1996**.

**Merrill, R.T.**, **McFadden, P.L.**, Geomagnetic field stability: Reversal events and excursions, *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 57-69, **1994**.

**Milani, E. J.** y P. V. Zalán., An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America, *Episodes*, **22**, 199-205, **1999**.

**Muller R. D.**, J. Y. Royer, y L.A. Lawver., Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks., *Geology*, **21**, 275–278, **1993**.

**Mussa, D.**, R. G. Carvalho, y P. R. Santos., Estudo estratigráfico em ocorrências fossilíferas da Formação Irati de São Paulo, Brasil, *Boletim do Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo*, **11**, 142–149, **1980**.

**Muzio, R.**, Evolução petrológica e geocronologia do Maciço alcalino Valle Chico, Uruguai. *Unpublished PhD Thesis*, IGCE-UNESP, Rio Claro. 171 pp, **2000**.

- Néel, L.**, Some theoretical aspects of rock magnetism, *Phil. Mag. Suppl.*, **4**, 191-243, **1955**.
- Nishitani, T.** y Kono, M., Effect of Low-Temperature Oxidation on the Remanence Properties of Titanomagnetites, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **41**, 19-38, **1989**.
- Oelofsen, B. W.** and D. C. Araújo.,Paleoecological Implications of the Distribution of Mesosaurid Reptiles in the Permian Irati Sea (Paraná Basin), South America, *Rev. Bras. Geociências.*, **13**, 1-6, **1983**.
- O'Connor, J.M.** y Duncan, R.A., Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise hot spot system: implication for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.* **95**, 17475-17502, **1990**.
- Olson, P. L.**, Geomagnetic polarity reversals in a turbulent core.,*Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 260-274, **1983**.
- Opdyke, Neil D.**, Channell J., Magnetic stratigraphy, *Academic Press*, **1996**.
- Özdemir, Ö.** y Dunlop D.J., Single-domain like behaviour in a 3mm natural single crystal of magnetite, *J. Geophys. Res.*, **103**, 2549-2562, **1998**.
- Özdemir, Ö.** y Dunlop, D., Chemico-Viscous Remanent Magnetization in the Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> System, *Science*, **243**, 1043-1047, **1989**.
- Özdemir, Ö.**, Inversion of titanomaghemites., *Phys. Earth Planet. Inter.*, **65**, 125-136, **1987**.
- Peate, D.W.**, Hawskesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M., Mantle Plumes and flood basalts stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18** 1223-1226, **1990**.
- Peate, D.W.**, The Paraná-Etendeka Province. In: J Mahoney & M Coffin (eds), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism, *AGU Geophysical Monograph*, 100, 217-245, **1997**.
- Petri, S.**, Fulfaro, J.V., Geologia do Brasil. São Paulo, *Edusp.*, **1983**.
- Piccirillo, E.M.** y Melfi, A.J.,The Mesozoic flood volcanism from the Paraná basin (Brazil), Petrogenetic and geophysical aspects, *Iag-Usp, São Paulo, Brazil*, 600 pp., **1988**.
- Pinto, I. D.** y K. Adami-Rodrigues., Pygocephalomorph Crustacea. New data and interpretations, with emphasis on Brazilian and South African forms, *Pesquisas*, **23**, 41-50, **1996**.

**Pinto, V.M.**, L A. Hartmann, W. Wildner, T. Theye, y H J. Massone., Hydrothermal Origin of Native Copper Mineralization in Paraná Flood Basalts, Southern Brazil, paper presented at *Semana Acadêmica dos Alunos de Pósgraduação em Geociências, UFRGS*, Porto Alegre, Brazil, **2006**.

**Prévot, M.**, y P. Camps., Absence of preferred longitude sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals., *Nature*, **366**, 53-57, **1993**.

**Prévot, M.**, Derder, M., McWilliams, M. M., y Thompson, J., Intensity of the Earth's magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**,129-139, **1990**.

**Prévot, M.**, R. S. Maininen, S. Grommé, y A. Lecaille., High Paleointensities of the Geomagnetic Field From Thermomagnetic Studies on Rift Valley Pillow Basalts From the Mid-Atlantic Ridge., *J. Geoph. Res.*, **88**, 2316-2326, **1983**.

**Prévot, M.**, E. Mattern.,P. Camps, y M. Daignieres, Evidence for a 20° tilting of the Earth's rotation axis 110 million years ago, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**, 517-528, **2000**.

**Putzer, H.**, Geologie von Paraguay. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Gebrüder Borntraeger., Berlin, **1962**.

**Raposo, M.I.B.**, Ernesto, M. y Renne, P.R., Paleomagnetism and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **108**, 275-290, **1998**.

**Raposo, M.I.B.** y M. Ernesto., An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossadykes (Brazil): implications for the South America Mesozoic APWP, *J. Geophys. Res* ,**100**, 20095-20109, **1995**.

**Raymond, H.**, Motions of the Earth's Core and Mantle, and Variations of the Main Geomagnetic Field, *Science*, **157**, 55-56, **1967**.

**Readman, P. W.** y **O'Reilly, W.**, Magnetic properties of oxidized (cation deficient) titanomagnetites (Fe, Ti)<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, *J. Geomag. Geoelect.*, **24**, 69-90, **1972**.

**Regelous, M.**, Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil, *PhD thesis, Open University*, **1993**.



**Renne, P.R.**, Decart, K.; Ernesto, M.; Féarud, G. y Piccirillo, E.M., Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**, 199–212, **1996**.

**Renne, P.R.**, Ernesto, M., Pacca I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prévot M. y Perrin M., The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary, *Science* **258**, 975-979, **1992**.

**Renne, P.**, J. M. Glen, S. C. Milner, y A. R. Duncan., Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa, *Geology*, **24**, 659-662, 1996.

**Roberts, P. H.**, Dynamo theory, in *Mathematical Problems in the Geophysical Sciences.*, edited by W. H. Reid, p. 129–206, *Am. Math. Soc.*, Providence, R., **1971**.

**Rocha-Campos, A.C., Santos, P.R., Canuto, J.R.**, Sedimentology and stratigraphy of the Gondwana sequence in São Paulo State, *Gondwana Symposium, 7th., Excursion B2 Guide Book, Instituto de Geociências, USP*, **1988**.

**Rohn, R.**, The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress, paper presented at Workshop Problems in the Western Gondwana Geology, South America-Africa correlations: Du Toit revisited., Gramado, Brazil. **2007**.

**Santos R.V.**, P. A. Souza, C. J. S. Alvarenga, E. L. Dantas, M. M. Pimentel, C. G. Oliveira, L. M. Araújo., Shrimp U–Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil, *Gondwana Research.*, **2006**.

**Somoza, R. y Zafarana, C.B.**, Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **271**, 267-277. **2008**.

**Stein, M.**, and A.W.Hofmann., Mantle plumes and episodic crustal growth, *Nature*, **372**, 63-68, **1994**.

**Stewart, K.**, Turner, S., Kelley, S., Hawkeswoth, C., Kirstein, L. & Mantovani, M., 3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **143**, 95-109, **1996**.

**Tamrat, E.**, y M. Ernesto., Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná basin., Brazil, *J. Geodynam.*, **28**, 419-437., **1999**.

**Tarduno, J. A.**, Cottrell, R. D. y Smirnov, A. V., The Cretaceous superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder, *PNAS*, **99**, 14020-14025, **2002**.

**Tarduno, J.A., Cottrell, R.D., Smirnov, A.V.**, High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals, *Science*, **291**, 5509 **2001**.

**Tauxe, L.** y Staudigel, H., Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5**, **2004**.

**Tauxe, L.** y Hartl, P., 11 million years of Oligocene geomagnetic field behavior, *Geophys. J. Int.*, **128**, 217-229. **1997**.

**Tauxe, L.**, Mullender, T.A.T., y Pick, T. Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.*, **95**, 12337-12350, **1996**.

**Tauxe, L.**, Sedimentary records of relative paleointensity: Theory and practice, *Rev. Geophys.*, **31**, 319-354, **1993**.

**Thiede, D. S.** y P. M. Vasconcelos.,Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results.,*Geology*, **38**(8), 747–750., **2010**.

**Turner, S** y Hawkesworth, C.,The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, **120**: 295-314, **1995**.

**Thellier, E.** y O. Thellier., Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique., *Ann. Géophysique*, **15**, 285-376, **1959**.

**Thellier, E.** y Thellier, O., Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d'Auvergne., *Ann. Geophys.*, **1**, 37-52, **1944**.

**Turner, S.P.**, Kirtein L.A., Hawkesworth, C.J., Peate D. W., Hallinan S., Mantovani M.S.M., Petrogenesis of an 800m lava sequence in eastern Uruguay: insights into magma chamber processes beneath the Paraná flood basal province. *Journal Geodynamics*, **28**, 471-487, **1999**.

**Turner, S.**, Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth., C.J., y Mantovani M.S.M., Magmatism and Continental break up in the South Atlantic: High precision  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  Geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, 333-348, **1994**.

**Vink, G.**, Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions, *J. Geophys. Res.*, **87**, B13, **1982**.

**Wilson, T.R.S.**, The deep ocean disposal of carbon dioxide, *Energy Conver. Mgmt.*, **33** 627-633, **1992**.

**Zijderveld, J.D.A.**, A.C. demagnetization of rocks: analysis of results., *Methods in Paleomagnetism. Elsevier*, **1967**.