



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DETERMINACIÓN DEL VALOR ABSOLUTO
DE LA INTENSIDAD DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO
SOBRE LAS FORMACIONES CRETÁICAS
DEL HEMISFERIO SUR

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A
FREDY RUBEN CEJUDO RUIZ

ASESOR DE TESIS:

DR. AVTANDYL GOGICHAISHVILI

MEXICO, D.F.

DICIEMBRE 2008



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.



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Ciudad Universitaria

C.P. 04510 México, D.F.

Deleg. Coyoacán

Of. No. PCT/ELFM/1349/8

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

RUBEN FREEDY CEJUDO RUIZ

Estudiante de Doctorado

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 28 de octubre del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado *Determinación de intensidad geomagnética absoluta sobre las formaciones volcánica mezozoicas*. Así mismo ratificó al Dr. Avto Goguichaisvili como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Jesús Sole Viñas

Dra. Joann M. Stock

Dr. Avto Goguichaisvili

Dra. Leda Sánchez Betucci

Dr. Bernard Henry

Presidente

Vocal

Secretario

Suplente

Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 5 de noviembre de 2008.

COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ

ELFM'achg

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por cobijarme en mis estudios.

Agradezco enormemente al Dr. Avto Goguichaisvili por el apoyo que me brindo al realizar esta tesis.

Agradezco a la Dra. Ana María Soler, por haberme motivado en el estudio de las ciencias de la Tierra.

Agradezco a mi comité tutorial conformado por el Dr. Avto Goguichaishvili, Dr. Luis Alva Valdivia y Dr. Jaime Urrutia Fuccugauchi, por el apoyo y sugerencias que me brindaron en la realización de este trabajo.

Agradezco a mis revisores de Tesis: Dr. Jesús Sole Viñas, Dra. Joann M. Stock, Dr. Avto Goguichaishvili, Dra. Leda Sánchez Betucci, Dr. Bernard Henry, por sus comentarios y sugerencias sobre este manuscrito.

Agradezco a los técnicos del laboratorio de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica: Ing. Antonio González Rangel, Martín Espinoza, Víctor Hugo, Jorge y Lorenzo Pérez, por su apoyo y amistad que me brindaron durante mi estancia en el Instituto.

Mi agradecimiento al Posgrado de Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, por las facilidades y apoyo que me brindó durante la realización de mis estudios

Agradezco a la M. en C. Maria Ceja Rodríguez y al Dr. Mouloud Benammi, por sus sugerencias y comentarios sobre esta tesis.

Agradezco a mis amigos del Instituto de Geofísica: M en C. Jorge Francisco Rivas, M. en C. Ana Mendoza, M. en C. Gabriel Vázquez y M. C. Elia Escobar, por su apoyo y amistad.

Agradezco a mis padres y a mi hermana, por su apoyo, cariño.

Agradezco a mi esposa Olga Rodríguez, por el apoyo, cariño y paciencia que me ha brindado durante todo este tiempo.

Agradezco a mis hijos Rodrigo y Cinthia por su cariño y motivación que me brindan.

Agradezco al apoyo que me brindo el CONACYT mediante el financiamiento 54957, 204955 y 42661, durante mis estudios de Doctorado, a la UNAM mediante el apoyo UNAM DGAPA IN-102007, a CSIC (Consejo Sectorial de Investigación Científica), Universidad de la República, y FCE-8255 (Uruguay), para la publicación de artículos.

Índice

Resumen.....	1
Introducción.....	2
Capítulo 1.- Paleointensidad Absoluta Geomagnética: Variación a Largo Plazo y Aspectos Metodológicos	11
1.1. Base de datos de IAGA.....	11
1.2. Variación a Largo Plazo y el problema de El Bajo Dipolo del Mesozoico.....	19
1.3. Aspectos Metodológicos.....	22
Capítulo 2. Campo Volcánico de Sierra Chica de Córdoba (Argentina).....	30
2.1. Marco Geológico General.....	30
2.2. Estudios paleomagnéticos previos.....	33
2.3. Justificación.....	35
2.4. Detalles de muestreo y determinación de edades.....	37
2.5. Determinación de la Intensidad Absoluta y selección de muestras.....	40
2.6. Experimentos de Paleointensidad.....	44
2.7. Resultados y discusión.....	48
Capítulo 3. Diques de Ponta Grossa (Sur de Brasil).....	52
3.1. Marco Geológico General.....	52
3.2. Justificación.....	54
3.3. Detalles de muestreo y edades disponibles.....	55
3.4. Selección de muestras para los experimentos de paleointensidad de Thellier.....	57
3.5. Mediciones de paleointensidad.....	61
3.6. Principales Resultados y Discusión.....	62
Capítulo 4. Formación Cretácica Arapey (Uruguay): Provincia Magmática de Paraná.....	66
4.1. Marco Geológico.....	66
4.2. Justificación.....	71
4.3. Detalles de muestreo.....	72
4.4. Magnetismo de Rocas.....	75
4.5. Paleointensidad.....	79
4.6. Resultados y Discusión.....	81
Conclusiones	87
Referencias.....	91
Anexos.....	104

Índice de Figuras

Fig. 1	Distribución de VDM entre a) 0 y 10 Ma, b) 10 y 320 Ma.....	4
Fig. 2	Distribución de datos de paleointensidad obtenidas en análisis de Thellier.....	6
Fig. 3	Evolución de los VDMs y VADMs para 0-160 Ma.....	7
Fig. 4	Base de datos de Paleointensidad.....	13
Fig. 5	Abreviatura de los métodos de paleointensidad utilizados en la base de datos de IAGA.....	14
Fig. 6	Distribución del número de publicaciones por año de datos de paleointensidad.....	15
Fig. 7	Distribución acumulada del número de publicaciones, número de unidades y número de paleointensidades estimadas por año.....	15
Fig. 8	Distribución del número de unidades como una función del método de paleointensidad para diferentes años.....	16
Fig. 9	Distribución geográfica de los datos de paleointensidad.....	18
Fig. 10	Distribución de edades para datos globales de paleointensidad.....	19
Fig. 11	El Momento Virtual Dipolar promedio (VDM) y Momento Virtual Dipolar Axial para 160-5 Ma.....	20
Fig. 12	Diagrama esperado del experimento de paleointensidad de Thellier.....	26
Fig. 13	Reconstrucción de Gondwana.....	31
Fig. 14	Mapa esquemático de la Sierra Chica de Córdoba.....	38
Fig. 15	Edades promedio de K-Ar para la formación volcánica Sierra Chica de Córdoba.....	39
Fig. 16	Propiedades de magnetismo de rocas de muestras seleccionadas para determinación de paleointensidad.....	43
Fig. 17	Diagramas representativos de NRM-TRM y diagramas ortogonales para muestras de Córdoba.....	46
Fig. 18	Evolución de la selección de VDMs y VADMs para 80 a 130 Ma.....	50
Fig. 19	Mapa de la provincia magmática de Paraná-Etendaka.....	53
Fig. 20	Mapa Geológico de los enjambres de diques de Ponta Grossa.....	54
Fig. 21	Mapa geológico simplificado del sureste de Brasil.....	56
Fig. 22	Diagrama vectorial ortogonal de desmagnetización de AF y T.....	58
Fig. 23	Curvas de susceptibilidad contra temperatura.....	59
Fig. 24	Ejemplo típico de diagramas de histéresis.....	60
Fig. 25	Parámetros de histéresis a temperatura ambiente.....	60
Fig. 26	Diagrama representativo de NRM-TRM y diagramas ortogonales de los diques de Ponta Grossa.....	63
Fig. 27	Resumen de los momentos dipolares virtuales versus edad.....	64
Fig. 28	Localización de la cuenca de Paraná.....	66
Fig. 29	Mapa geológico general de la Provincia Mágica de Paraná en Brasil.....	68
Fig. 30	Estructuras tectónicas que afectan y rodean la cuenca de Paraná.....	70
Fig. 31	Distribución geográfica de los Basaltos de Paraná.....	74
Fig. 32	Diagrama de desmagnetización térmica y campos alternos de Paraná.....	77
Fig. 33	Curvas de susceptibilidad versus temperatura e histéresis de Paraná.....	80
Fig. 34	Diagramas representativos de NRM-TRM de Paraná.....	82
Fig. 35	Resumen de datos de momentos dipolares virtuales versus edad.....	85

Índice de Tablas

Tabla 1. Resultado de experimentos de K-Ar.....	40
Tabla 2. Resultados de paleointensidad de unidades volcánicas de Córdoba.....	47
Tabla 3. Selección de VDMs y VADMs para el periodo de 80 a 130 Ma.....	51
Tabla 4. Resultados de los diques de Ponta Grossa.....	65
Tabla 5. Resultados de paleointensidad de la Provincia Magmática de Paraná.....	85

Abreviaturas utilizadas

Ma	Millones de años
CNS	Superchron normal del Cretácico
MDL	Bajo Dipolo del Mesozoico
pTRM	Magnetización Termoremanente Parcial
NRM	Magnetización Remanente Natural
VDM	Momento Dipolar Virtual
VADM	Momento Dipolar Axial Virtual
K-Ar	Potasio Argón
IUGG	International Union of Geophysics and Geodesy
IAGA	Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía
PIDB	Base de datos Internacionales de Paleointensidad
TRM	Magnetización termoremanente
Fant	Campo antiguo
Flab	Campo de laboratorio
Th	Temperatura de bloqueo
μ T	micro Teslas
CRM	Magnetización remanente química
SD	Domino sencillo
MD	Multidominio
PSD	Pseudo domino sencillo
σ	Desviación estandar
M	Magnetización
Zo	Magnetización de la componente Z
M _{nm}	Intensidad de la magnetización remanente natural
MAD	Desviación Angular Máxima
SP	Super paramagnético
CHRM	Magnetización remanente características
f	Fracción de NRM utilizad en los cálculos de paleointensidad
q	Factor de calidad de Coe
g	Factor gab
PGDS	Diques Swarm de Ponta Grossa
PEP	Provincia de Parana-Etendaka
MRI	Magnetización Remanente Isotermal
VRM	Magnetización Remanente Viscosa
SGP	Formación de Sierra Geral
SPB	Sur de la provincia de Paraná
CPB	Centro de la provincia de Paraná
NPB	Norte de la provincia de Paraná
PFP	Flujos Basálticos de Paraná
SBG	Vidrio basáltico submarino
PEIP	Provincia Ígnea de Paraná-Etendaka

RESUMEN

Una mejor definición de la variación de los momentos dipolares geomagnéticos virtuales a largo plazo, requiere de más datos de paleointensidad. En el presente trabajo se ha aplicado el protocolo de Thellier modificado por Coe et al. (1978) para el estudio de diques basálticos con edad de 130.5 Ma (sureste de Brasil), de rocas volcánicas del Cretácico (136 a 122 Ma), de la Sierra Chica de Córdoba (Argentina) y de la Provincia Magmática de Paraná (norte de Uruguay).

Los resultados de paleointensidad geomagnética absoluta seleccionados, con edades entre 80 y 130 Ma, sugieren que la intensidad del campo geomagnético fluctúa antes y durante el Superchron Normal del Cretácico (CNS, por sus siglas en inglés), tiempo en que la polaridad magnética se mantiene estable. La paleointensidad promedio obtenida de las lavas de Córdoba concuerda claramente con los datos reportados de la provincia magmática de Paraná (133-132 Ma). Esto refuerza la hipótesis de la inestabilidad del “bajo dipolo del Mesozoico” (MDL siglas en inglés).

Los datos de paleointensidad de Paraná son tan altos y variables como aquellos del complejo ofiolítico de Troodos (Tauxe, 2006). La importante dispersión observada en nuestro estudio es similar a la encontrada recientemente por Granot et al., (2007) y parece tener un significado geomagnético. Globalmente, las paleointensidades del Cretácico temprano son bastante similares a los datos del cron Bruhnes. En este contexto, la hipótesis del MDL es definitivamente inapropiada.

INTRODUCCIÓN

El estudio de las variaciones del campo magnético registradas en las rocas, ha permitido conocer los cambios de polaridad ocurridos durante los pasados 160 millones de años. No obstante, existen otras características del campo que ha sido difícil establecer, tales como la magnitud. La intensidad del campo geomagnético medida en la superficie de la Tierra, es un potencial indicador de los procesos magnetohidrodinámicos que ocurren en el interior de la Tierra. Se cree que sus variaciones se deben a varios factores, tales como la transferencia del flujo de calor que cruza los límites núcleo-manto, núcleo interno-núcleo externo o dentro del propio núcleo externo. Debido a la variación de condiciones en que la Tierra ha evolucionado, puede especularse que la intensidad del campo magnético ha sido diferente en el pasado geológico.

A lo largo de varios años, los paleomagnetistas han reunido un registro de paleointensidad estudiando la magnetización de los flujos de lava distribuidos sobre la Tierra, con el fin de reconstruir los cambios de la intensidad del campo ocurridos en el pasado geológico (Goguitchaichvili et al. 2004; Thomas y Biggin, 2003; Macouin et al.2003). Durante el enfriamiento de lava y por debajo de la temperatura de Curie, los minerales magnéticos contenidos en los flujos preservan un registro magnético de la intensidad del campo. Sin embargo, los estudios de la paleointensidad absoluta están limitados considerablemente por su resolución temporal, debido al error de datación, así como por la calidad de las mediciones.

Para determinar la intensidad del campo magnético terrestre se han planteado un gran número de técnicas y procesos, de los cuales, el método de doble calentamiento

propuesto por Thellier y Thellier (1959) y su variante propuesta por Coe (1967), son quizá los más confiables. Ambos permiten un monitoreo individual de la muestra en el proceso de medición, pues las rocas son susceptibles a ser alteradas durante los calentamientos en el laboratorio. La aproximación para obtener la paleointensidad mediante la técnica desarrollada por Thellier y Thellier ha probado su buen funcionamiento en rocas ígneas de lavas históricas, ya que recupera la intensidad del campo conocido. En lavas más antiguas pueden existir alteraciones que afectan las mediciones, pero la modificación propuesta por Coe et al. en 1978, puede monitorear y detectar alteraciones que ocurren durante el proceso de obtención de paleointensidad

Para el estudio de la variación a largo plazo de la intensidad magnética, varios autores han sugerido dividir los datos disponibles en intervalos de tiempo, algunos de los cuales tienen pocas o ninguna determinación de paleointensidad. Los datos están compilados en la base de datos PINT02 (Perrin et al., 1998) que cubre aproximadamente 3000 Ma. Para su clasificación se han propuesto una serie de criterios. Algunos autores solo aceptan determinaciones mediante el método de Thellier con verificaciones y/o rocas con un cierto comportamiento magnético.

A continuación se mencionan algunos criterios utilizados para la selección de los datos (Thomas y Beggin, 2003):

- Que hayan sido obtenidos con el método de Thellier, con verificaciones positivas de pTRM (magnetización termorremanente parcial) y sin alteraciones.
- Que las determinaciones correspondan a una fracción grande de NRM es decir, alrededor de un tercio; que tenga un factor de calidad q de cinco o más y que la dirección de NRM sea lineal, estable y con dirección al origen (Coe et al., 1978).

- Que los VDMs y VADM (Momento Dipolar Axial Virtual) estén basados en más de nueve determinaciones sucesivas de tres unidades.
- Que el error de paleointensidad promedio sea menor o igual al 20%.
- No se consideran unidades de polaridad de transición.

Agrupando en un histograma los datos obtenidos mediante la técnica de Thellier, con edades entre 0-10 Ma, y 10-320 Ma (Fig. 1), se observa que hay un número considerable de mediciones para los VDM entre 0-10 Ma (Fig. 1a), y que el número de mediciones para tiempos más antiguos varían notablemente (Fig. 1b).

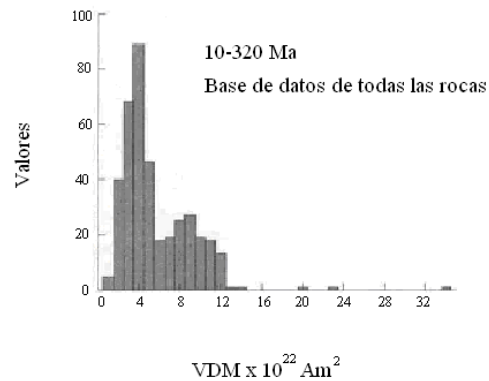
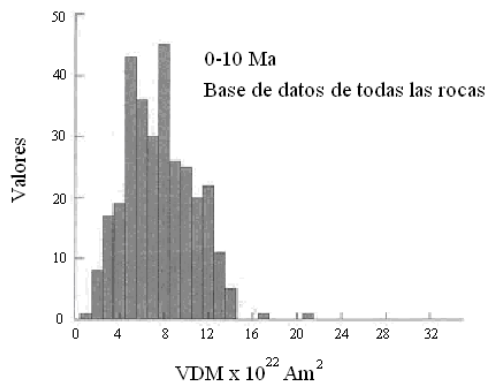


Fig. 1a

Fig. 1b

Fig. 1. Distribución de momentos dipolares virtuales obtenidos con el método de Thellier de todas las rocas formadas entre a) 0 y 10 Ma, b) 10 y 320 Ma (Tarduno y Smirnov, 2004).

A lo largo del tiempo se ha tenido un gran interés en la evolución de la intensidad del campo durante el Supercron del Cretácico (118-83 Ma). En este período de 35 Ma no se han encontrado cambios de polaridad. Cotrell y Tarduno (2000); Juárez et al. (1998) y Tarduno et al., (2001) sugieren que el período del Mesozoico estuvo caracterizado por un

"Bajo Dipolo" con un valor promedio de $3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (entre 180 y 120 Ma aproximadamente), y es aún tema de controversia entre varios paleomagnetistas (Gogutchichvili et al., 2002; Perrin y Shcherbakov, 1997; Prevot et al., 1989, 1990).

La resolución de la base de datos y la dispersión sobre todos los valores, restringen la posibilidad de observar a detalle la evolución de la intensidad del campo sobre la escala de tiempo, que va de unos pocos millones de años hasta períodos más antiguos (300 Ma) (Dormy et al., 2000; Selkin y Tauxe, 2000; Valet, 2003).

Los estudios de intensidad realizados en el Superchron Normal del Cretácico (SNC) con varios tipos de roca, han dado diversos resultados, algunos más o menos parecidos. Un ejemplo es el que reporta una intensidad de campo alta ($12 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), durante el SNC, obtenida por un análisis continuo de vidrios basálticos submarinos por Tauxe y Staudigel (2004). Haciendo una clasificación en donde sólo se consideran los datos obtenidos con el método de Thellier para una ventana de tiempo de 0 a 175 Ma, se observa una gran dispersión. Varios autores han intentado establecer alguna relación entre los datos, con algunos resultados alentadores (Fig. 2).

Recientemente se ha propuesto establecer una o algunas tendencias de la variación de la intensidad a largo plazo. Heller et al. (2002) proponen tres tendencias diferentes (Fig. 3). La primera sugiere una intensidad baja que ocurre durante casi todo el Mesozoico. La segunda, basada en cantidades iguales de vidrios basálticos submarinos y datos de basaltos, supone una intensidad baja y constante, que incluye enteramente el Superchron Normal del Cretácico (CNS). En contraste, Tarduno et al. (2002) y Tauxe y Staudigel (2004), sugieren que la intensidad del campo fue alta durante el CNS (tendencia 3).

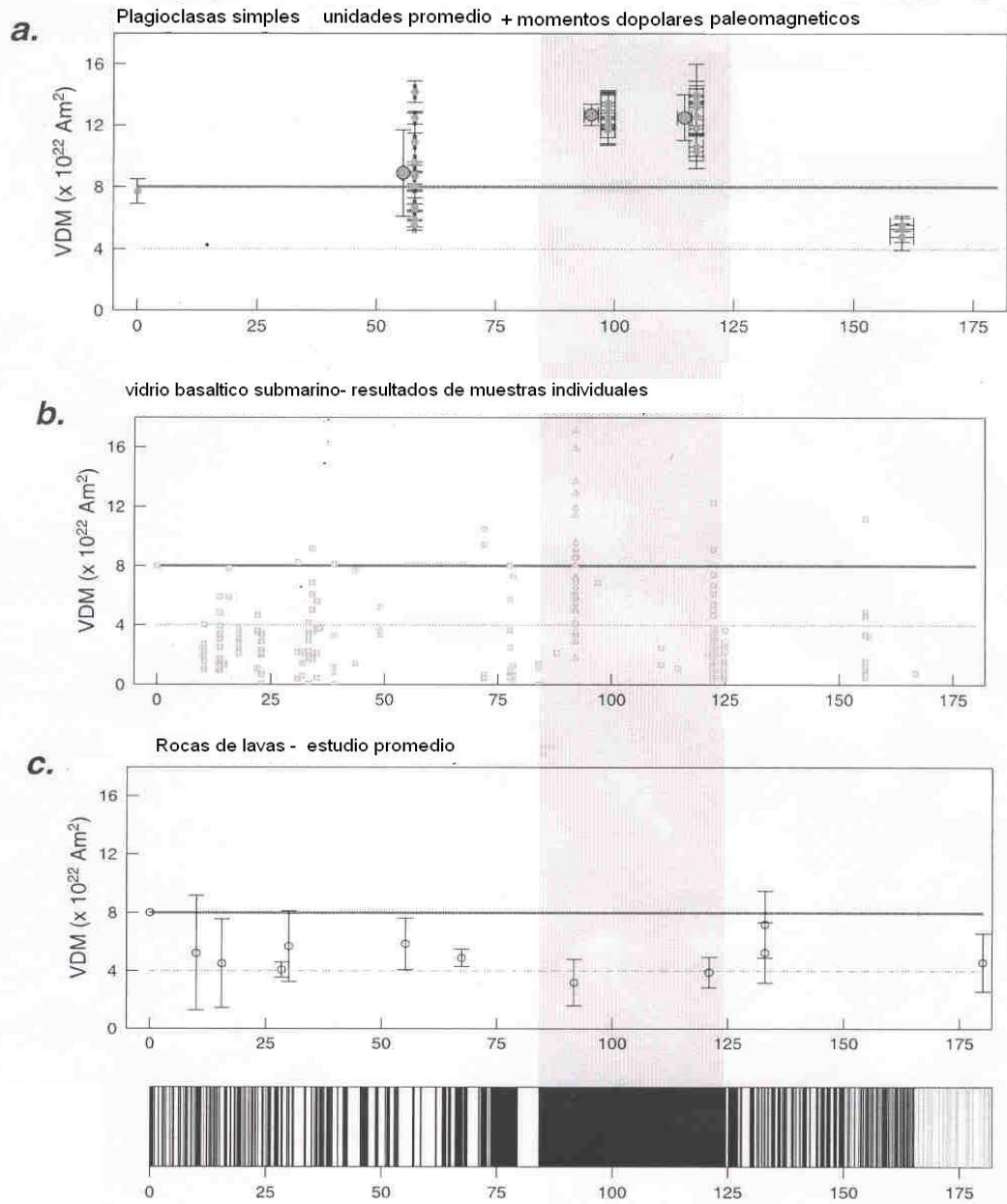


Fig. 2. Distribución de datos de paleointensidad obtenidas mediante análisis de Thellier usando diferentes registros naturales. (a) Cristales de plagioclasa simples (Tarduno y Cottrell, 2005). Los datos representan unidades promedio (círculos pequeños) y momentos dipolares paleomagnéticos (círculos grandes). (b) Vidrios basálticos submarinos (Tauxe y Staudigel, 2004). Los datos son resultado de muestras individuales (ver texto). (c) Muestras de basaltos. Los diagramas de datos representan estudios promedio siguiendo los criterios de Riisager et al. (2002) y menos de 9 determinaciones de tres unidades. El conjunto de datos graficados incluye 13-16 Ma (Prevot et al., 1985), ~28Ma (edad K-Ar) (Goguichaisvili et al., 2004), ~92 Ma (edad K-Ar) (Zhao et al, 2004), ~121 Ma (edad K-Ar) (Rixiang et al., 2001), 133 Ma (Goguichaisvili et al., 2002), 133 Ma (Kosterov et al., 1998), y 180 Ma (Kosterov et al., 1997).

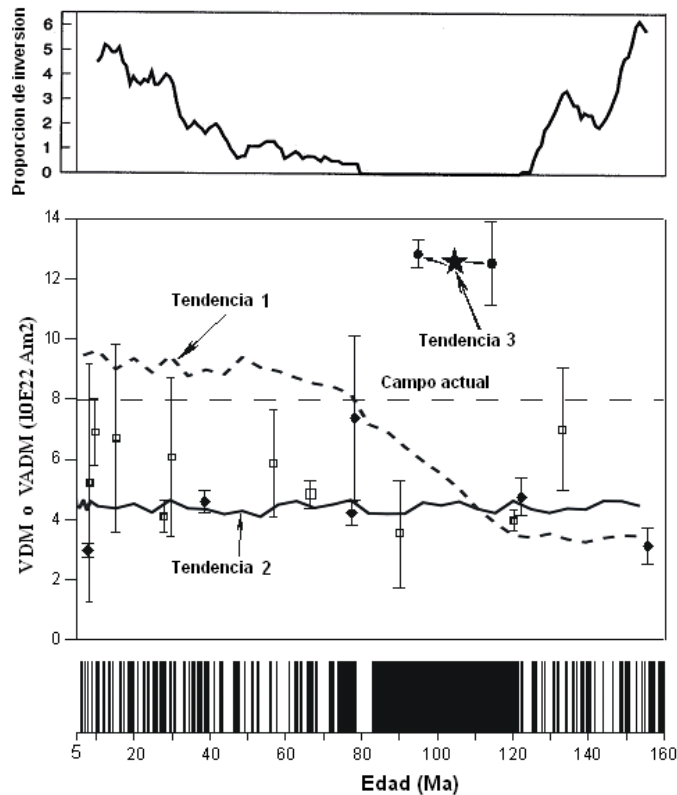


Fig. 3. Evolución de los momentos dipolares virtuales (VDMs) y momentos dipolares axiales virtuales (VADM) para 0-160 Ma (Goguitchaichvili et al., 2004). Los cuadros abiertos son VDM obtenidos de flujos de lava continental. Los diamantes son VADM promedios obtenidos de vidrios basálticos submarinos. Los círculos cerrados son VDM obtenidos de cristales simples de plagioclasa (Tarduno et al., 2002). También se muestra la escala de tiempo de polaridad geomagnética hasta 160 Ma y la proporción de inversión (basada en una ventana de 10 Ma). Se incorporan los diagramas esquemáticos de las tendencias propuestas (Heller et al., 2002). Sin embargo es necesario tener más datos disponibles de paleointensidad de buena calidad, para poder definir con claridad el comportamiento magnético a largo plazo y de esta manera poder establecer con precisión los procesos geodinámicos.

A pesar de más de 40 años de investigaciones en paleointensidad, la evolución temporal de la intensidad del campo geomagnético es aún poco conocida (Perrin y Scherbakov, 1997; Tanaka et al., 1995). La razón principal para esta incertidumbre es el número limitado de datos confiables disponibles: alrededor de 5 determinaciones por Ma entre 0-

10 Ma y menos que una por Ma entre 10 y 400 Ma. De acuerdo a los pocos datos confiables, solo pueden definirse rasgos a gran escala, como la pronunciada disminución del momento dipolar virtual terrestre (VDM) en el Mesozoico (Prévot et al., 1990), período durante el cuál la estructura del campo estuvo preservada (Perrin y Shcherbakov, 1997) al menos entre 160 y 120 Ma. Sin embargo, el término exacto de este período y el modo de transición entre los campos bajo (Mesozoico) y alto (Neógeno) no se conocen, principalmente a causa del número limitado de datos confiables disponibles para esos períodos. Por tanto se requiere obtener más datos para estas edades clave (Biggin et al., 2003; Gogutchiaichvili et al., 2004).

Otra parte clave se relaciona con la paleointensidad del CNS. Considerando la escala temporal de cambios de polaridad para los últimos 160 Ma, se observa que la mayoría de los intervalos de polaridad están en el rango de tiempo 0.1 a 1 Ma, en tanto que el CNS tiene una duración aproximada de 35 Ma (118-83 Ma según Cande y Kent, 1995). Esto sugiere que el CNS se produjo cuando la dínamo tenía dos estados fundamentales: uno de inversión y otro de no-inversión (McFadden y Merrill, 1995). Para α^2 y $\alpha\omega$ de los modelos de la dínamo, Larson y Olson (1991) encontraron que el campo geomagnético cesaría los cambios de polaridad si la amplitud de convección en el núcleo externo crecía arriba de un cierto límite. Ellos especularon que el CNS (i.e. estado de no-inversión de la geodínamo) correspondía a un período con fuerte convección en el núcleo externo de la Tierra. También predijeron la paleointensidad anormalmente alta durante el CNS. Por ello es importante contar con estimaciones confiables de paleointensidad del CNS para restringir la teoría del geodínamo y para proveer un medio de estudio de la evolución de la misma en períodos largos.

Obtener una paleointensidad confiable involucra un proceso muy cuidadoso. Solo las rocas volcánicas que satisfacen algunos criterios magnéticos especiales (Kosterov y Prevot, 1998) pueden usarse para ello. En las rocas sedimentarias, solo se pueden obtener paleointensidades relativas, aunque debido a problemas relacionados con la elección de los parámetros de normalización pueden dar resultados erróneos (Goguitchaichvili et al., 1999a). Pick y Tauxe (1993a, b), Juárez et al., (1998) y más recientemente Selkin y Tauxe, (2000) reportaron resultados de paleointensidad absoluta de excelente calidad técnica de basaltos submarinos, pero Goguitchaichvili et al., (1999b) mostró claramente que los resultados de buena calidad técnica no siempre tienen significado geomagnético, debiéndose tener cuidado con el material elegido para estas determinaciones. En muchos casos, las rocas volcánicas continentales que portan una magnetización termorremanente parecen ser las más adecuadas.

El determinar paleointensidades en América del Sur es crucial por dos razones:

1) la distribución geográfica dispar de estos datos en todo el globo (e.g. Tanaka et al., 1995). Particularmente hay muy pocos datos disponibles del hemisferio Sur, lo que impide análisis exactos de los cambios a escala fina en las características de variación paleosecular (Jacobs, 1994).

2) Las rocas volcánicas en Argentina, Uruguay, Paraguay y Brasil están ampliamente distribuidas y algunas de ellas cubren casi todo el CNS y parte del Mesozoico (Ej. Valencio y Vilas, 1970; Palmer et al., 1980; Ernesto et al., 1990; Goguitchaichvili et al., 2002; Geuna y Vizán., 1998).

Por lo expuesto anteriormente, en este trabajo hemos concentrado esfuerzos para aumentar nuestro conocimiento sobre paleointensidad absoluta, un parámetro

geomagnético que es más difícil de extraer de las rocas naturales. Ello contribuiría a resolver dos de los problemas geofísicos más importantes actualmente en debate. Primero, se obtendrán paleointensidades confiables pertenecientes al gran período del Mesozoico (160-120 Ma) para examinar la cuestión del campo inusualmente bajo conocido como “Bajo Dipolo Mesozoico”. Segundo, el estudio de la paleointensidad del Cretácico medio e inferior permitirá examinar teóricamente la predicción de campo anormalmente alto justo antes y durante el CNS.

Capítulo 1

Paleointensidad Absoluta Geomagnética: Variación a Largo Plazo y Aspectos

Metodológicos

1.1. Base de datos de IAGA

Para el estudio del campo magnético a corto, mediano o largo plazo, es necesario reunir los datos de intensidad magnética en una base de datos que sea lo más confiable posible. Desde la reunión de la IUGG (International Union of Geophysics and Geodesy) en Vancouver en agosto de 1987, el grupo de trabajo de Magnetismo de rocas y Paleomagnetismo de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) ha patrocinado el desarrollo de la base de datos global, cubriendo todos los aspectos del estudio paleomagnético (dirección, intensidad, transición de polaridad, variación secular) y los datos de magnetismo de rocas (M. Perrin y Schnepp, 2004).

A través del tiempo se han hecho esfuerzos para reunir los resultados en una base de datos global, entre ellos se encuentra la compilación realizada por Hideo Tanaka y Maseru Kono (Tanaka y Kono, 1994). Esta base de datos (PIDB) contiene un total de 1123 flujos promedio recuperados de 83 referencias publicadas hasta finales de 1991, tomadas de datos de paleointensidad de rocas volcánicas antiguas con una edad de 0.03 Ma. En 1995, la responsabilidad de mantener y poner al día la PIDB pasó de H. Tanaka y M. Kono a M. Perrin. Los datos en esta primera fase se encontraban en un código ASCII, y se estableció que la base de datos fuera lo más sencilla posible. En 1996 V. Scherbakov aumentó la base de datos con los resultados rusos (1340 unidades, 92 referencias) (Perrin y Shcherbakov, 1997). Posteriormente E. Schnepp contribuyó a la actualización de 0-5 Ma para la versión de 1998 de la PIDB (1692 unidades, 115 referencias), la cual está disponible (Perrin et al., 1998), y se puede utilizar en los

paquetes de cómputo actuales. Para la versión de 2003, se contaba ya con una base de datos que contiene 3128 unidades, 215 referencias.

Todas las versiones de la PIDB están disponibles en archivos Access Microsoft[®], Excel y ASCII vía [ftp://saphir.dstu.univ-montp2.fr/paleointdb/](http://saphir.dstu.univ-montp2.fr/paleointdb/) o a través de la home page de M. Perrin <http://ww.isteeem.univ-montp2.fr/PERSO/perrin/index.html> (Perrin y Schnepf, 2004). La última actualización de la PIDB está incluida en el paquete de la IAGA, en el apartado de la base de datos de paleointensidad en su sitio web del Centro de Datos Geofísicos Nacional <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/potfld/paleo.html>.

Para que una determinación de paleointensidad absoluta sea registrada en la base de datos de IAGA es necesario que sea tomada de rocas ígneas y la zonas de contacto, procurando que estos hayan sido publicados en una revista arbitrada. Todos los métodos de paleointensidad, así como todas las configuraciones de campo se toman en cuenta (normal, inversa, transición o incluso la de polaridad desconocida). También se introduce la paleointensidad derivada de rocas volcánicas jóvenes de 30K años. Pero se ha dejado de lado la introducción de paleointensidad que se refiere a tiempos arqueológicos, ya que estos datos son utilizados en otro tipo de análisis (Stenberg et al., 1997; Kovacheva, 1997; Genevey et al., 2003).

Una de las precauciones que se han de tener al utilizar la base de datos de paleointensidad, es que pudieron ocurrir alteraciones de las propiedades magnéticas de las rocas durante los experimentos de paleointensidad, que en su momento no fueron consideradas y sin embargo los resultados fueron reportados en esta base de datos. Algunos autores han propuesto algunos tipos de correcciones a estos datos (Ej. Tanguy, 1975; Burakov y Nachasova, 1985; Walton, 1991; McClelland y Briden, 1996; Valet et al., 1996), las cuales deben usarse con mucha precaución. En la mayoría de los casos la base de datos contiene datos no corregidos.

La base de datos puede ser consultada de tal manera que se pueden hacer varias clasificaciones, que van desde el tipo de roca, continente, determinación de la edad, método de determinación de la paleointensidad, todo en una base de datos de Acces de Microsoft, Fig. 4.

Paleointensity data form		
Site	SOH-4 Flow 001	Location
Lat	19.3	Rock Formation
Long	155.0	Age
Continent	Pacific Ocean	Directional analysis
Rock Group	Volcanic	Paleointensity analysis
Country	Hawaii	Rock magnetism
Rock Type	Basalt	Comments
Rock Formation	Lava Flow	Reference
Age	0	
Age error		
Age determination	Interpolated ages	
NDir	3	
Inc	36.8	
Dec		
kappa		
alpha95		
Pol	N	
NInt	2	
F	41.3	
dF	0.5	
dF %	1	
VDM	9.40	
Paleointensity method	Thellier, 1959 (ref 75)	
RockMagnetic experiments		
Comments	VADM: replace ref 106	
Authors	Lij, C., Kissel, C., Scao, V., Beer, J., Thomas, D.M., Guillon, H., Muscheler, R.	RefNo
		181
Title	Geomagnetic intensity and inclination variations at Hawaii for the past 98 kyr from core SOH-4 (Big Island): a new study and a comparison with existing contemporary data	Year
		2002
Journal	Phys. Earth Planet. Interiors	Vol
		129
Pages	205-243	

Fig. 4. Forma de los datos principales en la base de datos

La clasificación de los métodos de paleointensidad con la que cuenta la base de datos es variada, por ello se ha designado una clave dependiendo el método utilizado:

- Microondas (Mpp);
- Thellier (T+, T-, ST, ST+, TZ, Tv, M);
- Shaw (S, ST, ST+, SW);
- Van Zijl (Z, TZ, WZ, HeZ);
- Wilson (W, SW, WB, WZ);
- Otros (HeZ, ONR).

Abreviaturas usadas en la base de datos para los métodos de paleointensidad

Intntd	Método de paleointensidad	Numero de datos
HeZ	Petrova (Petrova et al., 1979; PIDB ref 5 8) and van Zijl	17
M	Multivectorial method (Yu and Dunlop, 2002; PIDB ref 200)	2
Mpp	Perpendicular microwave technique (Hill and Shaw, 1999; PIDB ref 174)	8
ONR	NRM/TRM	77
S	Shaw (Shaw, 1974; PIDB ref 158)	321
ST	Shaw and Thellier	71
ST+	Shaw and (Thellier with pTRM checks)	37
SW	Shaw and Wilson	6
T+	Thellier ((Thellier and Thellier, 1959; PIDB ref 75); (Coe, 1967; PIDB ref 216)) with pTRM checks (Prévot et al., 1985; PIDB ref 56)	1479
T-	Thellier (or Coe) without pTRM checks	858
Tv	Thellier corrected according to Valet (Valet et al., 1996; PIDB ref 142)	41
TZ	Thellier and van Zijl	32
W	Wilson (Wilson, 1961; PIDB ref 80)	32
WB	Wilson-Burakov (Burakov, 1978; PIDB ref 215)	28
WZ	Wilson and van Zijl	49
Z	van Zijl (van Zijl et al., 1962; PIDB ref 79)	70

Fig. 5. Abreviatura de los métodos de paleointensidad utilizados en la base de datos de IAGA.

La adquisición de datos de paleointensidad absoluta para la base de datos ha cambiado considerablemente en la actualidad, si se compara con aquellos tiempos de los primeros artículos de paleointensidad de Koenigsberger en 1938 y más tarde de Nagata en 1943. Luego en el año de 1959, Emile y Odette Thellier publicaron su trabajo clásico sobre la intensidad del campo magnético de la Tierra en tiempo histórico y geológico (Thellier y Thellier, 1959) y poco después de esta publicación la proporción de artículos de determinaciones de paleointensidad fue aumentando, llegándose a producir entre 3 y 4 publicaciones anuales (Fig. 6) correspondiendo a un promedio de 50 valores de paleointensidad por año (Fig. 7). Hacia 1999 se contaba con una proporción de 20 publicaciones por año (Fig. 6). En la actualidad el número de publicaciones se ha duplicado y el número de estimaciones por unidades también se ha incrementado significativamente (Fig. 7). No obstante, la adquisición de datos es lenta si se toma en cuenta el número de datos necesarios para promediar apropiadamente la variación secular, una condición necesaria para un análisis global significativo.

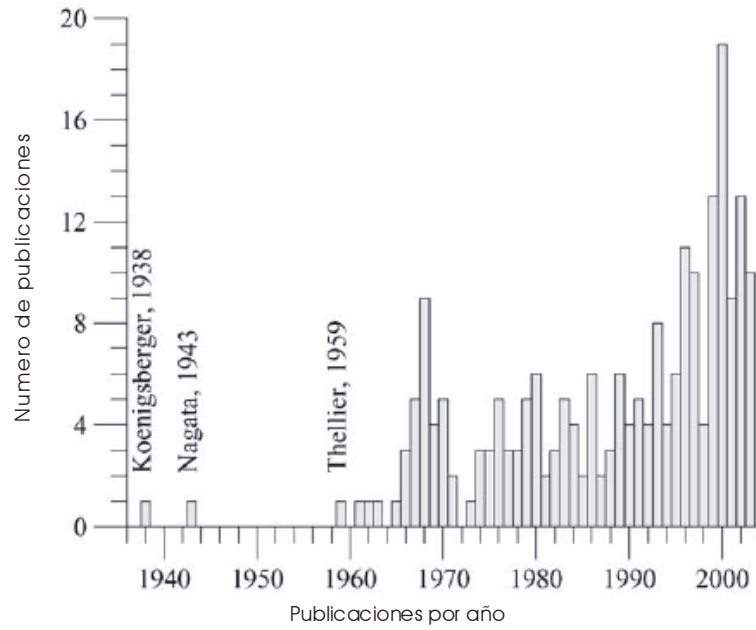


Fig. 6. Distribución del número de publicaciones con publicaciones por año

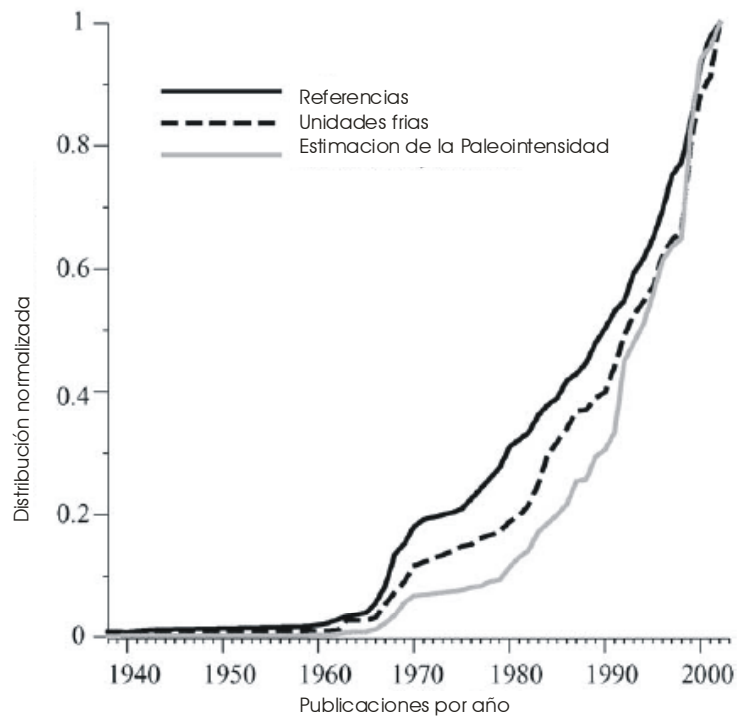


Fig. 7. Distribución acumulada del número de publicaciones, número de unidades y número de paleointensidades estimadas en publicaciones por año.

La dificultad de obtener estimaciones de paleointensidad precisas es evidente, ya que muchas de las técnicas consumen demasiado tiempo y la proporción de fallo es a

menudo muy alta, debido a la dificultad de encontrar rocas que se comporten bien durante el experimento de paleointensidad (Perrin, 1998). La renovación de los aspectos de interés teórico de la magnetización termoremanente (TRM) ha sido obvia en los años recientes, así como un gran número de publicaciones de paleointensidad que tratan los problemas metodológicos. Entre los métodos más socorridos para la determinación de la paleointensidad absoluta en las publicaciones actuales, destaca el método de Thellier con sus modificaciones. Todos los métodos de determinación de paleointensidad son subdivididos en tres grupos (A, B, C) en la base de datos de la IAGA (la distribución de los datos de paleointensidad de estos grupos se puede observar en la Fig. 8).

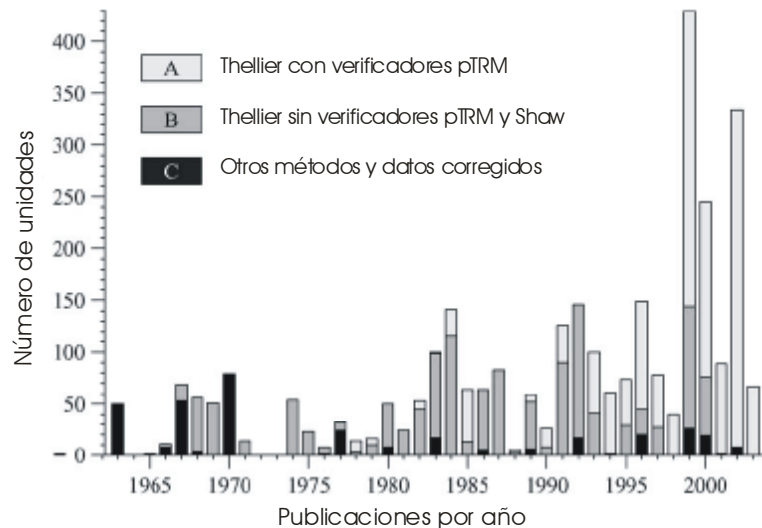


Fig. 8. Distribución del número de unidades como una función del método de paleointensidad usado por diferentes años o publicaciones

El grupo A, es el de la técnica de Thellier, en su versión original (Thellier y Thellier, 1959) o la versión modificada por Coe (1967) que acopla al método verificadores de pTRM (Ej. Prévot et al., 1985). El grupo B comprende la técnica de determinación de paleointensidad mediante la determinación de Thellier con verificadores de pTRM y estimaciones obtenidas con el método Shaw, en la versión original (Shaw, 1974), así como sus modificaciones (Kono, 1978; Rolph y Sahw, 1985). El grupo C corresponde a

todas las otras técnicas listadas en la Fig. 5. La técnica de microondas, que es el último método propuesto para la determinación de la paleointensidad (Walton, 1991; Hill y Shaw, 1999), está por el momento incluida en el grupo C debido a la incertidumbre teórica acerca de la equivalencia entre TRM y la TRM inducida por la microonda ($T_{M}RM$).

Por otra parte la distribución geográfica de los datos de la paleointensidad es extremadamente desigual (Fig. 9), especialmente la distribución latitudinal con 91% de los datos obtenidos del hemisferio norte, y alrededor del 80% de la banda latitudinal de 30°-90° N. Casi la mitad de los datos (45%) es de placas oceánicas (Océano Pacífico, Atlántico e Índico). La placa de Eurasia cuenta con 42% del conjunto de datos globales, América con 10%, África con 2% y Australia-Antártica con 1%. En las regiones de África, Australia-Antártica y Sudamérica, no se encuentran muchos datos de paleointensidad. Sobre la distribución temporal de resultados de paleointensidad (Fig. 10), el 96% de datos pertenecen al intervalo 0-400 Ma.

El campo magnético de la Tierra, ha sido trazado superficialmente a partir de los trabajos del geodínamo. Por lo tanto, el hecho de contar con una base de datos de paleointensidad confiable abrirá la posibilidad de entender mejor los procesos internos de la Tierra, y en especial las variaciones de la intensidad del campo magnético en tiempos geológicos. Por el momento el número de datos de paleointensidad y la distribución geográfica y temporal desigual hace difícil establecer alguna relación de la variación de la intensidad del campo a largo plazo (Selkin y Tauxe, 2000; Heller et al.; 2002).

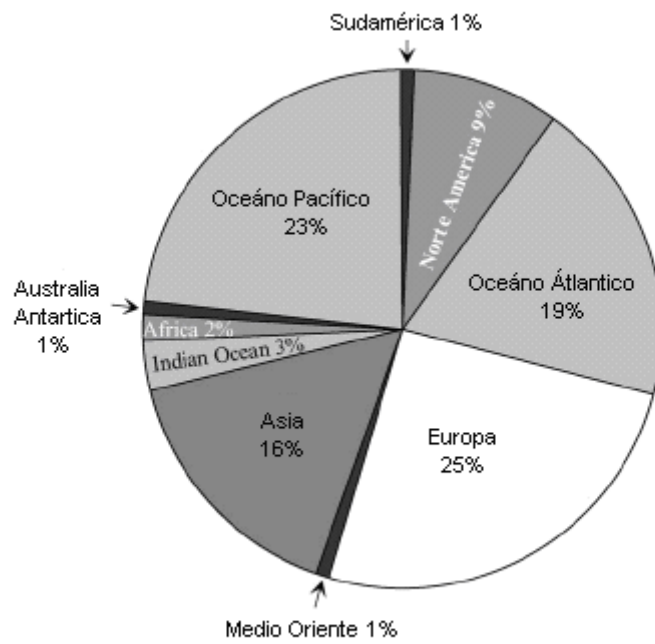
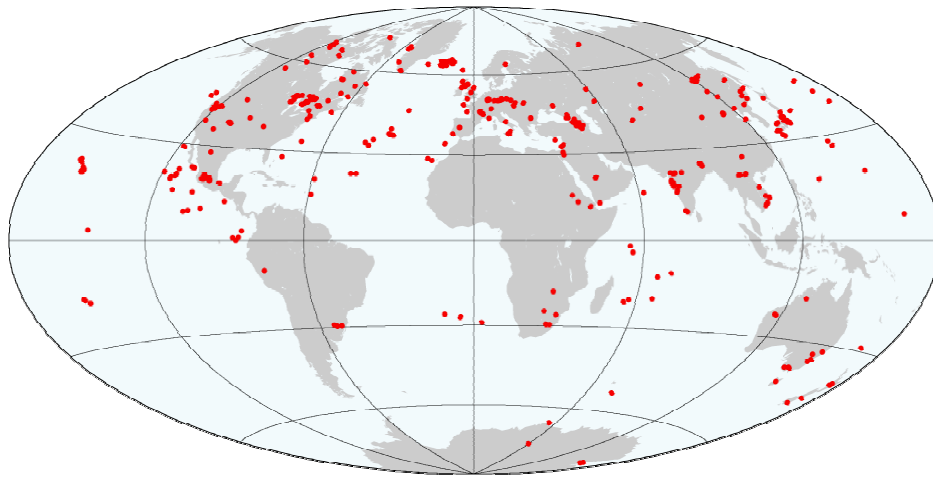


Fig. 9. Distribución geográfica de los datos de paleointensidad

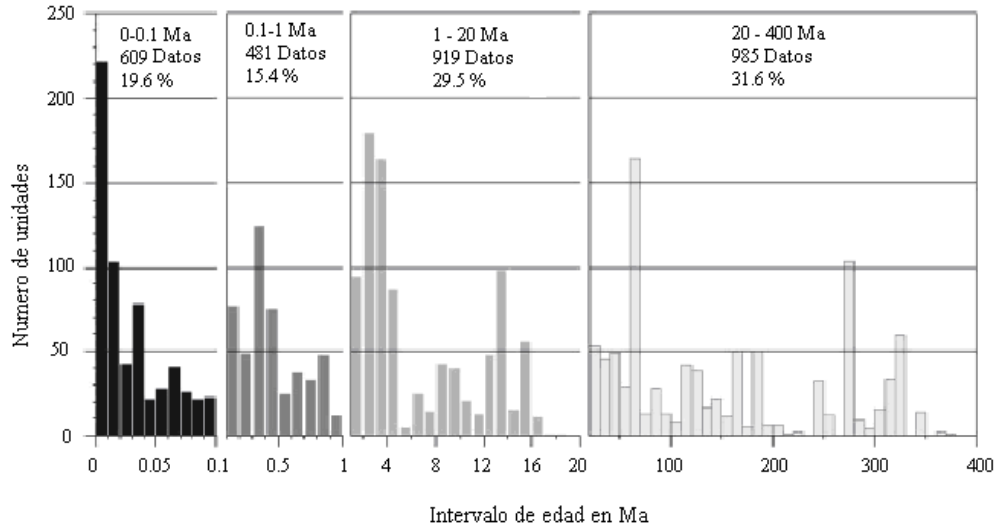


Fig. 10. Distribución de edades en el conjunto de datos globales de paleointensidad.

1.2. Variación a Largo Plazo y el problema del Bajo Dipolo del Mesozoico

El análisis de los datos disponibles del momento dipolar virtual (VDM por sus siglas en inglés), del campo geomagnético a través del tiempo geológico, ha estado sujeto a interesantes consideraciones, ya que el registro del VDM provee una llave para precisar el modelo del geodínamo. El hecho de contar con una base de datos de VDM nos permitirá conocer la evolución del geodínamo de la Tierra y su relación entre la variación de la polaridad geomagnética y la intensidad del campo con los procesos más internos del manto. No obstante, la escasez de registro de VDMs ha hecho difícil establecer esta relación. Varios autores han hecho esfuerzos para producir un registro detallado de VDMs [Beggin y Thomas, 2003; Heller et al., 2002; Riisager et al., 2002; Tarduno et al., 2001; Selkin y Tauxe, 2000]. El análisis de estos datos ha sido motivo de discusión. Se ha propuesto un período de al menos 50 Ma, conocido como Bajo Dipolo del Mesozoico (MDL), durante el cual el VDM parece haber tenido un valor de alrededor de un tercio del actual [Prévot et al., 1990]. Pero la validez de esta

característica ha sido cuestionada por Goguitchaichvili et al [2002a, b], ya que se encontraron valores por arriba del valor propuesto para el MDL.

En su análisis, Prevot et al [1990] no identificaron las edades para los extremos de MDL. Posteriormente Perrin y Shcherbakov [1997] realizaron un análisis estadístico, pero no pudieron distinguir entre dos períodos, ya que se encontraron con algunos valores altos entre un período de 260-120 Ma, concluyendo que el MDL no podría resultar de un muestreo insuficiente de campo. Esto refuerza la credibilidad del MDL como una verdadera característica del campo a largo plazo.

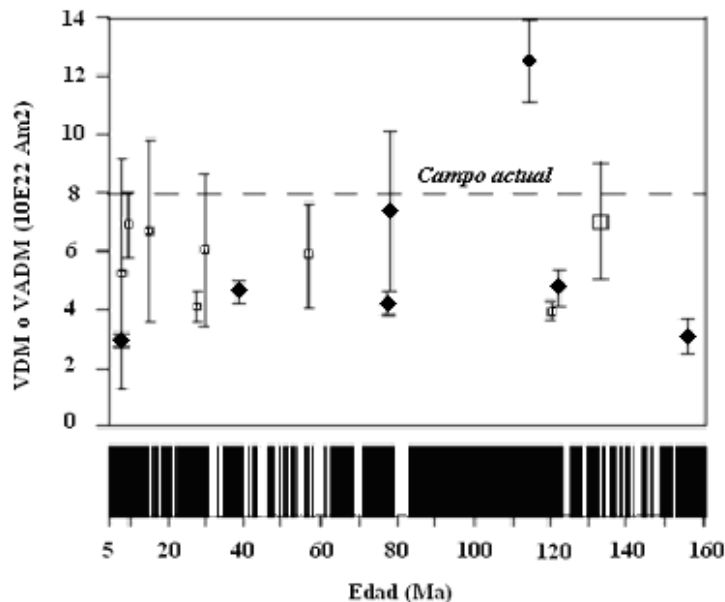


Fig.11. Momento Dipolar Virtual promedio (VDM) y Momento Dipolar Virtual Axial de 160-5 Ma (de Goguitchaichvili et al., 2002b). Los cuadros abiertos representan VDMs promedios de flujos de lavas continentales, los diamantes representan VADMs promedios de basaltos submarinos y los círculos cerrados representan un VDM promedio de cristales de plagioclasa simple. La porción de 160-5 Ma de la escala de tiempo de polaridad geomagnética se muestra en la base de la figura.

En estudios subsecuentes, Selkin y Tauxe [2000] solo aceptaron datos de paleointensidad derivados del método de Thellier con verificadores positivos de pTRM

por alteración térmica inducida en laboratorio (llamada estimación T+). Concluyeron que no había variación a largo plazo en el momento dipolar de 300 Ma-0.3 Ma. Consideran el campo dipolar durante el Mesozoico como un promedio más bien de baja intensidad. Análisis posteriores de una versión reforzada de la base de datos [Heller et al., 2002] concluyen que la existencia de un MDL no puede ser descartada de los argumentos estadísticos. Los estudios de Biggin y Thomas [2003] confirman que un bajo VDM existió por lo menos durante 50 Ma en el periodo 250-50 Ma, con un valor mínimo en ~170 Ma, pero que las edades extremas no se pueden precisar con los datos disponibles. La discusión de la existencia del Dipolo Bajo del Mesozoico, está basada en gran parte en la disponibilidad y criterios de selección de los datos. Mientras es esencial la eliminación de datos con poca calidad, también es importante sacarle el mayor provecho a los datos disponibles. Generalmente se está de acuerdo en que cualquier dato creíble debe satisfacer los criterios básicos relacionados a dataciones, inclinación paleomagnética, identificación de polaridad y técnica de paleointensidad. Los datos que cumplen con estos criterios llegan a una segunda fase de filtrado que varía dependiendo de los estudios.

Para los estudios de VDMs, algunos autores prefieren las estimaciones realizadas con cierto método. Otros prefieren basarse en criterios de propiedades magnéticas, mismos que han sido cuestionados por autores como Gogitchaichvili et al., (2002a); Riisager et al., (2002); Selkin y Tauxe (2000). Ellos no consideran apropiadas las estimaciones de paleointensidad realizadas sin el método T+, a pesar de que con ello se elimina ~80% de los datos del período de 400-10 Ma, pues los verificadores pTRM ponen de manifiesto las alteraciones ocurridas durante los experimentos de paleointensidad. No obstante, este método no advierte sobre efectos adversos resultado de tamaño de grano que no sea de dominio simple u otros problemas [Calvo et al., 2002, Heller et al., 2002;

Goguitchaichvili et al., 1999; Thomas et al., 2000], por lo que las estimaciones de paleointensidad adquirida usando el método T+ pueden no ser garantía de una medición confiable. Otros autores (e. g. Biggin y Thomas, 2003; Perrin y Shcherbakov, 1997) han optado por otro criterio de selección llamado filtrado de igual-consistencia. Éste parece ser superior al T+, porque acepta una alta proporción de datos (49% a diferencia del 20% aceptado en el período de 400-10 Ma).

Las discrepancias de criterios en la selección de datos tiene como consecuencia diferencias en los análisis de los VDMs. Cuando se utiliza el mayor número de datos se propone la existencia de un Bajo Dipolo del Mesozoico (MDL), pero cuando se seleccionan datos según el método de Thellier se duda de la existencia del mismo. Nuevos datos aportados por Goguchaisvili et al., (2002a, b) apoyan la inexistencia de un MDL, por lo que para poder confirmar o rechazar la hipótesis del MDL, es necesario tener un registro de datos de paleointensidad con edades confiables y que abarque más de 160 Ma.

1.3. Aspectos Metodológicos

El campo magnético es un vector caracterizado por dirección e intensidad. Las variaciones de las direcciones magnéticas expresadas en términos de cambios de polaridad, son mucho mejor conocidas que la intensidad. Por ejemplo: en la escala de polaridad geomagnética de los últimos 160 Ma, los rasgos generales de la polaridad magnética a través de tiempos geológicos están perfectamente identificados; en ellos se observa la existencia de un intervalo de polaridad normal en el Cretácico (120 a 80 Ma), conocido como el Superchron Normal del Cretácico (Cande y Kent 1995). Sin embargo, la identificación de patrones similares para la paleointensidad en el mismo intervalo de tiempo (160 a 80 Ma) ha sido más complicado, debido a la gran dificultad experimental

que se tiene para adquirir determinaciones de paleointensidad de manera confiable (Tauxe, 2006), pues existen más factores que afectan a la intensidad que a las direcciones de las rocas magnetizadas (Coe, 1967).

La intensidad absoluta del campo magnético es un parámetro importante en la investigación de la morfología y comportamiento del campo geomagnético, sin embargo la poca información y confiabilidad de datos hace difícil caracterizar al campo geomagnético (Riisager et al., 2002, Coe et al. 2000). Los primeros artículos sobre paleointensidad absoluta, y cuyos datos se pueden considerar confiables, fueron publicados después de 1959. Existieron intentos por medir la paleointensidad antes de 1959 por Koneigsberger (1938) y Nagata (1943) que presentaron ciertos inconvenientes pero sirvieron como base para la elaboración de métodos más confiables. En 1959, Emile y Odette Thellier publicaron su trabajo clásico sobre la paleointensidad del campo magnético terrestre en tiempos geológicos e históricos (Thellier y Thellier, 1959). Después las publicaciones sobre paleointensidad aumentaron, así como los métodos de determinación de paleointensidad y se pasó a una producción de entre 3 y 4 publicaciones por año, con un promedio de 50 valores de paleointensidad que han ido aumentando progresivamente (Perrin y Shnepp 2004).

Tomando los 3128 datos que había en el año 2003 en la base de datos de la IAGA, es aún difícil establecer condiciones significativas para un análisis global del campo geomagnético.

Muchas de las técnicas de paleointensidad consumen mucho tiempo en su proceso y la probabilidad de fallar son muy altas. El tiempo que lleva la medición de paleointensidad se debe a la búsqueda de rocas que tengan un comportamiento ideal en sus propiedades magnéticas durante los experimentos, para lo que se realiza un extenso estudio de

magnetismo de rocas y se busca una estabilidad para la adquisición de la magnetización remanente térmica (TRM), pues varias técnicas se basan en esta última.

Las determinaciones de paleointensidad en general pueden realizarse en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, pero para intervalos de tiempo de varios millones de años conviene realizarlas en rocas de origen volcánico (Kono, 1978), pues presentan una mejor estabilidad en su magnetización remanente térmica (TRM).

La piedra angular de muchas técnicas de paleointensidad, radica en la proporcionalidad entre la adquisición de la TRM y el campo magnético (de baja intensidad) a la que se enfrían los especímenes (Nagata, 1943). Esto se debe a que se puede realizar una comparación entre la magnetización remanente natural (NRM) y la adquisición de la magnetización remanente térmica (TRM) inducida por un campo magnético conocido, la cual proporcionará la intensidad del campo magnético antiguo.

El método de Thellier y Thellier modificado por Coe (1967), es una técnica que presenta una metodología para el monitoreo de alteraciones en los especímenes y que consiste en hacer una serie de calentamientos progresivos hasta la temperatura de bloqueo. En cada intervalo de temperatura se calientan los especímenes en presencia de un campo nulo, midiendo su NRM. Posteriormente se realiza un segundo calentamiento en presencia de un campo magnético conocido y se mide la TRM que se ha ganado. Después de haber pasado ciertos intervalos de temperatura se vuelve a calentar el espécimen a una temperatura inferior en campo cero, y se mide su pTRM con la finalidad de observar posibles alteraciones sufridas durante el calentamiento. La mala alineación de los especímenes deja ser crítico debido a la simetría axial del campo dentro del horno. Las rocas que se utilizan para los estudios de paleointensidad son en general de origen volcánico, pues al formarse adquieren una TRM con las siguientes características:

1. Depende únicamente del intervalo de temperatura en el cual ocurre el enfriamiento.
2. Está asociada unívocamente con dicho intervalo.
3. Es independiente del estado de magnetización fuera del intervalo en cuestión.

Estas propiedades dan lugar a la conocida ley de aditividad de las TRM parciales que fueron enunciadas por Thellier y Thellier en 1959.

Si las rocas intercambian su NRM con TRM al 100%, y el espectro de temperatura de bloqueo (T_b) no se altera con el calentamiento, se hace una comparación de NRM contra la TRM que es producida artificialmente en el laboratorio por un campo F_{lab} que determinara la magnitud del campo antiguo F_{ant} , de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\frac{NRM}{TRM} \approx \frac{F_{ant}}{F_{lab}}$$

Esta relación se evalúa mediante un ajuste tomando todos los valores de pTRM contra los valores de NRM. Se esperaría que todos los valores se ajustaran a una línea recta con pendiente negativa. En la mayoría de los casos, las alteraciones que sufren los especímenes durante el calentamiento hacen imposible el ajuste, sin embargo con la metodología propuesta por Coe (1978) es posible seleccionar el intervalo en el que es posible obtenerlo (Fig. 12).

Frecuentemente los experimentos de paleointensidad se realizan aplicando campos de intensidad baja (30 μ T), media (60 μ T) y alta (90 μ T) en muestras piloto. La variación del campo busca encontrar aquel con el que se pueda obtener una pendiente de 45°, pues esto disminuye la incertidumbre de las coordenadas.

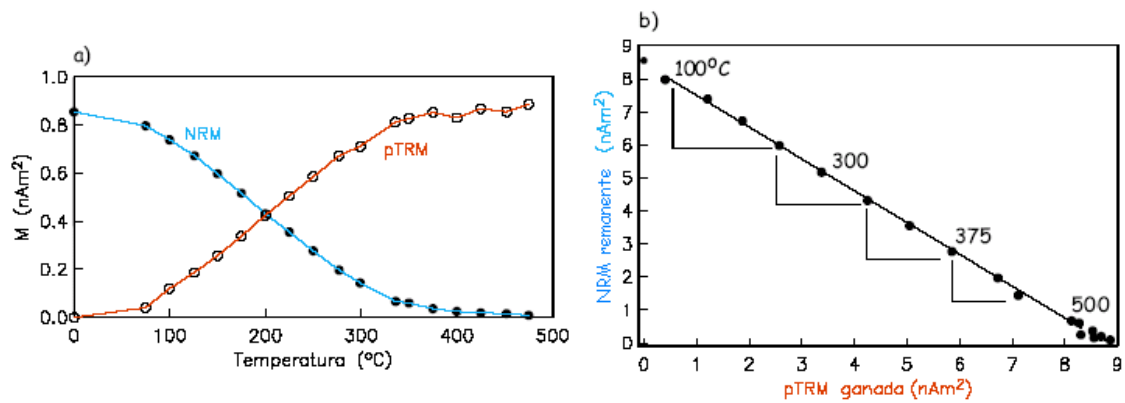


Fig. 12. Diagrama esperado del experimento de paleointensidad de Thellier para determinar la paleointensidad absoluta. a) Desmagnetización térmica de NRM (círculos rellenos) y pTRM adquirida en el laboratorio (círculos abiertos). b) Diagrama de la componente NRM remanente contra la pTRM ganada en cada paso de temperatura.

Existe una variedad de métodos, algunos de los cuales intentan obtener resultados fiables en el menor tiempo posible, aunque su certidumbre es poco confiable. Otros requieren de un tiempo mayor, pero pueden detectar alteraciones en las rocas debido a procesos térmicos, y algunas utilizan campos alternos. De cualquier forma la mayoría de las metodologías se basan principalmente en la relación propuesta por Konisberger NRM/TRM.

De entre todos los métodos que hay, uno de los mejores para obtener paleointensidad es el desarrollado por Thellier y Thellier modificado por Coe, ya que monitorea el comportamiento de la muestras pudiendo detectar alteraciones. Además, se puede seleccionar el intervalo en el cual se puede ajustar una curva y obtener datos de paleointensidad confiables y de buena calidad.

Por regla general, en los estudios de paleointensidad, un amplio porcentaje de las muestras no proporciona resultados fiables. La dispersión de los resultados de paleointensidad es muy superior a la que se observa en los resultados direccionales obtenidos en experimentos paleomagnéticos. Esto puede deberse, en muchos casos, al

hecho de que las paleointensidades obtenidas no reflejen el campo magnético existente en el momento de imantación de las muestras estudiadas. La escasez de datos de paleointensidad fiables está, por tanto, directamente ligada a la dificultad de su determinación. Las razones de fondo son las que se exponen a continuación:

i) La remanencia primaria de una roca debe de ser una termoremanencia (TRM), es decir, una imantación adquirida por una roca – generalmente magmática – durante su enfriamiento en presencia de un campo magnético. Si la remanencia es química (CRM), las determinaciones de paleointensidad podrían proporcionar valores excesivamente bajos (Prévot y Perrin, 1992).

ii) Las muestras empleadas para la determinación de la paleointensidad deben obedecer las llamadas *leyes de Thellier* de reciprocidad, independencia y aditividad de termoremanencias parciales (pTRM) adquiridas en intervalos de temperatura que no se superpongan (Thellier y Thellier, 1959). Esto sólo se cumple en el caso de granos monodominio (SD, *single domain*) reales, mientras que los granos multidominio (MD) no obedecen estas leyes. Los granos pseudo-monodominio (PSD) portadores de una TRM pueden cumplir aproximadamente los requerimientos del método de Thellier, pero solamente los más pequeños (Worm et al., 1988).

iii) Durante el calentamiento al que se somete a las muestras durante los experimentos de paleointensidad se producen cambios químicos, mineralógicos o físicos (Calvo et al., 2002) en las muestras, que conducen a estimaciones erróneas de la paleointensidad.

Por todo lo dicho, resulta evidente el interés de realizar estudios de carácter metodológico, los cuales pueden estar dirigidos hacia diversos objetivos: i) la obtención de criterios para la selección de muestras, ii) la estimación de la fiabilidad de los datos, iii) la evaluación de la influencia de alteraciones, iv) la evaluación de la influencia de la

presencia de granos multidominio, v) la reducción de los efectos perturbadores que puedan producir las alteraciones y la presencia de granos multidominio, y vi) el desarrollo de nuevos métodos de determinación de la paleointensidad.

En los últimos años, diversos estudios se han aproximado al problema de la determinación de la paleointensidad con el fin de llegar a una mejor comprensión del proceso físico de adquisición y pérdida de la termoremanencia durante los experimentos de paleointensidad (por ejemplo, McClelland y Briden, 1996; Kosterov y Prévot, 1998; Shcherbakov et al., 2001; Dunlop y Özdemir, 2001; Calvo et al., 2002; Morales et al., 2006). Estos estudios incluyen el análisis del efecto de la variación de las propiedades magnéticas de los minerales ferromagnéticos portadores de la remanencia sobre el resultado de la determinación, el estudio de las propiedades de las termoremanencias parciales y sugerencias sobre como modificar los experimentos de tipo Thellier con el fin de obtener resultados más fidedignos en condiciones de mayor control. Kosterov y Prévot, (1998) sugieren posibles mecanismos responsables de determinaciones fallidas y proponen el análisis de curvas de histéresis en función de la temperatura con el fin de seleccionar las muestras más adecuadas para las determinaciones. Calvo et al. (2002) proponen ciertas modificaciones en los experimentos de tipo Thellier, con el fin de reducir el efecto perturbador de los granos multidominio sobre las determinaciones de la paleointensidad. En concreto, se sugiere la adquisición progresiva de termoremanencias parciales (pTRM) en rangos adyacentes y no parcialmente superpuestos como se venía realizando hasta el momento. Así mismo se recomienda la determinación de la “cola de desimantación” de la pTRM (*pTRM-tail*, Bol’shakov y Shcherbakova, 1979; Shcherbakova et al., 2000) en cada etapa del experimento, el empleo de controles de pTRM (*pTRM-checks*) a todas las temperaturas de calentamiento y la orientación de la muestra de forma que su imantación se halle aproximadamente en ángulo recto con el

campo aplicado a fin de reconocer y cuantificar el efecto de los granos multidominio y la alteración durante el experimento. Por otra parte, en un estudio de adquisición y desimancación de termoremanencias parciales (pTRM) en magnetita natural (Dunlop y Özdemir, 2001) los autores llegan a la conclusión de que los granos magnéticos de tipo pseudo-monodominio adoptan un carácter más próximo al monodominio después de una ligera desimancación por campos alternos.

En el proyecto que se propone, se pretende aplicar el método de determinación de la paleointensidad de Coe (1967), pero empleando la modificación propuesta por Calvo et al. (2002) y teniendo en cuenta los mencionados resultados obtenidos en relación con las propiedades magnéticas de los minerales portadores de la imantación y con el proceso de desimancación-reimantación durante los experimentos.

Capítulo 2

Campo Volcánico de Sierra Chica de Córdoba (Argentina)

2.1. Marco Geológico General

La teoría de la tectónica de placas, apoyada por datos geofísicos, muestra que hay desplazamiento entre las placas tectónicas, lo cual sugiere que toda la masa continental podría llegar a reunirse formando un supercontinente o placas de menor tamaño. El registro geológico indica que durante el Paleozoico Tardío se formó un supercontinente llamado Pangea. A partir del Mesozoico, este supercontinente empezó a separarse, dando forma así a lo que conocemos actualmente.

De acuerdo con datos geológicos, la Pangea se fragmentó en dos partes, Laurasia (norte) y Gondwana (sur). Los datos geofísicos indican que Gondwana se desintegró en tres etapas: la primera durante el Jurásico, cuando se separó Gondwana Oriental (Antártica, Australia, India y Nueva Zelanda) de la parte Occidental (Sudamérica y África); la segunda ocurrió en el Cretácico Temprano, cuando Sudamérica comenzó a separarse de África, e India de Antártica; la tercera tuvo lugar en el Cretácico Tardío, cuando Australia y Nueva Zelanda se separaron de Antártica (Lawver et al., 1992; Storey, 1995).

Durante el Mesozoico y hasta el Cretácico se tiene un registro geológico de creación de cuencas sedimentarias y volcánicas asociadas a extensiones corticales (Uliana et al., 1990).

En Chile se tienen registros geológicos de movimientos extensionales pertenecientes al Jurásico, en donde se observa un episodio magmático de gran magnitud en la Patagonia (Uliana et al., 1990). Durante el Cretácico, el proceso extensional se desarrolla al este, a

lo largo del margen del Atlántico, finalizando en la apertura del océano entre 130 y 118 Ma (Nurnberg y Muller, 1991).

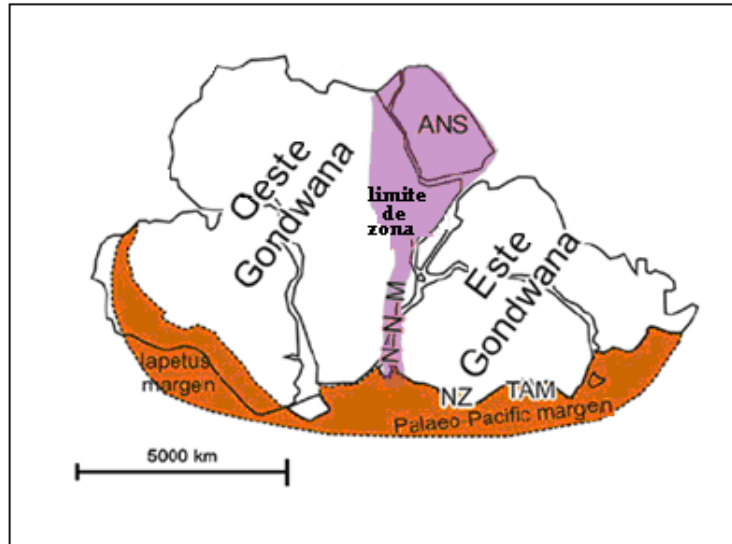


Fig. 13. Reconstrucción de Gondwana, mostrando los márgenes de los supercontinentes; NZ: Nueva Zelanda; TAM: Montañas transantárticas. Límite entre la zona Oeste y Este de Gondwana, ANS: Escudo de Arabia-Namibia; cinturón de N-N-M: Namaqua-Natal-Maud. Figura modificada de Unrug (1997).

La separación entre Sudamérica y África ha sido modelada de varias maneras, utilizando la información geofísica para ajustar las posiciones sucesivas de los continentes a lo largo del tiempo desde hace 130 Ma, cuando estaban unidos.

Los fenómenos de deformación intracontinental relacionados con la apertura del océano entre los 140 y 84 Ma, explican la presencia de numerosas cuencas sedimentarias activas durante ese período. Destaca la cuenca de Paraná, donde se desarrolla el episodio volcánico más significativo del continente. Los basaltos de inundación de la Formación Sierra Geral y equivalentes cubren aproximadamente $1.6 \times 10^6 \text{ Km}^2$ y representan un

volumen original estimado en $1.3 \times 10^6 \text{ Km}^3$ (Renne et al., 1992), que fue erupcionado entre 137 Ma y 127 Ma (Turner et al., 1994). Se cree que este vulcanismo tan extenso se debió a la presencia de una pluma del manto (Storey, 1995), que pudo estar relacionada con la apertura del continente, aunque esto último es un tema de controversia (Gallagher y Hawkesworth, 1994; VanDecar et al., 1995).

Los depósitos encontrados en Córdoba y que pertenecen al Cretácico, son formaciones sedimentarias continentales de tipo "red beds", predominantemente conglomerados, con intercalaciones de flujo basáltico (Gordillo y Lencinas, 1980).

El fallamiento encontrado y que dio origen a la cuenca de la Sierra Chica, está relacionado con los procesos que culminaron con la apertura del océano de Atlántico Sur (Uliana et al. 1990). Estas fallas que originaron la cuenca, se reactivaron en el Neógeno debido a la compresión Andina, causando la elevación y erosión de los depósitos Cretácicos (Schmidt et al., 1995).

Las edades por trazas de fisión en apatitas de basamentos metamórficos no presentan edades posteriores al Mesozoico (Jordan et al., 1989), indicando que no hay eventos térmicos importantes después de la depositación de las rocas Cretácicas.

Los depósitos son solamente extensivos en los márgenes norte y sur de toda la Sierra Chica: Sierra de Pajarillo-Copacabana-Masa y Sierra de los Cóndores (Gordillo y Lencinas, 1980; Schmidt et al., 1995).

Hay algunos afloramientos pequeños localizados en la parte oriental de la Sierra Chica, a lo largo del corte que forman los ríos que bajan de la sierra (Santa Catalina, San Cristóbal, La Granja, Saldaña-La Calera, Despeñaderos, Almafuerte). En la parte occidental se encuentra un afloramiento en El Pungo-Estancia, El Rosario que es

preservado como un relicto debido a la estructura local (Gordillo y Lencinas, 1967a, b). En el basamento de la sierra se han encontrado diques basálticos relacionados al vulcanismo Cretácico en Río Los Molinos (Gordillo y Lencinas, 1969). Estas rocas han sido fechadas, coincidiendo con las edades de la localidad de la Sierra de los Cóndores, Almafuerte y El Pungo que van de 115 a 133 Ma (Linares y González, 1990) y con un valor pico de 123 Ma. Las edades de Los Molinos han proporcionado una edad media de 141 Ma mediante K/Ar (Linares y Valencio, 1975).

2.2. Estudios paleomagnéticos previos

Los primeros estudios en Sudamérica fueron utilizados para la reconstrucción paleogeográfica y con ello sostener la teoría de la deriva continental. Los estudios de rocas del Cretácico de la provincia de Córdoba, que incluye los polos paleomagnéticos de Cerro Colorado (Valencio, 1972) y los de los diques del Río Los Molinos (Linares y Valencio, 1975), sugieren que el Océano Atlántico ya tenía apertura en el Cretácico temprano, pero estos polos paleomagnéticos no concordaron con los polos del Cretácico para África después de la reconstrucción oeste de Gondwana.

Posteriormente, los polos paleomagnéticos de basaltos de Sierra Geral (Pacca e Hiedo, 1975) y los de los basaltos de Kaoko (Namibia y Angola) (Gidskehaug et al., 1975) coincidieron, revelando que la edad de apertura del Océano Atlántico era anterior al Cretácico temprano, en concordancia con estudios actuales de anomalías del piso oceánico. Los polos paleomagnéticos de Córdoba de edad Cretácica han sido desde entonces controvertidos, y los de El Salto-Almafuerte (Mendía, 1978) refuerzan la controversia.

Castillo et al., (1991) obtuvieron un polo paleomagnético promedio, eliminando los valores extremos de toda la población de polos paleomagnéticos existentes. Su polo que coincide con el polo geográfico actual, sugiere que Sudamérica no experimentó movimientos latitudinales durante el Cretácico, lo cual contrasta con el movimiento absoluto de la placa inferido a partir de la pista del hotspot (Morgan, 1983).

En la Sierra Chica de Córdoba, a partir de muestras de Vulcanitas de Cerro Colorado colectadas en 1969, se obtuvieron cuatro polos paleomagnéticos (Valencio et al., 1983). De ellos se infiere una secuencia de movimientos continentales rápidos antes de la apertura del Océano Atlántico sur. Estas muestras registran una magnetización que se remueve entre 15 y 30 mT (Valencio, 1972).

Se realizó otro estudio entre los diques del Río Los Molinos (Linares y Valencio, 1975). La dirección media incluye seis polaridades inversas y dos normales. Los autores sugieren que la presencia de ambas polaridades se debe a que se ha promediado una variación paleosecular en un número pequeño de sitios.

La edad K/Ar de ocho diques cae en dos grupos de edades: Cretácico temprano (141 Ma) y Cretácico tardío-terciario (65 Ma). Linares y Valencio (1975) sugieren que estas edades pueden pertenecer a diferentes eventos intrusivos, separados por 75 Ma. Sin embargo, los diques tienen fuertes similitudes, pues casi todos los intrusivos del mismo basamento de roca tienen una composición química similar (Gordillo y Lencinas, 1969). El registro de direcciones de la inclinación es positivo para casi todos los diques (Linares y Valencio, 1975) lo que hace dudar de esta suposición.

En la Sierra de los Cóndores se tienen dos sitios paleomagnéticos que Linares y Valencio (1975) interpretaron como un registro de polaridad normal, cuyas muestras exhiben una

componente inestable. Geuna y Vizán (1998) interpretan esta polaridad como perteneciente al campo geomagnético actual.

Las Vulcanitas Rumipalla (Vilas, 1976) pertenecen a la parte superior de la Sierra de Los Cóndores Group; estas muestras registran una componente que se remueve a 70 mT o con una temperatura de bloqueo de 550 a 615°C. Se sugiere que el principal portador magnético es titanomagnetita de dominio pseudo sencillo. Geuna y Vizán (1998) realizaron una comparación de datos con los de Vilas (1976) obteniendo resultados muy similares.

Mendía (1978) realizó un estudio paleomagnético de secuencias volcánicas en Salto-Almafuerte, pocos kilómetros al noreste de la Sierra de Cóndores. Reporta siete inversiones del campo magnético basado en 15 sitios con ambas magnetizaciones remanentes estables, y descarta NRM inestable.

Geuna y Vizán (1998) realizaron un estudio paleomagnético detallado en la Sierra Chica de Córdoba (Argentina) y revisaron los trabajos existentes. Sus estudios se basan en siete localidades (147 sitios) tomando tanto roca sedimentaria como volcánica. Los experimentos de magnetismo de roca identifican hematita y titanomagnetita como portadores de la magnetización remanente. Obtuvieron un polo paleomagnético basado en 55 sitios (Lat. 86.0°S, Long. 75.9°E, $\alpha_{95}=3.3$, $K=35$), que reemplaza a cuatro polos de los cuales se tenían dudas sobre su veracidad.

2.3. Justificación

Si consideramos la escala de tiempo de polaridad magnética para los pasados 160 Ma, se observa que hay varios intervalos de polaridad que tienen entre 0.1 a 1 Ma, pero por otra

parte también se observa un intervalo claramente con polaridad estable con una duración de alrededor de 35 Ma, que es el llamado Superchron de Polaridad Normal del Cretácico (CNS) que va de 118 a 83 Ma (Cande y Kent, 1995). Así, el CNS no puede acomodarse en el resto de la secuencia de polaridad. Estas observaciones sugieren que el geodínamo ha tenido dos estados fundamentales: uno invertido y otro no invertido (McFadden y Merrill, 1995). Larson y Olson (1991) encontraron que el campo magnético dejaría de cambiar de polaridad, si la amplitud de convección en el núcleo externo subiera a algún límite interior. Ellos especulan que el CNS (es decir el estado no invertido del geodínamo) corresponde a un período de convección más fuerte en el núcleo externo de la Tierra. Ello también predice una paleointensidad anormalmente alta del campo geomagnético durante el CNS. La estimación de una paleointensidad precisa durante el CNS sería importante para mejorar el entendimiento en grades términos de la evolución del geodínamo.

McFadden y Merrill (2000) sugieren una influencia térmica a largo plazo de la convección del manto en el núcleo acompañada dinámicamente por el decrecimiento gradual de la razón inversa entre 160 y 120 Ma. Por otra parte, Hulot y Gallet (2003) proponen un mecanismo de súbita transición no lineal entre un estado invertido y otro no invertido del dínamo terrestre.

Las determinaciones de la paleointensidad absoluta antes y durante el CNS son, sin embargo, escasas y de calidad variable. En el presente trabajo se reportan nuevos datos de paleointensidad de la provincia de Córdoba (Argentina), que poseen varias ventajas: (1) Están distribuidas en una gran provincia volcánica y de fácil acceso; (2) Registran fielmente el campo magnético existente en el tiempo de la erupción (Geuna y Vizán,

1998); (3) La mayoría presentan buenas condiciones para dataciones isotópicas y tienen edades promedio de K-Ar confiable.

2.4. Detalles de muestreo y determinación de edades

La Sierra Chica de Córdoba es un tendido norte, inclinado oeste, edificado en un límite de falla en el centro de Argentina (Fig. 14). El basamento está inconsistentemente cubierto por sedimentos del Cretácico, sedimentos volcánicos y rocas volcánicas que representan remanentes de una plataforma continental que posiblemente cubrió totalmente el área de Sierra Chica, y que fue erosionándose después de un episodio de reactivación en el Neógeno (Comprensión de Andes). Las rocas del Cretácico fueron incluidas por Gordillo y Lencinas (1967) en la Sierra de los Cóndores Group, compuesto por cinturones de cuarzo rojo intercalados con flujos basalto-andesíticos. Las rocas volcánicas son ricas en potasio, basaltos moderadamente alcalinos y andesitas subordinadas. La alteración deutérica es intensa, afectando principalmente al olivino, atribuida por Gordillo y Lencinas (1967) al enfriamiento en un medio oxidante.

Como parte del esfuerzo para conocer la evolución paleotectónica de la región, Geuna y Vizán (1998) realizaron un estudio paleomagnético sistemático y detallado en el área, que incluye 147 sitios pertenecientes a siete localidades. Las muestras están distribuidas a través de cada flujo, ambos en orden horizontal y vertical, para minimizar los efectos de bloque inclinado y relámpagos. De esta gran colección se seleccionaron dos localidades (El salto Almafuerte y Despeñaderos) con un comportamiento de magnetismo de rocas y direcciones adecuado que permitió determinar la paleointensidad. Se hicieron esfuerzos especiales en la localidad de Despeñaderos (Fig. 14), que presenta 12 planos rojos-cafés

consecutivos de flujos de basaltos que producen una magnetización remanente estable (Geuna y Vizán, 1998).

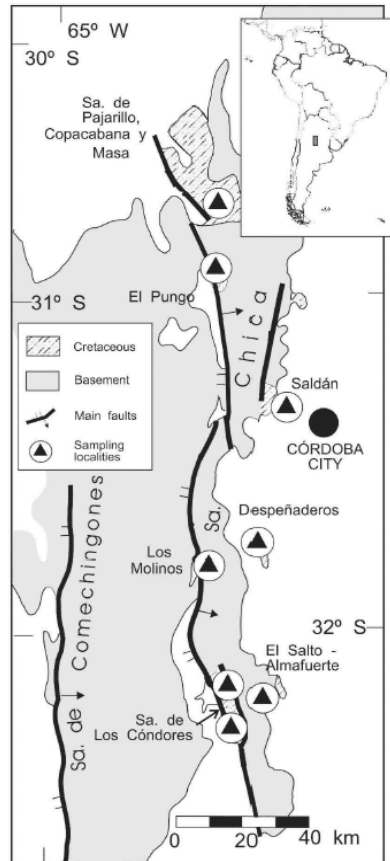


Fig. 14. Mapa esquemático de la Sierra Chica de Córdoba mostrando afloramiento y localidades muestreadas (adaptado de Geuna y Vizán, 1998).

Las edades para la Sierra Chica de Córdoba están entre 133 y 155 Ma (Linares y González, 1990) según los datos radiométricos disponibles (Fig. 15). Sin embargo, no se cuenta con datos radiométricos para la localidad Los Despeñaderos. Así, se ha puesto atención especial en la obtención de más edades absolutas de K-Ar.

Las muestras de roca se comprimen totalmente; luego se tamizan con 400-500 Mm y se eliminan las fracciones más magnéticas usando un separador magnético Frantz. La

porción resultante, considerada la más representativa de cada muestra (aproximadamente equivalente a la masa fundamental), es limpiada, secada y dividida en dos partes, una para determinar K y otra para medir Ar. Para muestras de Los Despeñaderos 1-2, una de las más alteradas, se separa también la fracción magnética para su análisis. El K se obtiene siguiendo el método de Solé y Enrique (2001). Brevemente, 100 mg de muestra son fundidas con 50% de litio metaborato + 50% de litio tetraborato. La fusión preparada es medida con un espectrómetro Siemens 3000 XRF calibrado con varios estándares internacionales del mismo modo. Los resultados tienen una precisión de 1% (1σ) o menor.

El Argón se mide por dilución isotópica (traza de ^{38}Ar) con un espectrómetro de masa de gas noble VG1200B operado bajo un vacío estático. Entre 4 y 6 mg de cada muestra son fusionados con un láser CO_2 en una cámara UHV. Después de la fusión, los gases envolventes son purificados con un dedo frío, y dos puestas SAES, una operada a 400°C y la otra a temperatura ambiente.

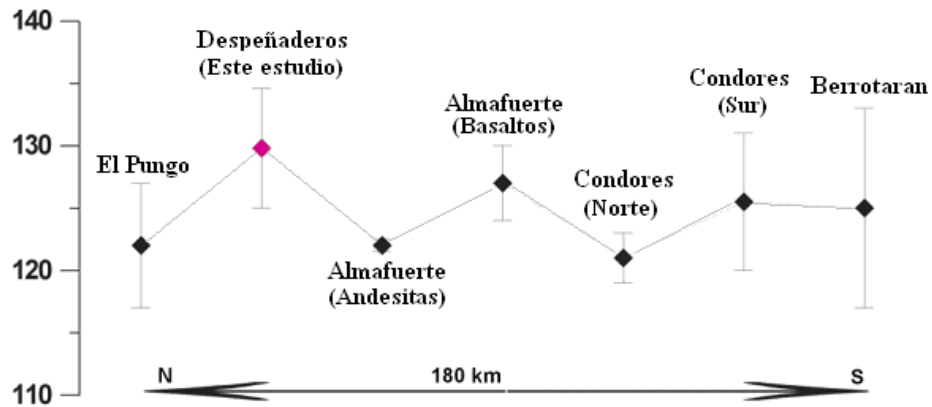


Fig. 15. Edades promedio de K-Ar para la formación volcánica Sierra Chica de Córdoba. Las nuevas determinaciones son también incorporadas.

Se hacen ocho series de mediciones de cada masa de forma secuencial y se extrapolan al tiempo de introducción del gas. La señal se adquiere con un multiplicador electrónico secundario. Las variaciones de cocientes para ^{40}Ar y ^{38}Ar son generalmente menores a 0.1% para ^{40}Ar y menores a 0.5% para ^{36}Ar . La calibración de pico se hace con LP-6 biotita y B4M muscovita. Todos los análisis fueron hechos en el Instituto de Geología, UNAM. La constante recomendada por Steiger y Jager (1977) se usa para todas las partes. Las nuevas edades radiométricas están en el rango entre 122.9 y 136.3 Ma, lo cual concuerda con otras determinaciones del área, considerando los errores analíticos (Tabla 1, Fig. 15).

Análisis	Muestra	Fracción	Peso (mg)	%K	^{40}Ar (mol/g)	% ^{40}Ar	Edad (Ma) $\pm 1\sigma$
1011	DS 1	WR	6.685	2.70	5.95E-10	97.4	122.9 \pm 1.3
1016	DS 1	WR magnetico	4.935	2.71	6.65E-10	96.5	136.3 \pm 1.5
1012	DS 3	WR	6.198	2.64	6.21E-10	98.2	130.4 \pm 1.4
1014	DS 4	WR	4.393	2.90	6.80E-10	96.9	130.4 \pm 1.4
1018	DS 11	WR	6.585	1.88	4.34E-10	96.5	128.5 \pm 1.5

Tabla 1. Resultado de experimentos de K-Ar (vea texto para más detalles).

2.5. Determinación de la Intensidad Absoluta y selección de muestras

Se preseleccionaron muestras para los experimentos de paleointensidad de Thellier (basado en la desmagnetización de la magnetización remanente natural), susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura, experimentos de histéresis y observaciones microscópicas con luz reflejada. Adicionalmente, se estimó el índice de viscosidad según el procedimiento descrito por Prévot et al., (1983). La determinación del índice de viscosidad (Thellier y Thellier, 1944) permite estimar la capacidad que tiene una muestra

de adquirir una magnetización remanente viscosa, y es por lo tanto usado para obtener información acerca de la estabilidad paleomagnética. Para este propósito, se colocó la muestra durante 15 días con uno de sus ejes alineado en la dirección del campo magnético terrestre. Después se midió la magnetización (M_d), luego de lo cual se colocó 15 días más en un espacio libre de campo, y se midió la magnetización (M_o). Esto permite calcular el índice de viscosidad $V = [(Z_d - Z_o) / M_{nrm}] \times 100$, donde Z_d y Z_o son la componente de magnetización de M_d y M_o , respectivamente, el cual es paralelo al campo de magnetización. M_{nrm} es la intensidad de la magnetización remanente natural. Todas las muestra fueron sometidas a estos experimentos y aunque el índice de viscosidad varió entre 1.2 y 12.6% la mayoría de los valores fueron menores a 5%.

En total se preseleccionaron 88 muestras pertenecientes a 12 flujos de lava para los experimentos. La mayoría de ellas, 70 muestras de 9 flujos, pertenecen a la localidad de Los Despeñaderos (Fig. 14). Las muestras seleccionadas presentan fundamentalmente dos tipos de comportamiento magnético que se describen a continuación.

Comportamiento tipo 1 (Fig. 16a)

Se midieron la susceptibilidad en función de la temperatura e histéresis, y se realizaron observaciones al microscopio en una muestra por cada flujo.

Las muestras portan esencialmente una componente de magnetización simple y estable, observada luego del tratamiento térmico (A). También se presenta generalmente una componente secundaria menor, probablemente de origen viscoso, pero ésta se puede remover fácilmente. La máxima desviación angular (MAD) es menor a 4°. Los experimentos de susceptibilidad continua (a temperatura ambiente) obtenidos en las

mismas muestras (B) indican una temperatura de Curie de entre 525 y 580°C compatible con magnetita casi pura. Las curvas de enfriamiento y calentamiento son razonablemente reversibles y evidencian una fase ferromagnética simple. Las curvas de histéresis son completamente simétricas en todos los casos. Cerca del origen no se observa forma de campana ni de cintura de avispa (C) (Tauxe et al., 1996), el cual probablemente reflejaría varios rangos de restricciones del mineral coercitivo opaco. Según los parámetros de histéresis, las muestras caen en la región de tamaño de grano pseudo-dominio-sencillo (PSD, por sus siglas en inglés) (Day et al., 1977, Dunlop y Ozdemir, 2002). La observación de una tenue sección pulida (D) muestra que el principal mineral magnético es titanomagnetita pobre en Ti, asociado a la exsolución de ilmenita de tipo trellis.

Comportamiento tipo 2 (Fig. 16b)

Estas muestras portan una sola componente estable, cuya remanencia está asociada a una menor e insignificante componente secundaria, probablemente de origen viscoso (A). Las gráficas de susceptibilidad continua son de cualquier modo completamente ruidosas y es difícil obtener de forma correcta la figura con una baja señal inicial. De cualquier modo, se ha podido observar que estas curvas están caracterizadas por un gran decrecimiento (B) a una temperatura baja/moderada, posiblemente debido al súper paramagnetismo. Esta hipótesis está reforzada porque la curva de histéresis tiene un comportamiento bien definido de cintura de avispa (C) (Tauxe et al. 1996), probablemente debido a la presencia de mezclas de dominio simple y granos súper paramagnéticos (Goguitchaichvili y Prévot, 2000). Fuertes evidencias de granos SD-SP provienen de la relación entre los cocientes vs la fuerza coercitiva (H_c) (Tauxe et al., 2002) señalando

una mezcla uniaxial de SD-SP. Las observaciones microscópicas convencionales son un poco difíciles, ya que el tamaño de muchos granos magnéticos es pequeño (comúnmente menor a 2 μm). Los granos grandes que muchas veces se observan no tienen naturalmente gran contribución en la magnetización remanente, sin embargo se nota que este gran grupo presenta sistemáticamente titanomagnetita pobre en Ti asociado con ilmenita (forma de sándwich) y exsolución de titanomagnetita (D) formada como resultado de la oxidación de la titanomagnetita original (usualmente rica en Ti) durante el flujo de enfriamiento inicial.

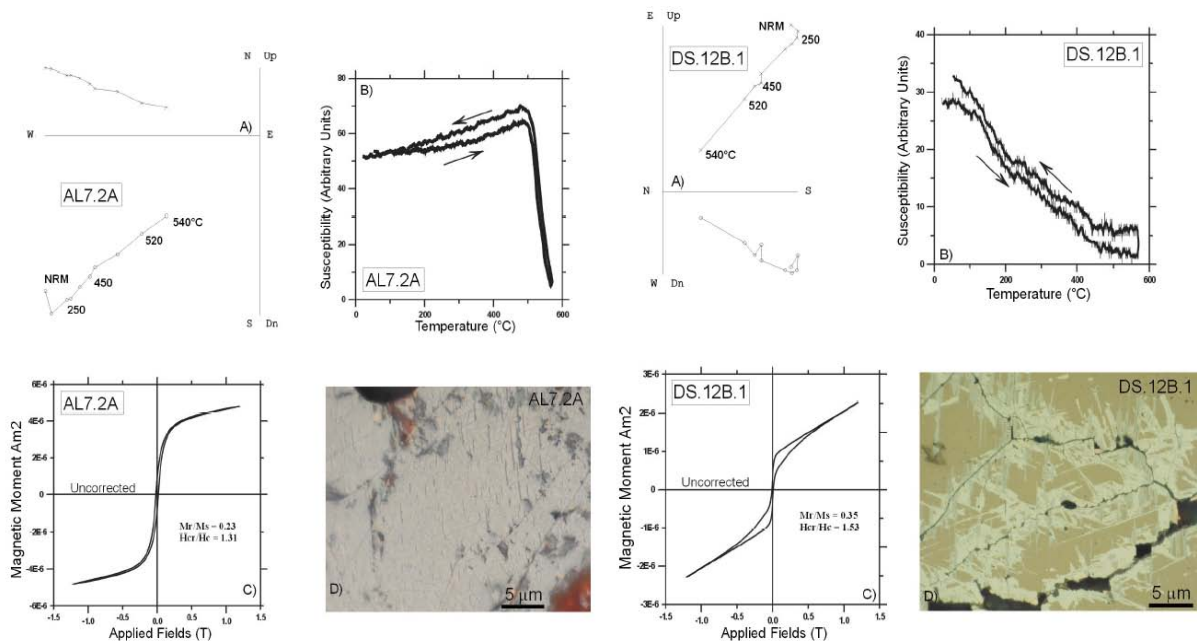


Fig. 16a y b. Propiedades de magnetismo de rocas de muestras seleccionadas para determinación de paleointensidad: a) diagrama del vector ortogonal para las etapas de desmagnetización térmica (coordenadas estratigráficas). El número se refiere a la temperatura en $^{\circ}\text{C}$. o- dentro de la proyección en el plano horizontal, x.- proyección dentro del plano vertical. b) curvas de susceptibilidad vs temperatura. La flecha indica la parte de la curva que está en calentamiento y enfriamiento. c) Ejemplos de curvas de histéresis (no corregidas para di y paramagnetismo) de pequeñas muestras y d) macrofotografía de luz reflejada, inmersión en aceite.

2.6. Experimentos de Paleointensidad

Los experimentos de paleointensidad han sido realizados usando el método de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) modificado (Coe et al, 1978). Todos los calentamientos se han hecho en vacío superior a 10^{-3} mbar. El conjunto de pasos para las pruebas de temperatura se han establecido a partir de los primeros estudios que se hicieron para el espectro de temperatura de bloqueo (Geuna y Vizán, 1998). Diez pasos de temperatura (Fig. 17) están distribuidos entre la temperatura ambiente y 560°C , y el campo de laboratorio que se selecciono de $30 \mu\text{T}$. Los controles de calentamiento comúnmente se refieren a verificadores de pTRM, estos se llevaron a cabo 4 veces durante todo el experimento. Todas las remanencias se midieron usando un magnetómetro de giro JR6.

Se aceptaron sólo determinaciones que satisfacen los siguientes criterios:

- 1.- Obtención de los últimos 6 puntos de NRM-TRM correspondiente a la fracción grande de NRM, que es alrededor de $1/3$ (factor de calidad de Coe $f > 0.33$).
- 2.-El factor de calidad producido q (Coe et al., 1978) tiene un valor de 5 o más. En solo dos casos (muestras AL8-3C y DS33B) se aceptaron determinaciones con factor q menor, ya que la intensidad se encontró cerrada en el valor del sitio medio y f es alrededor de 0.47.
- 3.- Las verificaciones de pTRM son positivas. Definimos un verificador positivo de pTRM si el valor pTRM se repite y está de acuerdo con el primer valor con un margen de 15%. Para las pTRM pequeñas (temperatura baja) es difíciles medir con precisión en términos del NRM/TRM total, por lo que se permitió alguna desviación grande de las verificaciones de pTRM (dentro del 20%).

4.- La dirección de los puntos finales de NRM de cada paso, obtenidos del experimento de paleointensidad, son puntos estables y lineales al origen. No se observa una desviación significativa de la dirección remanente de NRM hacia la dirección del campo aplicado del laboratorio. Para ilustrar este punto, calculamos el cociente potencial CRM(T) a la magnitud de NRM(T) para cada paso de doble calentamiento en la dirección del campo de laboratorio durante el calentamiento a la temperatura T (Goguitchaichvili et al, 1999). Consecuentemente, se reportan los valores de γ (el ángulo entre la dirección de la magnetización remanente característica (CHRM) obtenida durante la desmagnetización en campo cero y la obtenida de la magnetización compuesta (igual a NRM (T) si CRM (T) es cero) obtenidas de los plano ortogonal derivado de los experimentos de paleointensidad de Thellier] en la tabla 2. Para determinaciones aceptables los valores γ son todos $< 10^\circ$, lo cual atestigua que no hay adquisición significativa de CRM durante los calentamientos en el laboratorio. Esta aproximación es probablemente más restrictiva que el simple cálculo del ángulo entre la dirección característica determinada por los experimentos de Thellier y por la desmagnetización térmica en campo cero.

La principal razón para que falle el experimento es un típico comportamiento de concavidad hacia arriba observado en algunas muestras (Fig. 17, muestras AL10-2A), que muchas veces corresponde a algunas variaciones irreversibles de la fuerza coercitiva (Dunlop y Ozdemir, 1997) asociadas con una gran pérdidas de NRM sin estas correlacionadas con la adquisición parcial de la TRM durante los subsecuentes enfriamientos. Como han mostrado Kosterov et al (1998) ese comportamiento no sólo se debe a granos multidominio, sino también, a algunas pequeñas (no totalmente identificadas) transformaciones de estados "meta estable" de dominio sencillo a estado de

multidominio, que resulta en una gran pérdida de NRM sin poder correlacionar la adquisición de TRM durante los enfriamientos subsiguiente. Este punto es probablemente un rompecabezas más complejo en paleointensidad y nosotros no tenemos ninguna explicación de como estos cambios llevan a un verificador de pTRM positivo

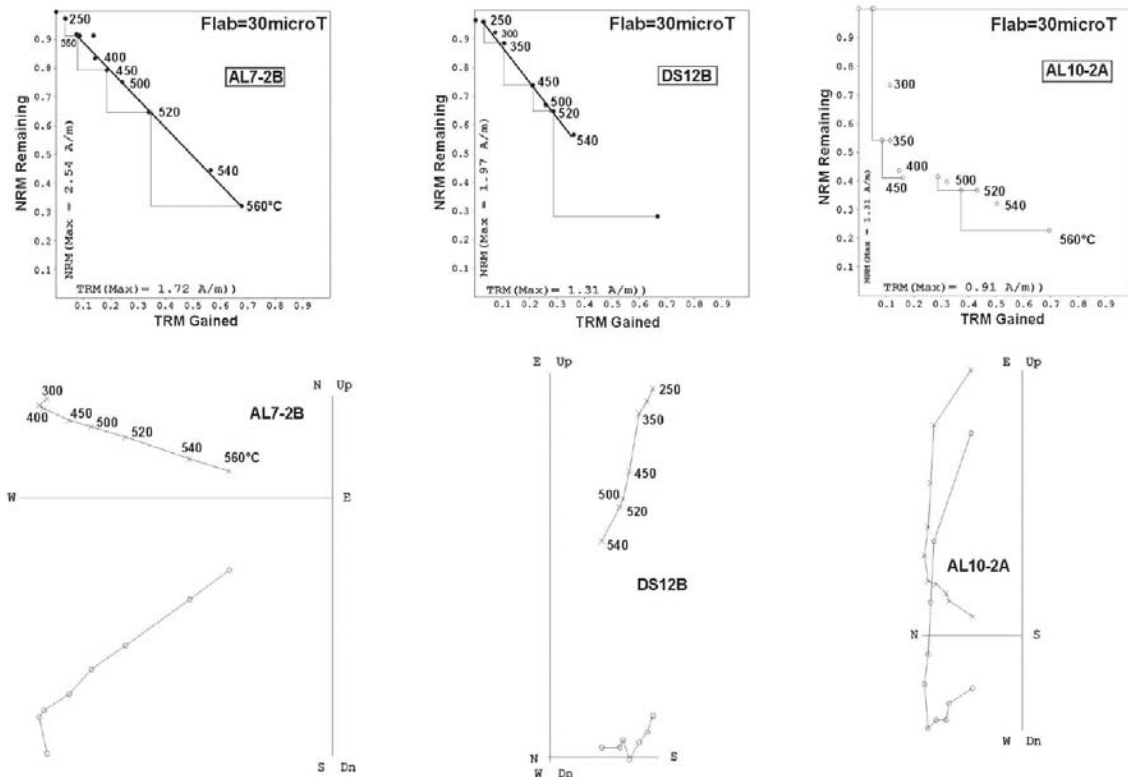


Fig. 17. Diagramas representativos de NRM-TRM y diagramas ortogonales asociados para muestras de Córdoba. En el diagrama ortogonal se usa la notación de muestras como en la Fig. 16.

Finalmente, 25 muestras de 7 flujos de lava aparentemente producen determinaciones precisas de paleointensidad absoluta. Nosotros escogimos 560°C como paso final de los experimentos de paleointensidad de Thellier debido a los problemas técnicos relacionados al horno de paleointensidad. Notamos sin embargo que los datos son de

buena calidad técnica: la fracción f de NRM usada para la determinación de paleointensidad tiene un rango entre 0.37 y 0.82, y el factor de calidad q (Coe et al. 1978) varía de 4.8 a 25.8, siendo normalmente mayor que 5 (Tabla 2). Estos resultados corresponden a datos de buena calidad técnica.

Site	Sample	Rock-mag	n	Tmin-Tmax (°)	f	g	q	γ (°)	$F_E \pm \sigma(F_E)$ μT	VDM 10^{22} Am^2	$F_E \pm \text{s.d.}$ μT	VDMe 10^{22} Am^2
AL	AL7-3	1	8	300-560	0.52	0.84	6.2	5.8	32.3 ± 2.1	6.55	29.0 ± 2.4	5.87 ± 0.48
	AL7-2B	1	8	300-560	0.66	0.81	12.6	1.3	30.3 ± 0.7	6.14		
	AL8-1B	1	7	300-540	0.40	0.81	5.3	3.5	26.1 ± 1.7	5.29		
	AL8-3C	1	7*	250-540	0.37	0.79	4.8	4.6	28.1 ± 2.1	5.70		
	AL8-4C	1	6	300-520	0.39	0.83	6.5	3.9	28.0 ± 2.7	5.68		
DSP-2	DS7B	1	8	250-540	0.58	0.78	5.9	7.5	44.4 ± 3.1	8.61	42.3 ± 3.0	8.20 ± 0.58
	DS9A	1	7	250-520	0.38	0.77	5.5	6.3	40.2 ± 2.6	7.80		
DSP-3	DS11A	2	8	250-540	0.48	0.81	7.2	5.3	48.2 ± 2.5	9.03	42.8 ± 4.3	8.02 ± 0.81
	DS12B*	2	7	250-520	0.42	0.80	8.5	3.0	41.2 ± 1.5	7.72		
	DS13B	2	8	300-560	0.62	0.76	5.6	2.3	37.4 ± 2.2	7.01		
	DS14A	2	8	250-540	0.49	0.82	6.7	1.6	41.1 ± 2.4	7.70		
	DS14B	2	8	250-540	0.43	0.79	7.9	2.2	46.0 ± 2.1	8.62		
DSP-4	DS19B	1	7	300-540	0.49	0.81	6.0	6.9	42.2 ± 3.1	7.90	46.1 ± 2.5	8.57 ± 0.40
	DS19C	1	8	250-540	0.52	0.80	5.9	4.6	45.1 ± 3.2	8.36		
	DS20B	1	6	350-540	0.46	0.79	5.3	4.9	47.8 ± 4.2	8.86		
	DS21A	1	8	300-560	0.84	0.80	25.8	2.6	47.4 ± 1.2	8.79		
	DS21B	1	7	350-560	0.76	0.79	9.4	8.5	48.1 ± 2.6	8.92		
DSP-7	DS28B	1	7	350-560	0.72	0.80	14.2	2.9	35.1 ± 1.3	6.44	35.1 ± 1.9	6.43 ± 3.58
	DS29C	1	7	350-560	0.68	0.78	8.2	0.9	37.0 ± 2.1	6.79		
	DS30C	1	6	350-540	0.56	0.79	8.6	3.5	33.1 ± 1.6	6.07		
DSP-8	DS33A	1	6	350-540	0.47	0.81	5.2	4.7	47.9 ± 4.2	8.41	53.0 ± 7.2	9.30 ± 1.27
	DS33B	1	7	300-540	0.44	0.82	4.8	4.0	58.1 ± 6.4	10.2		
DSP-9	DS37A	1	7	350-560	0.74	0.80	17.9	9.2	24.3 ± 0.9	4.42	25.4 ± 2.6	4.61 ± 0.47
	DS38A*	1	8	250-560	0.82	0.83	22.1	5.6	28.3 ± 0.9	5.15		
	DS38B	1	7	300-540	0.69	0.77	14.0	6.3	23.5 ± 0.8	4.27		

Tabla 2. Resultados de paleointensidad de unidades volcánicas de Córdoba. n/N: número de muestras usadas/tratadas; n: numero de puntos NRM-TRM utilizados para determinar la paleointensidad; T_{\min} - T_{\max} : intervalo de temperaturas utilizado; f : fracción de extrapolación NRM utilizada; g : factor de esparcimiento; q : factor de calidad (Coe et al., 1978); γ : ángulo entre la dirección de la magnetización remanente característica (ChRM) obtenida durante la desmagnetización en campo cero y aquellos de magnetización compuesta (igual a NRM(T) si CRM(T) es cero (ver el texto y Gogutchaisvili et al., 1999); F_E : estimación de la paleointensidad para especímenes individuales; $s(F_E)$: error estándar; VDM y VDMe: momentos dipolares virtuales individuales y promedio.*400°C es el paso de temperatura ausente en estas muestras.

2.7. Resultados y discusión.

La correcta identificación de la mineralogía magnética es crucial para la interpretación de la paleointensidad absoluta (Smirnov y Tarduno, 2005). Las muestras seleccionadas para los experimentos de paleointensidad de Thellier necesariamente deben portar una magnetización termoremanente primaria TRM.

En este estudio las muestras seleccionadas presentan dos tipos de propiedades magnéticas. Para las muestras tipo 1 (véase el texto y Fig. 16a) las investigaciones termomagnéticas muestran que la remanencia es portada en muchos casos por titanomagnetita pobre en Ti, resultado de la oxi-exolución de la titanomagnetita original durante el enfriamiento inicial, el cual muy probablemente indica una magnetización primaria de origen termorremanente. Además, el espectro de temperatura de bloqueo y una relativa coercitividad alta indica una estructura de grano magnético de "pequeño pseudo dominio sencillo" como el es responsable de la magnetización remanente. Los diagramas de desmagnetización son lineales y en muchos casos se observa una sola componente.

Las observaciones microscópicas bajo luz reflejada en las muestras de tipo 2, indican titanomagnetita pobre en Ti asociada con ilmenita (forma de sándwich) y exsoluciones de titanohematita (Fig. 16D), resultado de la oxidación de la titanomagnetita original (usualmente rica en Ti) durante el enfriamiento inicial. Esto durante el crecimiento desarrollado típicamente a más de 600°C (Buddington y Lindsley, 1964; Haggerty, 1976 y 1991). Consecuentemente, la NRM (magnetización remanente natural) portada por estas muestras debió ser una magnetización termorremanente (TRM). Smirnov y Tarduno (2005) sugieren sin embargo, que este proceso puede ocurrir a temperaturas menores a

500°C. En este caso, los datos de paleointensidad pueden llevar a derivaciones de valores de campo que son demasiados bajos. Estos valores bajos obtenidos son 2.14 y 9.81 μT estudiados algunos en granos de diques de Matachewan del Proterozoico temprano en Canadá. Notamos sin embargo que en otros casos los valores obtenidos de paleointensidad con un comportamiento de tipo 2 son bastante altos, con rango de 37.4 a 48.2 μT . El valor medio del momento dipolar virtual (VDM) obtenido en estas muestras es $8.02 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, compatible con la intensidad del campo geomagnético actual. Es de subrayar que el comportamiento del tipo 1, es el comportamiento mas dominante (sitio AL, DSP-2, DSP-7, DSP-8, DSP-9) contra el tipo 2 (todas las muestras del sitio DSP-3, Tabla 2) sospechoso de portar una magnetización remanente termoquímica. Así, excluyendo estos datos de análisis, el estudio de VDM promedio permanecen sin cambios.

Los valores de paleointensidad obtenidos del promedio de los sitios en este estudio tienen un rango de 53.0 ± 1.9 a $25.4 \pm 2.6 \mu\text{T}$ (Tabla 2) y los correspondientes VDMs tienen un rango de 9.3 ± 1.3 a $4.6 \pm 0.5 (10^{22} \text{ Am}^2)$. Estos datos dan un valor medio de $7.3 \pm 1.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ que es básicamente similar al dipolo axial geomagnético actual ($7.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ después de Barton et al, 1996).

Los VDM medios de Córdoba se muestran en la Fig. 18 (ver también Tabla 3), junto con otros 11 VDMs y VADM (momento axial dipolar virtual) seleccionados para el periodo de 130-80 Ma. Los datos seleccionados se obtuvieron mediante un criterio modesto (Riisager et al, 2004; Zhao et al, 2002), exigiendo: a) que el promedio este basado en mas de 9 determinaciones exitosas para por lo menos las tres unidades, b) que los datos no sean de una traslación y c) las estimaciones de paleointensidad deben ser obtenidas con el

método de Thellier (convencional o microondas) con el método de verificadores de pTRM. Ocho de los 20 datos que se obtienen provienen de flujos de lava, dos son basados en paleointensidad de cristales de plagioclasas simple (Cottrel y Tarduno, 1999,2000, Tarduno et al, 2001 y 2002), dos VADM's son obtenidos usando vidrio basáltico submarino (SBG, vea Tauxe y Staudigel, 2004 y Riisager et al, 2004). Nuestros resultados están de acuerdo con datos SBG pero son substancialmente menores con respecto a datos de plagioclasas. En contraste, los VDM medios de Córdoba parecen altos con relación a aquellos obtenidos del NE de China (Tanaka y Kono, 2002; Zhao et al, 2002; Zhu et al, 2003; Zhu et al, 2004 a,b,c, y Pan et al., 2004).

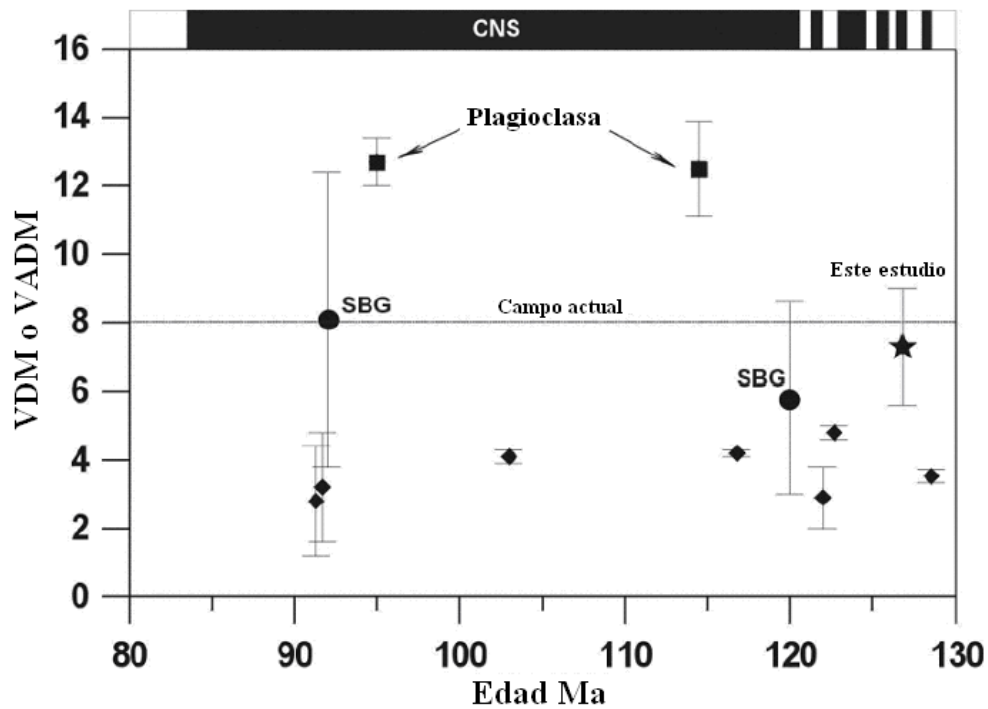


Fig. 18. Evolución de la selección de momentos dipolares virtuales promedio (VDMs) y momentos dipolares axiales virtuales (VADM's) para 80 a 130 Ma (véase también Tabla 3). También muestra la escala de tiempo de polaridad geomagnética hasta 130 Ma (Cande y Kent, 1995).

A juzgar por la gran dispersión que se observa (Fig. 18), es muy difícil establecer y aseverar una conclusión acerca de la tendencia de la paleointensidad a grandes rasgos. Normalmente, los datos de paleointensidad promedio para el intervalo de tiempo de 130 a 80 Ma sugieren que la intensidad del campo geomagnético fluctuó antes y durante el súper cron normal del Cretácico, teniendo una polaridad magnética estable. Esto sugiere que no es una simple relación entre la intensidad del campo magnético terrestre y la razón de una inversión. Un interesante descubrimiento es la similitud de Córdoba y Paraná (Gogutchichvili et al., 2002) de los VDMs (133-132 Ma) que refuerza la hipótesis acerca de la inestabilidad del "Bajo Dipolo del Mesozoico" sugerido principalmente por Prévot et al., (1990).

Location	Age (Ma)	<i>n</i>	<i>N</i>	VDM or VADM 10^{22} Am ²	Rock	Mag. Carrier	Domain	Rock-Mag	Obs.	Reference
Inner Mongolia	91.3 ± 3.4	14	4	2.8 ± 1.6	Basalt	Ti-rich TM	PSD	Js-T, Hys	No	Tanaka and Kono (2002)
Inner Mongolia	91.7	32	7	3.2 ± 1.6	Basalt	Ti-rich TM	PSD	k-T, Hys	Yes	Zhao <i>et al.</i> (2004)
Troodos Ophiolite	92	147	39	8.1 ± 4.3	SBG	Ti-poor TM	SP-SD	k-T, Hys	No	Tauxe and Staudigel (2004)
Arctic Canada	95 ± 1	51	8	12.7 ± 0.7	Plagioclase	Magnetite	PSD	Js-T, Hys	Yes	Tarduno <i>et al.</i> (2002)
Liaoning, NE China	105.2–102.2	14	5	4.07 ± 0.2	Basalt	Ti-rich TM	PSD	Js-T, Hys	Yes	Zhu <i>et al.</i> (2004a)
Rajmahal Traps	114.5 ± 1.5	56	8	12.5 ± 1.4	Plagioclase	Magnetite	PSD	Js-T, Hys	Yes	Tarduno <i>et al.</i> (2001)
Liaoning, NE China	116.8 ± 3.0	12	5	4.2 ± 0.1	Andesite	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	Yes	Zhu <i>et al.</i> (2004c)
Ontong Java Plateau	120	18	12	5.8 ± 2.8	SBG	Ti-poor TM	PSD	SIRM(T), Hys	Yes	Riisager <i>et al.</i> (2004)
NE China	125–120	14	7	2.9 ± 0.9	Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Pan <i>et al.</i> (2004)
Liaoning, NE China	122.7 ± 0.6	10	3	4.8 ± 0.2	Andesite/Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Zhu <i>et al.</i> (2004b)
Cordoba, Argentina	130–122	25	7	7.3 ± 1.7	Basalt	Ti-poor TM	PSD, SP-SD	k-T, Hys, IRM	Yes	This Study
Sihetun, NE China	133–124	29	11	3.53 ± 0.2	Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Zhu <i>et al.</i> (2003)

Tabla 3. Seleccionando los VDMs y VADM para el periodo de 80 a 130 Ma. N es el número de unidades enfriadas individualmente; n es el número de muestras utilizadas para la determinación de paleointensidad. Las abreviaciones son: SBG: vidrios basálticos submarinos; Ti-rich TM: titanomagnetita rica en titanio; Ti-poor TM: titanomagnetita pobre en titanio; PSD: dominio pseudos sencillo; SP: súper paramagnético; SD: dominio simple; Hys: diagrama de histéresis; Js-T: magnetización de saturación (inducida) vs curvas de temperaturas; k-T: susceptibilidad vs curvas de temperatura; IRM: magnetización remanente isoterma; SIRM(T): magnetización remanente isoterma de saturación vs temperatura; Obs.: observación microscópica.

Capítulo 3

Diques de Ponta Grossa (Sur de Brasil)

3.1. Marco Geológico General

Al este de la cuenca del Paraná (sureste de Brasil), se encuentran un conjunto de diques conocidos como diques Swarms o diques de Ponta Grossa (PGDS por sus siglas en inglés). Estos tienen una anchura expuesta de 200 Km en dirección NW, muy cercanos al océano Atlántico. Los PGDS son una formación tectónica-magmática de la provincia del torrente volcánico de Paraná-Etendaka (PEP) muy peculiar, aunque su evolución está pobremente entendida debido a la escasez de datos geocronológicos (Fig. 19). Dentro de los diques se puede observar basamento de rocas cristalinas del Orógeno Brasileño, con estratos sedimentarios del Paleozoico de la cuenca de Paraná (Fig. 20). Los diques también se introducen en algunos casos con el torrente volcánico de Paraná del Cretácico temprano. Aunque esta relación rara vez se observa en campo, se deduce a partir de datos de magnetismo de rocas y aeromagnéticos (Ussami et al., 1991).

Los PGDS son un conjunto de muchos diques, donde predominan los basálticos y andesíticos y algunos (raramente) riolíticos, todos ellos concentrados en una zona con dirección noroeste coincidente con el arco de Ponta Grossa. El depósito se empezó a desarrollar en el Paleozoico y continuó durante el Jurasico temprano (Fulfaro et al., 1982). Los diques generalmente presentan una tendencia NW, y típicamente varían de 20 a 50 m en espesor. Hay afloramientos de diques que pueden medir 10 Km, los datos aeromagnéticos indican longitudes por arriba de 200 Km (Ferreira, 1982).

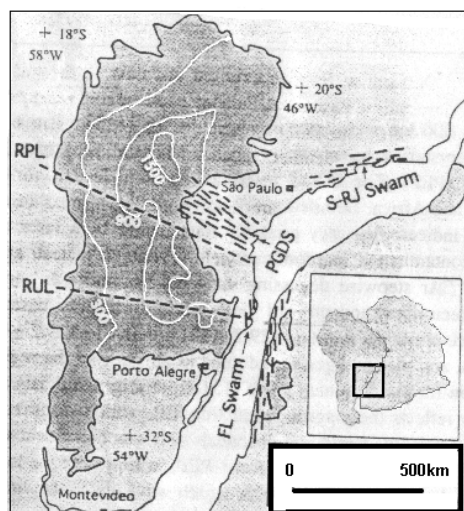


Fig. 19. Mapa de la provincia magmática de Paraná-Etendaka en una reconstrucción del pre-drift de Sudamérica y África. En gris oscuro se representa la extensión de los flujos volcánicos. Los contornos en blanco son isobaras que representan los espesores de los basaltos volcánico de Paraná. La aglomeración de diques se muestra esquemáticamente para Ponta Grossa (PGDS), Santos-Río de Janeiro (S- RJ) y Florianópolis (FL). Los aglomerados de Florianópolis incluyen diques más paralelos a la costa de Namibia (suroeste de África). RPL y RUL se refiere a Río Piqueri y Río Uruguay (Piccirillo et al., 1989).

Los diques de Ponta Grossa así como las rocas volcánicas del Mesozoico de la cuenca de Paraná (provincia magmática de Paraná) están relacionados con la separación del oeste de Gondwana, que fue emplazada durante el estado inicial del rift del Atlántico Sur (Almeida, 1986; Piccirillo et al., 1988).

La datación de los diques mediante la técnica de K-Ar indica un rango 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 con rango de entre 134.1 ± 1.3 y 130.4 ± 2.9 Ma. Datos posteriores de edad, mediante técnicas mas modernas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indican una

edad de 131.2 ± 0.5 y 131.7 ± 0.8 Ma, estos son ligeramente más jóvenes que los 133 ± 1 Ma que obtuvieron Renne et al (1992), para lavas del sureste de Paraná.

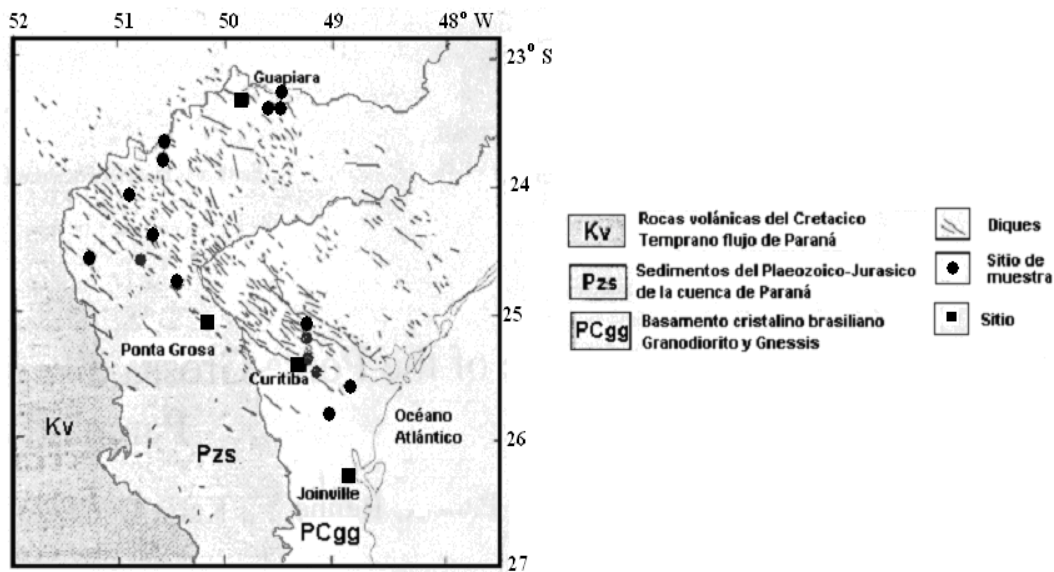


Fig. 20. Mapa Geológico de los enjambres de diques de Ponta Grossa, mostrando los diques y las localidades de muestreo.

3.2. Justificación

La intensidad del campo magnético de la Tierra ha sido significativamente diferente en el pasado geológico, debido a diferentes factores en donde están involucrados los procesos magnetohidrodinámicos dentro del núcleo externo de la Tierra. El Cretácico es un intervalo clave en la historia del campo magnético terrestre. El actual debate se enfoca entre la frecuencia de inversión, variación secular y paleointensidad que han sido expresadas durante el Superchron Normal del Cretácico (CNS; Tarduno et al., 2002) cuando la razón de inversión es más a cero.

Ya Koneisberger (1938) argumentaba que la paleointensidad baja esta presente en algunos períodos del Mesozoico. Este dato pionero, son interpretaciones que reflejan el decaimiento de remanencias magnéticas con el tiempo. Prevot et al., (1990); Perrin y Scherbakov, (1997) y Pick y Tauxe (1993) sugieren una extensión del bajo dipolo del

Mesozoico dentro del tiempo del Cretácico. Datos de paleointensidad recientemente disponibles (Tarduno, 2001 y 2002; Tauxe, 2006; Grannot et al., 2007) sugieren, sin embargo que la paleointensidad durante el Cretácico temprano muchas veces ha sido más alta comparada con la intensidad actual y no “anormalmente” baja, como sugieren estudios previos. Los pocos datos dificultan confirmar acerca de la evolución de la intensidad magnética a través del tiempo geológico.

Aunque los datos han aumentado durante los últimos años, la distribución de edad de los datos de paleointensidad es todavía menos de 39% de los datos más jóvenes que 1 Ma (Tauxe y Yamazaki, 2006). Más aun, muchos datos hechos del hemisferio Norte. Un estudio preliminar de paleointensidad se realizó en los diques de Ponta Grossa usando múltiples aproximaciones desarrolladas por Dekker y Bonhel (2006). La desventaja de esta técnica es probablemente la posibilidad de corregir los valores burdos de paleointensidad por efecto de anisotropía, que es particularmente importante para los diques. Las muestras son alineadas a la dirección (usando un holder especial) del campo aplicado, paralelo a la dirección de NRM (Magnetización Remanente Natural) de la muestra. En caso de materiales anisotrópicos altos, no son ciertamente paralelos las direcciones del campo antiguo de la dirección de NRM. Otra limitación es la posibilidad de monitorear la creación de alguna remanencia química (CRM) durante el calentamiento.

3.3 Detalles del muestreo y edades disponibles

Muchos de los diques Swarm tertiario de Mesozoico son concentrados hacia el margen continental (Siag et al., 1987). El más importante dique máfico Swarm está en Brasil, en la región de Ponta Grossa (PG) Fig. 21, y es asociado con la colección de flujos basálticos de la cuenca de Paraná (Piccirillo et al., 1990). El arco de Ponta Grossa es

una gran característica tectónica en el límite este de la cuenca de Paraná de Paleozoico-Mesozoico (~134,000 km² Raposo y Ernesto, 1995), en el límite norte y sur correspondiente a los lineamientos del Río Piqueri y Guapira respectivamente. Esta región comprende cientos de diques, predominantemente basálticos y andesíticos, pero también (raramente) composición riolítica. Todos los estudios previos sugieren que los diques PG son probablemente alimentadores del vulcanismo erupcionado al noreste de Paraná hacia el margen continental y después erosionado. Renne et al., (1996) reportan numerosas edades de alta calidad de ⁴⁰Ar/³⁹Ar. La distribución de edad probable (131.4 ± 4 a 129.2 ± 0.4 Ma) muestra un pico para un pulso dominante a 130.5 Ma. Esta distribución probablemente refleja la historia de producción de magma en la región. Estos datos geocronológicos son consistentes con conclusiones basadas en datos paleomagnéticos y estratigráficos de los diques PG que son jóvenes que la mayoría del vulcanismo del sureste de la Provincia Magmática de Paraná, que ocurrió a 133-132 Ma.

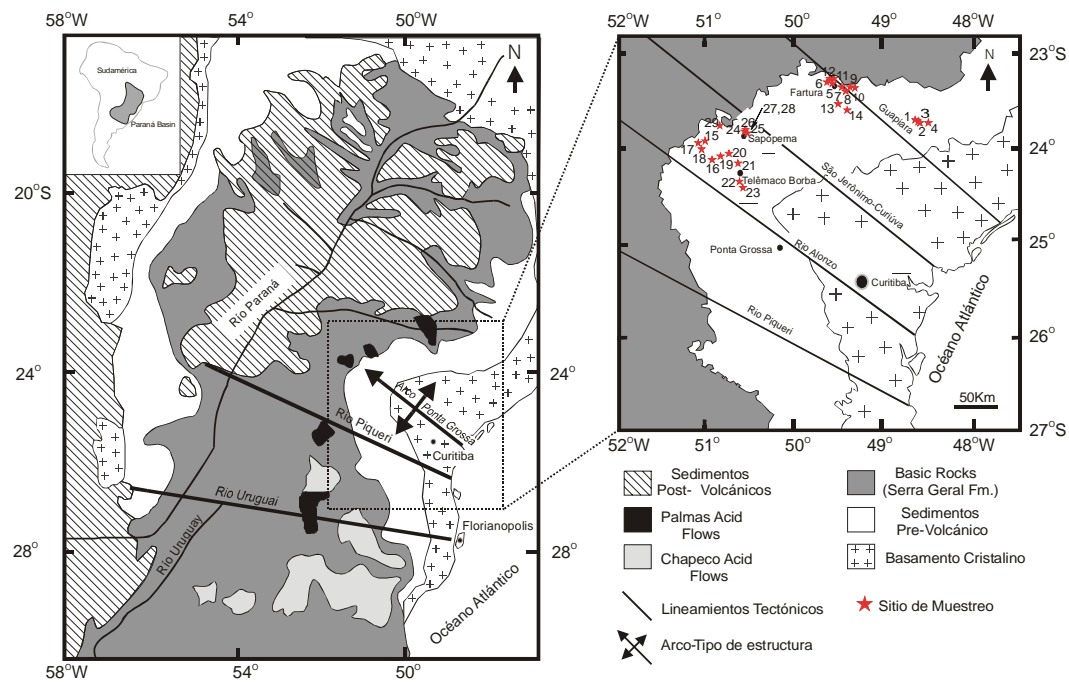


Fig. 21. Mapa geológico simplificado del sureste de Brasil, mostrando la localización de los sitios de estudio (adoptado de Brandt et al., 2008).

En total, se obtuvieron 235 núcleos paleomagnéticos pertenecientes a 29 sitios (Fig. 21) distribuidos a lo largo de los cortes de camino del sureste de Brasil. Las muestras son distribuidas a través del dique en ambos ejes horizontal y vertical. En general, las muestras son obtenidas a 30 cm de distancia del borde del dique. Los núcleos son obtenidos con una perforadora portátil, la orientación en todos los casos se realizó con la brújula magnética y solar.

3.4 Selección de muestras para los experimentos de paleointensidad de Thellier

La preselección de muestras para los experimentos de Thellier son principalmente basados en mediciones de índice de viscosidad, desmagnetización de la magnetización remanente natural y la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, así mismo, las mediciones de histéresis combinado con experimentos de IRM (Magnetización remanente isoterma), que son usados para estimar el estado de dominio y los principales portadores magnéticos.

Las características magnéticas de las muestras seleccionadas para los experimentos de Thellier son los siguientes:

a) Los diques de Ponta Grossa son ligeramente a tener una edad relativamente alta de Brunhes originada por VRM (Magnetización Remanente Viscosa). En pruebas (Prevot et al., 1983) realizadas en 132 muestras, exhiben un índice de viscosidad alto, más de 5%. Estas muestras son descartadas para los experimentos de Thellier.

b) Las muestras portan esencialmente una magnetización remanente estable y univectorial, observada en tratamientos térmicos (muestra 03D011A) y campos alternos (muestra 03D012A, Fig. 22). Una componente secundaria menor es observada, probablemente de origen viscoso pero de fácil remoción para los primeros pasos del proceso de desmagnetización. Los campos destructivos medios tienen un rango de entre

30-40 mT, sugiriendo la existencia de “pequeños granos de dominio simple” como el portador de la remanencia (Dunlop y Ozdemir, 1997). Algunas muestras (03D064A y 03D059A) exhiben claramente dos componentes de magnetización probablemente de origen químico.

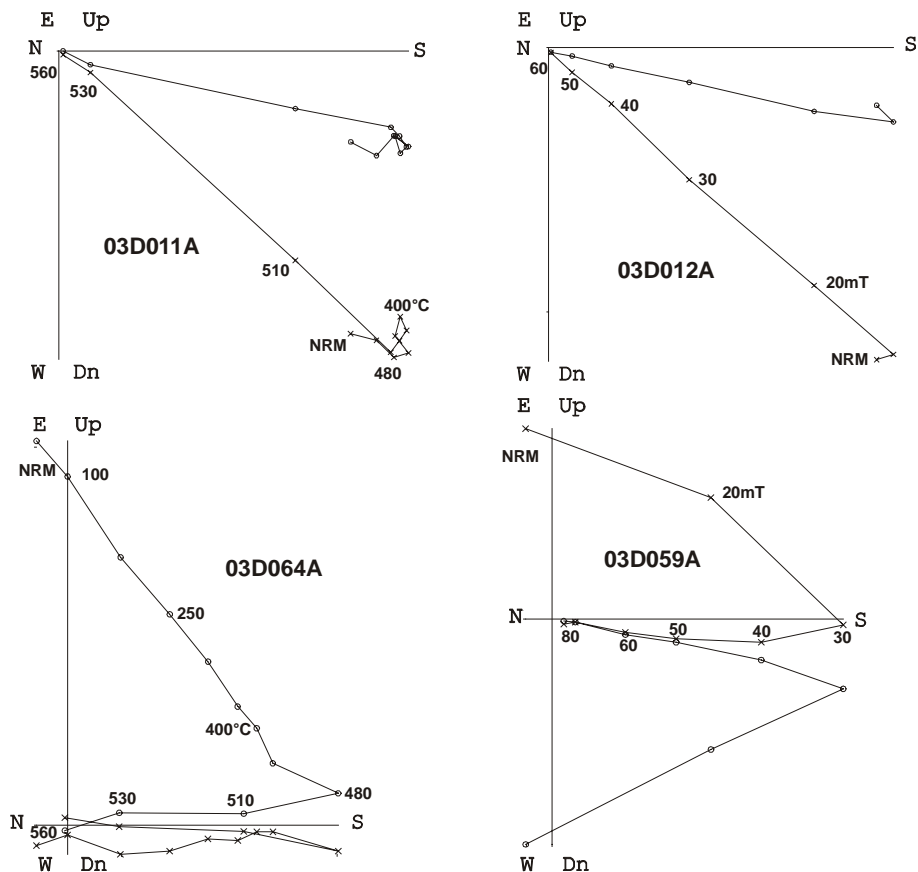


Fig. 22. Diagrama vectorial ortogonal de los pasos de desmagnetización por campos alternos y térmico de muestras representativas en °C con los picos del campo alterno en mT, o- proyección dentro del plano horizontal, x- proyección dentro del plano vertical.

c) Las mediciones de susceptibilidad continua de bajo campo realizadas a temperatura ambiente (utilizando un medidor de susceptibilidad Bartington MS2 equipado con horno), muestra la presencia de una sola fase ferrimagnética simple con temperatura de Curie compatible con titanomagnetita pobre en Ti (muestra 03D014, Fig. 23). Este es el

caso de 58 muestras de 235 analizadas. Las muestras restantes rinden un comportamiento muy inestable durante el calentamiento y ciclos de enfriamiento, (03D054 y 03D103) por lo cuál son descartadas para los experimentos de paleointensidad.

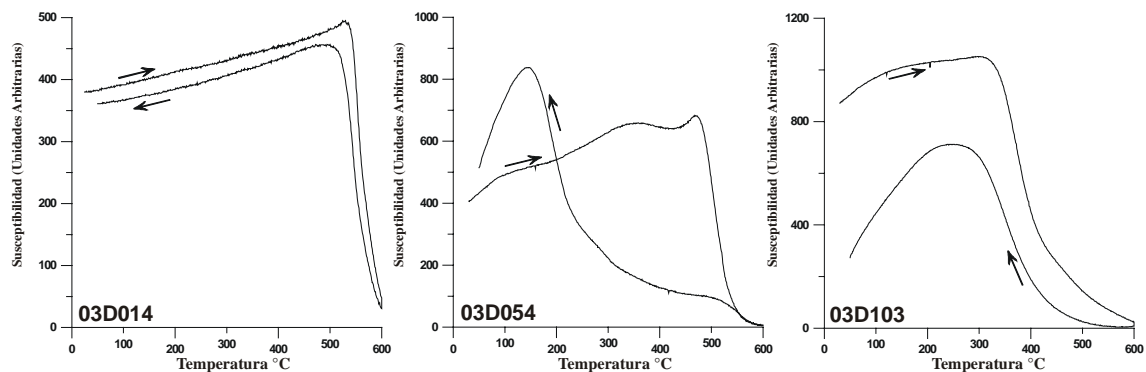


Fig. 23. Curvas de susceptibilidad contra temperatura (en aire) de muestras representativas, las flechas indican la curvas de calentamiento y la curva de enfriamiento.

d) Las mediciones de los ciclos de histéresis a temperatura ambiente indican (Fig. 24) que las muestras estudiadas se encuentran en la región de tamaño de grano de “pequeño pseudo dominio simple” en la grafica de M_r/M_s vs H_{cr}/H_c (Day et al., 1977). Esto probablemente indica una mezcla de multidominio y un significativo aumento de granos de dominio simple (SD) (Fig. 25, Parry., 1982; Dunlop, 2002). La adquisición de curvas de IRM (Magnetización Remanente Isotermal), muestran la saturación de un campo moderado (150-200 mT), cuyo punto indica la presencia de titanomagnetita.

En total, se seleccionaron 29 muestras de 7 diques para los experimentos de paleointensidad, teniendo las características magnética descrita anteriormente.

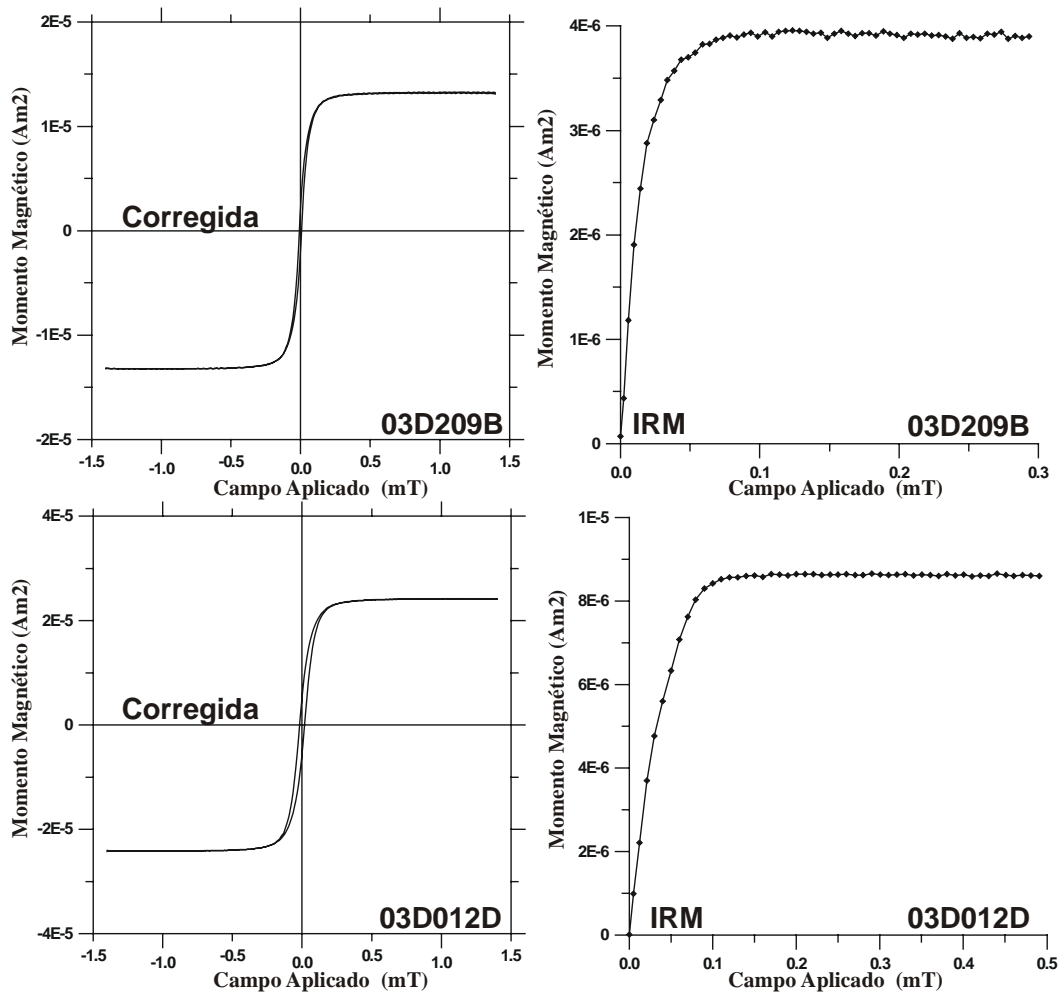


Fig. 24. Ejemplo típico de diagramas de histéresis (corregidas para dia/paramagnetismo) de pequeñas muestras de las unidades volcánicas estudiadas.

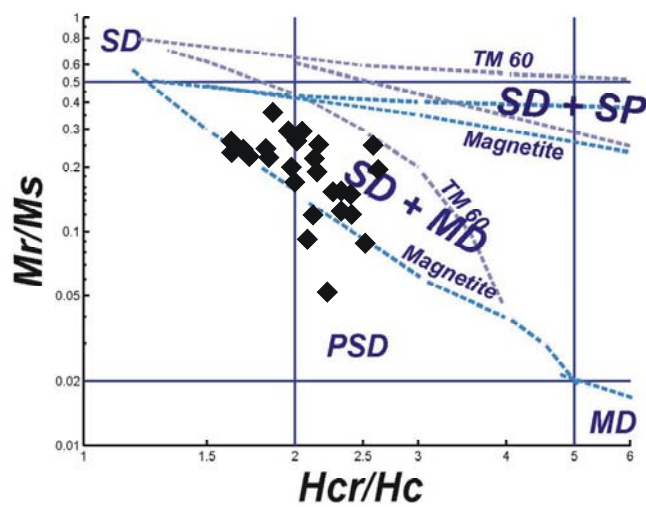


Fig. 25. Parámetros de histéresis a temperatura ambiente, diagrama en curvas de Dunlop (2002) (vea el texto para más detalle)

3.5 Mediciones de paleointensidad

Los experimentos de paleointensidad son realizados mediante el método de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) en su forma modificada (Coe et al., 1978). Todos los calentamientos son hechos en el vacío a 10^{-2} mbar. Once pasos de temperatura (Fig. 26) son distribuidos entre la temperatura ambiental y 570°C , el campo de laboratorio es colocado a $30\ \mu\text{T}$. Los calentamientos de control comúnmente referidos como verificadores pTRM (Prevot et al., 1985), son realizados cada dos pasos de calentamiento durante todo el experimento. Todas las remanencias son medidas utilizando magnetómetros JR5A y JR6.

Se aceptaron solo determinaciones que satisficieran los siguientes requerimientos: a) obtenidos de los 7 últimos puntos de NRM-TRM correspondientes a la fracción f de NRM (Coe et al., 1978) mayor que $1/3$, con factor de calidad q , (Coe et al., 1978) de alrededor de 5 o más (Tabla 4). b) los últimos tres verificadores de pTRM positivos. Definimos verificadores pTRM como positivos, si al repetir la medición el valor de pTRM tienen una diferencia máxima de 15% con la primera medición. c) La dirección del punto final de NRM de cada paso obtenido de los experimentos de paleointensidad son estables y tienden al origen. No se observan desviaciones significativas de la NRM remanente hacia la dirección del campo aplicado del laboratorio. d) Para aceptar determinaciones, los valores (y porción de potencial CRM(T) de la magnitud de NRM(T) para cada doble paso de calentamiento en la dirección del campo de laboratorio durante el calentamiento, Goguitchaisvili et al., 1999a), son menores que 10, y que atestiguan que no se adquiere una CRM significativa (magnetización remanente química) durante los calentamientos del laboratorio.

La proporción de que el experimento de Thellier falle es alta, una forma de encontrar los experimentos fallidos es cuando se tienen verificadores negativos de pTRM y/o el

comportamiento es de concavidad hacia arriba (Dunlop y Ozdemir, 1997), algunos casos hemos detectado y rechazados para el análisis (muestras 03D042C y 03D057D, Fig. 26). Se observa una importante pérdida de NRM con una notable adquisición de TRM con verificadores pTRM positivos. Este fenómeno es debido a una variación irreversible de la fuerza coercitiva (Kosterov y Prevot, 1998) a baja temperatura y que ha sido interpretada como una transformación de un dominio simple a un estado de pseudo dominio “metaestable” o estado de poli-dominio, que resulta en una gran pérdida de NRM y se correlaciona con la adquisición de TRM durante los siguientes pasos de enfriamiento.

3.6 Principales Resultados y Discusión

Diez muestras, pertenecientes a tres unidades individuales, rinden estimaciones aceptables de paleointensidad (Fig. 26, Tabla 4). Para estas muestras la fracción f de NRM usada para la determinación tienen un rango entre 0.49 a 0.77 y el factor de calidad q varía de 6.4 a 23.6. El método de Thellier y Thellier de determinación de la intensidad absoluta geomagnética, es considerado uno de los más precisos, ya que impone muchas restricciones en la selección de muestras que han sido usadas para la determinación (Coe, 1967, Levi; 1977; Prevot et al., 1985; Pick y Tauxe, 1993; Kosterov y Prevot, 1998). La porción de 96% de error que se encuentra en otros estudios, no es excepcional para el estudio de Thellier, la correcta pre-selección de la colección de muestras y estricto análisis de datos obtenidos son hechos. Aunque como en otros resultados no son numerosos, algún crédito debe de tener, por ser una buena técnica de determinación de paleointensidad de buena calidad con altos valores de Coe.

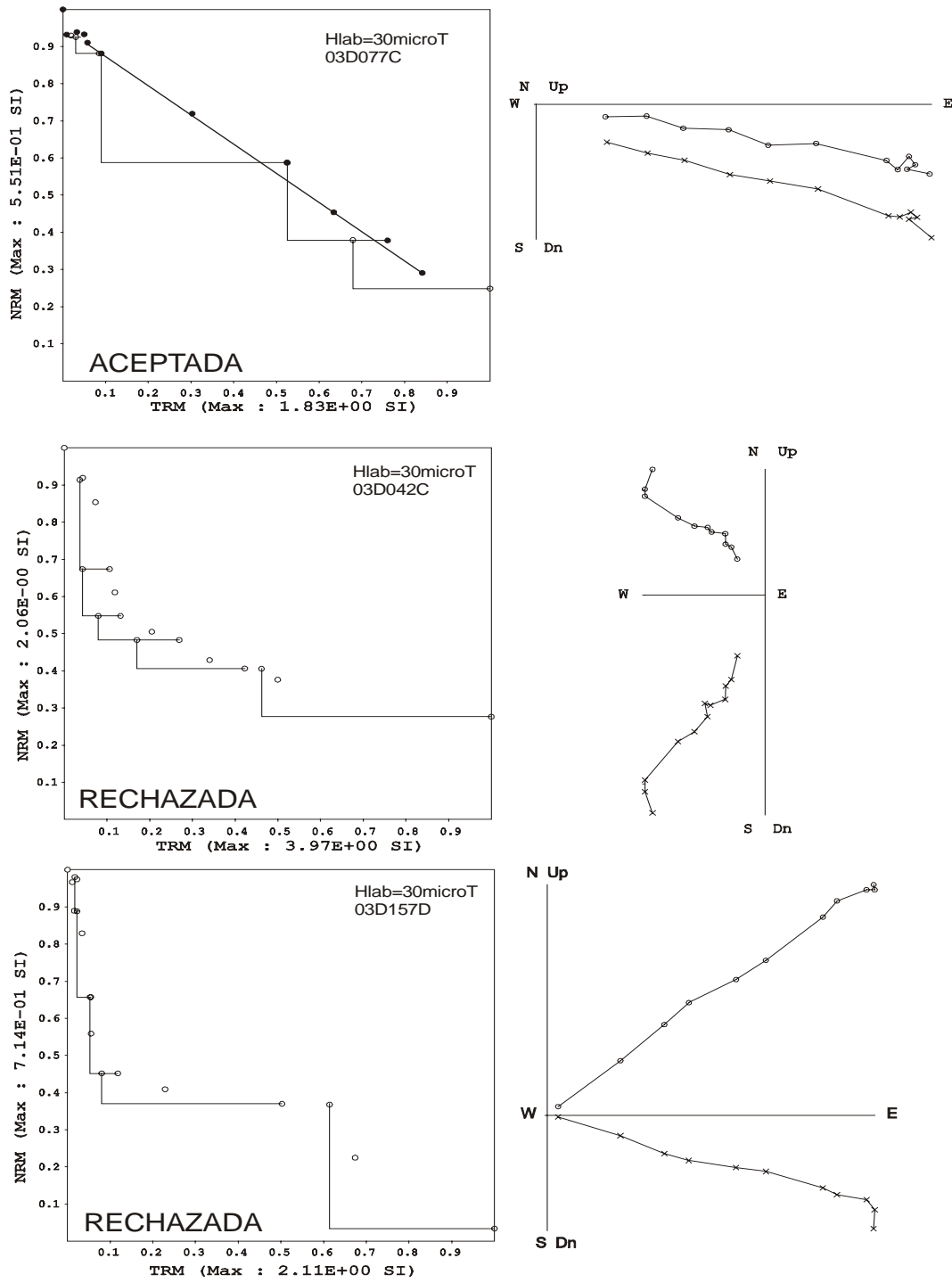


Fig. 26. Diagrama representativo de NRM-TRM y diagramas ortogonales asociados a los diques de Ponta Grossa. En el diagrama ortogonal usamos la misma notación como en la Fig. 22.

Los valores de paleointensidad por sitio promedio obtenido en este estudio tienen un rango de entre 25.6 ± 4.3 a 11.3 ± 2.1 μT y el correspondiente VDM son de un rango de entre 5.7 ± 0.9 a 2.5 ± 0.5 (10^{22} Am^2). Este dato tiene un valor medio de $4.1 \pm 1.6 \times 10^{22}$ Am^2 . Brandat et al., (2008) obtiene intensidades entre 5.7 ± 0.2 a 26.4 ± 0.7 μT (el promedio es de 13.4 ± 1.9 μT), los momentos dipolares virtuales para este estudio tienen un rango de entre 1.3 ± 0.04 a $6.0 \pm 0.2 \times 10^{22}$ Am^2 (promediando $2.9 \pm 0.5 \times 10^{22}$ Am^2). Los datos de paleointensidad (aplicando el mismo criterio estricto de selección como en este estudio) de la Provincia Magmática de Paraná (PMP) son fuertes y variables como de ofiolitas Troodos (Fig. 27, Tauxe, 2006; Granot et al., 2007).

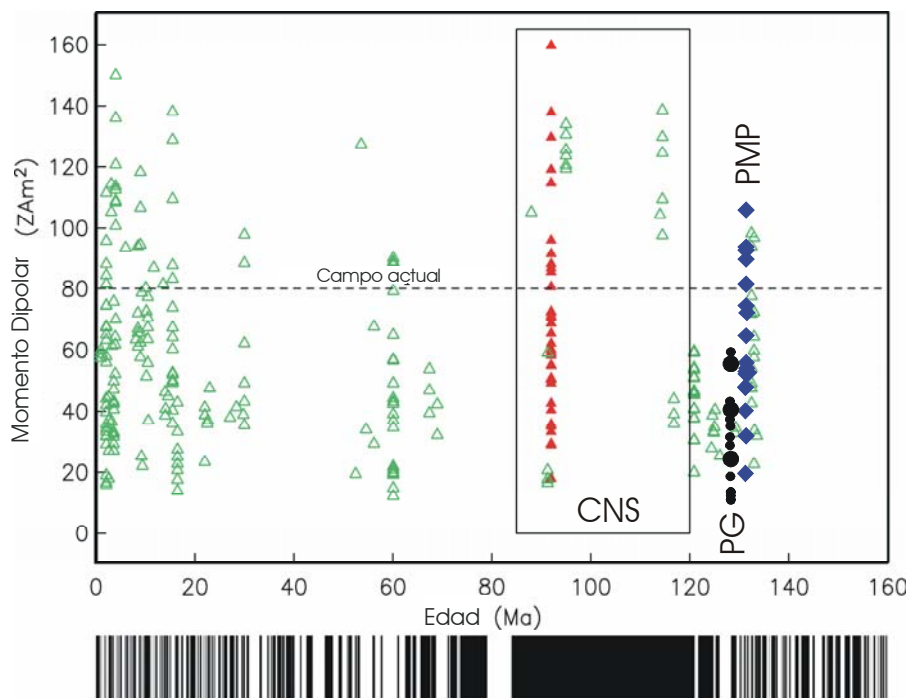


Fig. 27. Resumen de los momentos dipolares virtuales versus edad. En triángulos rellenos son los datos de vidrio basáltico submarino troodos (Tauxe, 2006). Los datos PMP son mostrados en rombos y datos de Ponta Grossa son mostrados en negro (los símbolos pequeños se refieren a datos de Brandt et al., 2008). El campo actual es la línea gruesa. También se muestra la escala de polaridad magnética.

Globalmente las paleointensidades del Cretácico aparecen similares a las fecha Brunhes. La importante variación de la intensidad del campo magnético de la Tierra es observada para los diques de Ponta Grossa. Sin embargo, los valores son significativamente menores comparando el VDM promedio obtenido de la Provincia Magmática de Paraná. En contraste, estos nuevos datos son excelentes indicadores con la paleointensidad recuperada de los vidrios basálticos submarinos de 130 a 120 Ma. Donde el campo bajo prevalece justo antes del Superchron Normal del Cretácico.

Resultados de paleointensidad de los diques de Ponta Grossa

<i>Sítio</i>	<i>Muestra</i>	<i>n</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	$F_E \pm \sigma(F_E)$	VDM	$F_E \pm \text{s.d.}$	VDMe
PG02	03D008C	7	200-480	0.71	0.81	15.9	18.2 ± 0.8	4.08	18.2 ± 0.8	4.1 ± 1.3
	03D011B	8	200-510	0.63	0.71	6.9	19.3 ± 0.9	4.33		
	03D012C	8	200-510	0.49	0.78	7.6	16.3 ± 0.8	3.66		
	03D014C	7	300-510	0.74	0.81	8.2	18.8 ± 0.9	4.22		
PG10	03D074C	9	300-540	0.75	0.82	21.6	11.3 ± 0.3	2.54	11.3 ± 2.1	2.5 ± 0.5
	03D076B	9	300-540	0.53	0.88	12.7	13.5 ± 0.8	3.03		
	03D077C	9	350-560	0.71	0.83	19.7	9.2 ± 0.4	2.06		
PG23	03D175B	7	300-510	0.66	0.88	12.6	23.9 ± 0.5	5.36	25.6 ± 4.3	5.7 ± 0.9
	03D176C	7	300-510	0.64	0.78	8.9	22.3 ± 1.2	5.0		
	03D178C	7	300-510	0.56	0.82	6.4	30.5 ± 2.0	6.85		

Tabla 4. Resultados de los diques de Ponta Grossa, n es el numero de puntos de NRM-TRM usados para la determinación de paleointensidad, Tmin-Tmax es el intervalo de temperatura usados, f, g y q son la fracción extrapolada de NRM usada, el factor gap y el factor de calidad (Coe et al., 1967) respectivamente, F_E es la estimación de la paleointensidad para especimenes individuales, y $\sigma(F_E)$ es el error estándar; F_E es la paleointensidad promedio de flujos de lava individuales, el signo más o menos corresponde a la desviación estándar; VDM y VDMe son momentos dipolares promedio e individuales.

Capítulo 4

Formación Cretácica Arapey (Uruguay): Provincia Magmática de Paraná

4.1. Marco geológico

La Cuenca de Paraná (Fig. 28), localizada en el sureste de la plataforma de Sudamérica, cubre aproximadamente 1,700,000 km², ocupando parte del territorio de Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay. Esta formación exhibe uno de los más grandes volúmenes expuestos de basalto continental del Mesozoico (Fig. 28). El espesor máximo, observado en una perforación en el centro de la cuenca, es de alrededor de 1,700 m (Almeida, 1986). Estudios geológicos, paleomagnéticos y geoquímicos (Bellieni et al., 1986; Ernesto y Pacca, 1988; Piccirillo et al., 1988) sugieren un espesor promedio de 10 a 20 m para un flujo de lava simple. El sedimento paleozoico desarrollado cubre enteramente la corteza continental en tres distintos escenarios tectónicos (Zelán et al., 1990). Debajo de la cuenca se infiere un núcleo cratónico proterozoico (Mendez y Travassos 2005; Neves y Cordani, 1991), que está limitado por varios cinturones móviles.

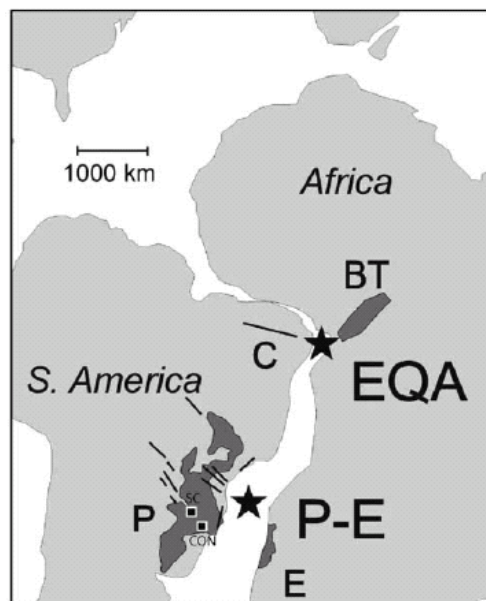


Fig. 28. Localización de la cuenca de Paraná en una reconstrucción paleogeográfica, tomada de Alva-Valdivia et al (2003).

La formación del Cretácico temprano de Serra Geral (130 Ma) es la segunda ocurrencia más voluminosa de flujo de basalto continental en el mundo, expandiéndose sobre el 71 % del área total de la cuenca (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994). Se cree que el origen de la cuenca se debe a un suceso ocurrido antes de la apertura del Océano Atlántico Sur. Abbott y Asley (2002) lo relacionan a un evento asociado a una superpluma. El evento sería parecido al observado en otras partes del mundo, tales como Decan, Atlántico central, Río Columbia, Harrat-Hadan, Etendaka, Rajmahal e Islandia. Aunque el origen de los flujos de lava de Paraná está comúnmente relacionado a la pluma Tristan da Cunha (White y Mackenzie, 1989), evidencias geoquímicas y gravimétricas (Ernesto et al., 2002) parecen descartar la hipótesis de una fuente en el manto, y restringen el origen solamente a una fuente de calor.

Los flujos de Paraná (Formación Serra Geral, SGF) cubren la Formación Botucatu (Jurásico-Cretácico), que está compuesta de arcilla eólica, representación típica de la parte superior de la secuencia de Gondwana. En la parte norte de la cuenca, las rocas volcánicas están cubiertas por sedimento del Cretácico superior, principalmente la Formación Bauru. Los tipos de roca predominantes son los basaltos toleíticos y andesíticos, con un volumen mayor al 90%. Sin embargo, en la parte superior de la secuencia volcánica se observan cantidades significativas de roca sílice compuesta de flujo ácido (riolita y riodacita) que ocurren en franjas del este y suroeste de la formación (Melfin et al., 1988; Bellieni et al., 1986; Piccirillo et al., 1988). Asociados a estas formaciones se encuentran además flujos de lava, sils y diques en serie también abundantes, de los cuales los más prominentes son los diques en serie de Ponta Grossa (Fig. 29).

Los lineamientos tectónicos del Río Uruguay y el Río Piquiri (Fig. 29), cortan la cuenca del borde este hacia el centro. Basándose en datos geológicos y petrológicos, Piccirillo

et al. (1988) sugieren una subdivisión de la Provincia Magmática de Paraná en tres regiones, según la distribución de los diferentes tipos de rocas. En el sur de la cuenca de Paraná (SPB; sur del lineamiento de Río Uruguay), la parte baja de la colección volcánica está compuesta de basalto toleítico y basalto andesítico con bajo contenido de Ti (peso menor a 2%), mientras que la porción superior está esencialmente representada por flujos ácidos de riodacita y riolita. El norte de la cuenca de Paraná (NPB; norte del lineamiento de Río Piquiri) está dominado por toleítas con alto contenido de titanio (peso mayor a 2%), aunque se encuentran también algunos flujos de riodacita porfirítica (rocas ácidas de Chapeco) en áreas más al sureste. En el centro de la cuenca de Paraná (CPB) la colección volcánica es similar a aquella encontrada en SPB y NPB, e incluyen rocas ácidas de Palmas y Chapeco con concentraciones hacia el borde este de la cuenca (Fig. 29).

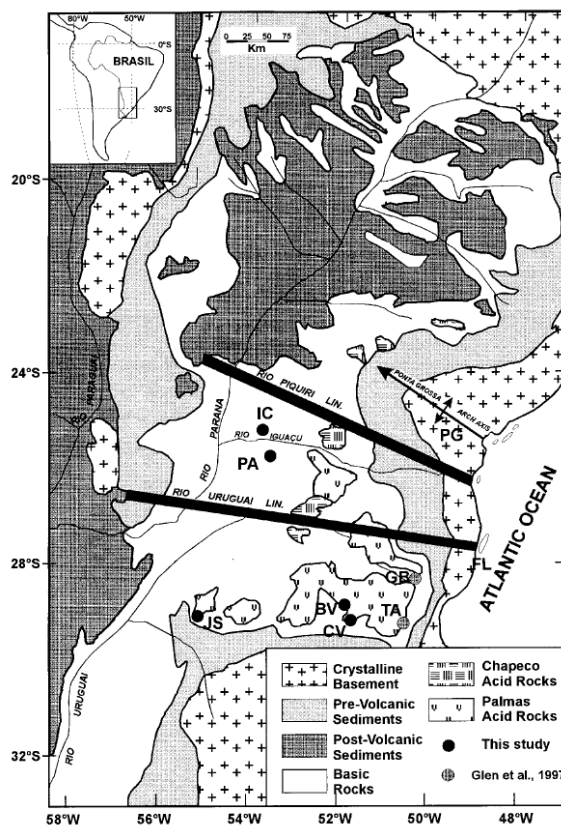


Fig. 29. Mapa geológico general de la Provincia Magmática de Paraná en Brasil, tomado de Tamrat y Ernesto (1999).

Las tendencias estructurales que tienden afectar la cuenca de Paraná son NW-SE y NE-SW (Fig. 30). Esto se basa en mapeo geológico, datos aeromagnéticos y gravimétricos, con algunos datos dispersos de sondeos exploratorios. La tendencia NW-SE se asocia a la zona de falla entremezclada por diques en serie de diabases (Ferreira et al., 1989). La zona de falla que está fuera de los emplazamientos de los diques está caracterizada por una tendencia NE-SW (Zalán et al., 1990). Las estructuras con tendencias subordinadas E-W son también descritas por Zalán et al., (1990).

Los distintos lineamientos tectónicos que cortan la cuenca desde el este hacia el centro son estructuras alargadas de tipo arco y también se encuentran fuera de los límites de la cuenca (Fig. 30). El Arco de Ponta Grossa es la mayor estructura NW, que choca con el levantamiento de la cuenca apenas antes de los eventos del flujo de basalto continental (Zalán et al., 1990). El arco de la Asunción (Fig 30) es el límite oeste de la cuenca y se considera un abultamiento de la cuenca trans-arco Andina. Al noreste se encuentra limitada por la cuenca conocida como Zona Goiania Finge, caracterizada por varias instrucciones alcalinas y kimberlíticas de 80 Ma (Mendez y Travassos, 2005).

Existe una concentración muy alta de diques principalmente en la parte central y noreste del arco. El espesor de éstos varía entre 20 y 50 m, y tienen una extensión de 10 km. Algunos afloramientos han sido trazados a lo largo de cientos de kilómetros según datos magnéticos (Ferreira et al., 1989). La escala grande NW-SE asociada a los lineamientos de los Arcos de Ponta Grossa son ideados a ser de origen más profundo del manto superior (Ferreira et al., 1989).

Aunque hay muchos trabajos que describen el Arco de Ponta Grossa, nuestro conocimiento de esta estructura es muy pequeño. El ampliar el conocimiento de esta formación permitirá un mejor entendimiento de la estructura compleja de la corteza que existe en la cuenca de Paraná.

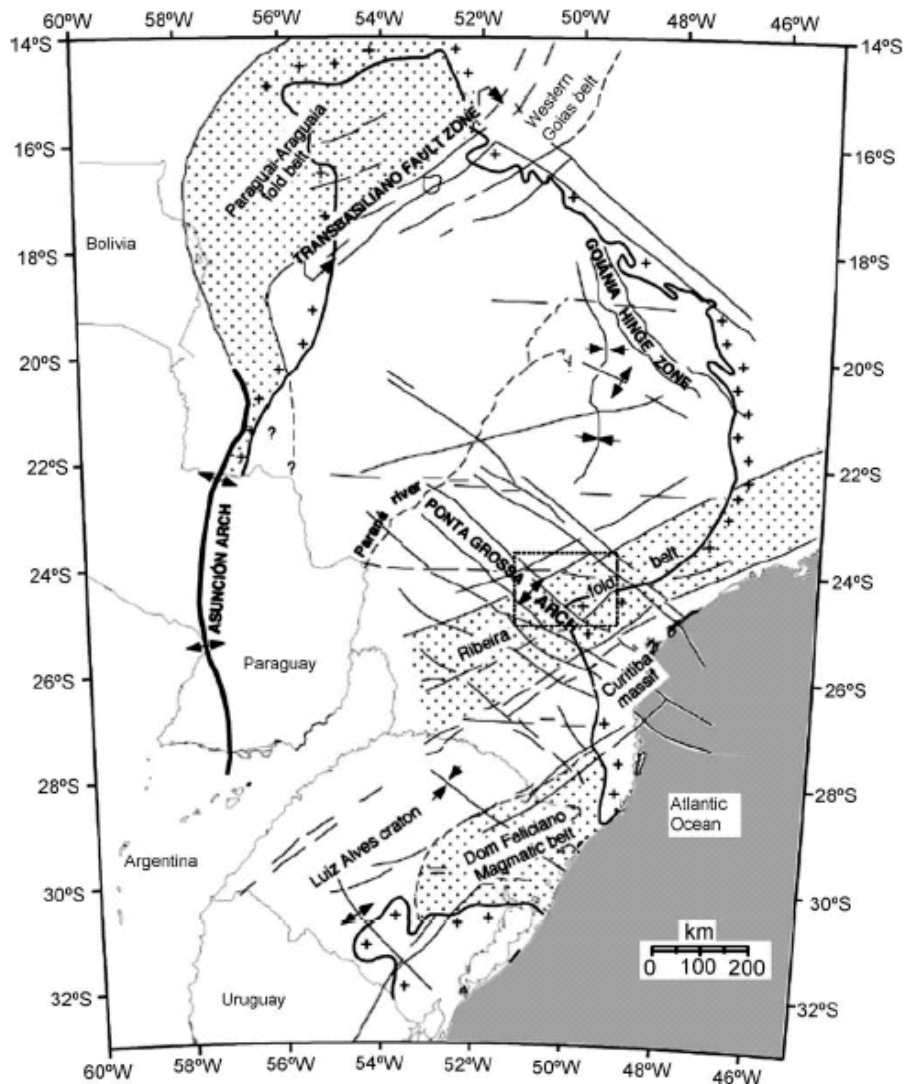


Fig. 30. Estructuras tectónicas que afectan y rodean la cuenca de Paraná, tomada de Vidotti et al (1998).

Recientemente se han realizado un número grande de determinaciones de edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la Provincia Ígnea de Paraná-Etendaka (Renne et al., 1992, 1996a, b). Ellas muestran que la provincia entera erupcionó en un mismo y corto intervalo de tiempo (principalmente 133-132 Ma), aunque también está documentada una ligera actividad volcánica un poco más antigua (Turner et al., 1994). La edad promedio de SPB es 133 ± 1 Ma, mientras que CPB es levemente más joven, con una edad cercana a 132 Ma (Renne et al., 1992).

4.2. Justificación

El estudio de la variación a largo plazo de la polaridad y paleodirección del campo magnético de la Tierra en el Precámbrico y Fanerozoico ha demostrado ser valioso en el estudio de las geociencias. La polaridad magnética en el Mesozoico y Cenozoico es conocida, con algunas tendencias de primer orden definidas para tiempos antiguos. En contraste, la variación de momento dipolar del campo magnético la Tierra a largo plazo ha demostrado ser más difícil de entender (Ejem, Heller et al., 2002; Biggin y Tomas, 2003; Goguitchaichvili et al., 2003; Macouin et al., 2003; Perrin y Schnepf, 1997; Tauxe et al., 2004; Tauxe et al., 2005; Tarduno et al., 2006; Granot et al., 2007). Entre muchos otros hallazgos, los estudios de polaridad magnética han definido varias características de primer orden, tales como el superchron del Permo-Triásico y Cretácico, caracterizado por constantes polaridades normales e inversas respectivamente, sobre intervalos largos. La propuesta de la existencia de un momento dipolar más largo en el pasado geológico, así como de un momento dipolar bajo durante la mayor parte del Mesozoico, tiene importantes implicaciones para el geodínamo, basándose en una compilación de datos de paleointensidad del periodo Triásico, Prévot et al., (1990) subrayaron la existencia de un campo relativamente bajo durante el Mesozoico. La intensidad dipolar encontrada es de sólo un tercio del valor que había en el Cenozoico, y que prevaleció la mayor parte del Mesozoico. Kostrov et al. (1998), Perrin et al. (1991) y Perrin y Shcherbakov (1997) confirmaron este Bajo Dipolo del Mesozoico (MDL, por sus siglas en inglés) mediante análisis experimental y estadístico del registro de la paleointensidad. Basándose en nuevos datos de calidad superior de vidrios basálticos submarinos (SBG siglas en inglés), Juárez et al. (1998) argumentan que el momento dipolar promedio de la Tierra sobre los pasados 160 Ma era de solamente la mitad del campo actual, sugiriendo que el MDL no era de

intensidad baja sino media. Selkin y Tauxe (2000) básicamente alcanzaron las mismas conclusiones. Tarduno et al. (2001 y 2003) reportan altas intensidades geomagnéticas de $12.5 \pm 1.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ durante el CNS (Superchron Normal del Cretácico), que son consistentes con algunas inferencias de simulación por computadora (Glatzmaier et al., 1999). Más recientemente Tauxe (2006), basada en numerosos experimentos de SBG, argumenta que los datos de paleointensidad de Brunhes son relativamente altos y están dispersos como aquellos del Superchron Normal del Cretácico.

Es obvio que la definición de la variación a largo plazo del momento virtual dipolar geomagnético requiere de una mayor cantidad de resultados de paleointensidad. Para este propósito, los Flujos Basálticos de Paraná (PFP, por sus siglas en inglés) tienen varias ventajas: (1) están bien distribuidos en una gran provincia volcánica y de fácil acceso; (2) registran fielmente el campo magnético que existió durante el tiempo de la erupción (Ernesto et al., 1990); (3) muchos son frescos, condición ideal para dataciones isotópicas; (4) existen ya determinaciones de edades por K-Ar y Ar-Ar (Turner, 1994; Stewart, 1996; Renne, 1996a, b).

Dos estudios previos de paleointensidad (Kosterov et al., 1998; Goguitchaichvili et al., 2002) fueron enfocados en la porción brasileña de los PFP, rindiendo resultados contradictorios. En el presente artículo se reportan nuevas determinaciones de paleointensidad para la Formación Arapey (Uruguay).

4.3. Detalles del muestreo

La provincia ígnea de Paraná-Etendeka (PEIP) es una de las más grandes provincias de flujo volcánico en el mundo, con un pico de actividad magmática en 132 Ma (Erlank et al., 1984; Bellieni et al., 1984). La Formación Arapey (conocida como Serra Geral en Brasil) fue definida inicialmente por Bossi (1966). Se trata de un flujo basáltico

continental asociado a la apertura de Gondwana en el Jurásico-Cretácico y a la evolución del continente y magmatismo oceánico durante la apertura del Océano Atlántico Sur.

Estos basaltos están definidos como basaltos toleítico-afíricos (Comin-Chiaramonti et al., 1988) basándose en el criterio de separación del bajo contenido de TiO_2 (≈ 1) y alto de TiO_2 (> 3) propuesto por Bellieni et al. (1984), Fodor (1987), Cox (1988); Mantovani et al., 1985; Turner y Hawkesworth (1995) entre otros. Los basaltos de la Provincia de Paraná muestran características de bimodalidad con una fuerte correlación geográfica (Fig. 31a). El rasgo más eminente en el área es la presencia de formas esféricas, a veces verticalmente en geodas largas de soporte amatista de pocos niveles. El color de la amatista varía del violeta pálido a lila muy intenso, y también puede exhibir rosado o sombra de violeta lechoso. Los basaltos de la Formación Arapey son gris oscuro o verde oscuro, con *hypersthene* normativo. Petrográficamente, es porfirítico con matriz intergranular. La plagioclasa está en fenocristales (aprox. 1-1.5 mm) y clinopiroxenos globulares (1-1.2 mm) y vidrio intersticial. Los flujos de lava son masivos, vehiculados y puede estar compuesto por estructura pahoehoe. Petrográficamente, varía en textura, de la más común afanítica a porfirítica y piroxeno globular (augita). Algunos basaltos presentan textura porfírica con plagioclasa (An_{67}), piroxeno (dipsida-augita) e iddingsita. El mineral opaco es de esqueleto. La matriz es microcristalina heterogranular.

Las edades obtenidas para esta formación son 127 ± 3 , 146 ± 5 , 153 ± 8 Ma, K/Ar (Creer et al., 1965) y 132 ± 4 Ma (Umpierre, 1965 en Bossi, 1966). Las edades distintas obtenidas para la Formación Arapey probablemente se deben a la pérdidas de Ar (encontrando edades relativamente jóvenes) y retención de Ar (dando fechas antiguas anómalas). Las edades más recientes fueron obtenidas por Feraud et al. (1999) por la metodología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dando en promedio una edad de 132.2 ± 0.5 Ma.

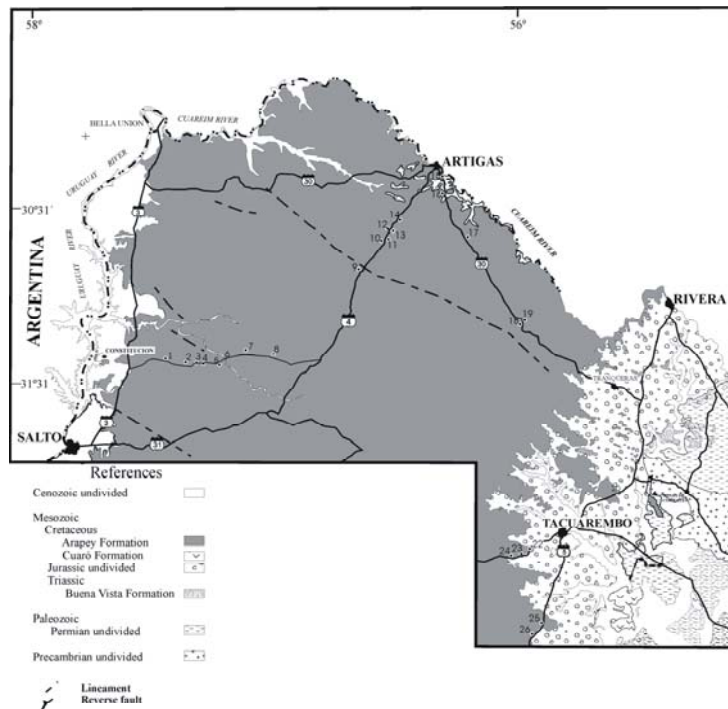
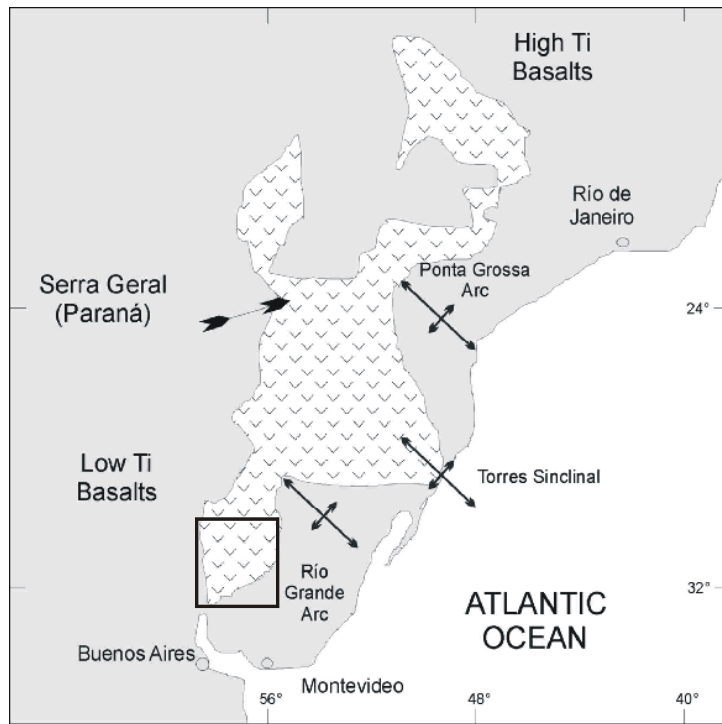


Fig. 31. a) Distribución geográfica de los Basaltos de Paraná, mostrando las áreas con Ti alto (norte) y Ti bajo (sur), modificado de Fodor (1987). b) Mapa geológico simplificado del noreste de Uruguay mostrando las localidades y los sitios

En total se obtuvieron 227 núcleos paleomagnéticos estándar pertenecientes a 26 sitios (Fig. 31b) distribuidos a lo largo del camino principal del Norte de Uruguay. Las muestras están distribuidas a lo largo de cada flujo horizontal y vertical en orden de minimizar los efectos debidos a la inclinación de bloques y a los relámpagos. Todos los flujos de lava muestreados están dispuestos horizontalmente (inclinación menor que 3°). En general se tomaron muestras de la parte más profunda de los flujos, con la finalidad de obtener muestras colectivas con el grano de material más fino. Los núcleos fueron obtenidos con una perforadora de gasolina portátil; la orientación en muchos casos se realizó con brújulas magnética y solar.

4.4. Magnetismo de Rocas

Viscosidad

Para obtener la disposición y precisión de las medidas de la remanencia durante el doble calentamiento de Thellier, se recomienda que la viscosidad magnética sea baja. La determinación del índice de viscosidad (Thellier y Thellier, 1944; Prévot et al., 1983) permite estimar la capacidad de una muestra para adquirir una magnetización remanente viscosa, y también es ampliamente usado para obtener información acerca de la estabilidad magnética. Con este propósito colocamos las muestras durante 16 días con uno de los ejes alineado con el campo magnético de la Tierra. Después de medir esta magnetización (\mathbf{M}_d), se colocó por otros 16 días en un espacio libre de campo, y se midió nuevamente la magnetización (\mathbf{M}_0). Esto permite calcular el índice de viscosidad $V = [(Z_d - Z_0) : M_{nrm}] \times 100$, donde Z_d y Z_0 son las componentes de magnetización de \mathbf{M}_d y \mathbf{M}_0 , respectivamente, paralelas al campo de magnetización. M_{nrm} es la intensidad de la magnetización remanente natural. Todas las muestras fueron sometidas a este experimento y aunque el índice de viscosidad varía entre 0 y 27.2, muchos valores

fueron menores que 5 %. En general, el estudio de las muestras indica una capacidad relativamente baja para adquirir magnetización remanente viscosa.

Remanencia

La magnetización remanente fue medida con un magnetómetro de giro JR-5A (sensibilidad $\sim 10^{-9}$ Am²). Las mediciones fueron registradas después de la estabilización de la remanencia en el magnetómetro. La desmagnetización por campos alternos se realizó en un desmagnetizador (AF), y los pasos de desmagnetización térmica se incrementaron hasta llegar a 570 °C usando un horno MDT80 (Magnetic Measurement Ltd). Durante la desmagnetización térmica, se midió la susceptibilidad de bajo campo a temperatura ambiente en cada paso con un medidor de susceptibilidad Bartington MS2. En muchas de las unidades estudiadas se pudo reconocer una componente paleomagnética estable (Fig. 32, muestras 05A084A, 05A086A y 05A061B). Una componente secundaria pequeña fue removida de forma relativamente fácil, aplicando 200°C o 10 mT. En varios sitios se detectaron componentes de magnetización secundarias intensas (05A043A, 05A073A, 05A102A).

En muchos casos, la mayor parte de la magnetización remanente fue removida a temperaturas entre 520 y 570 °C, lo que indica que la responsable de la magnetización es titanomagnetita baja en Ti. El campo destructivo medio (MDF) estuvo entre 40 y 60 mT, sugiriendo un tamaño de grano pseudo sencillo "pequeño" como portador de la magnetización remanente (Dunlop y Özdemir, 1997). Esta característica en los materiales se considera adecuada para realizar los experimentos de paleointensidad de Thellier.

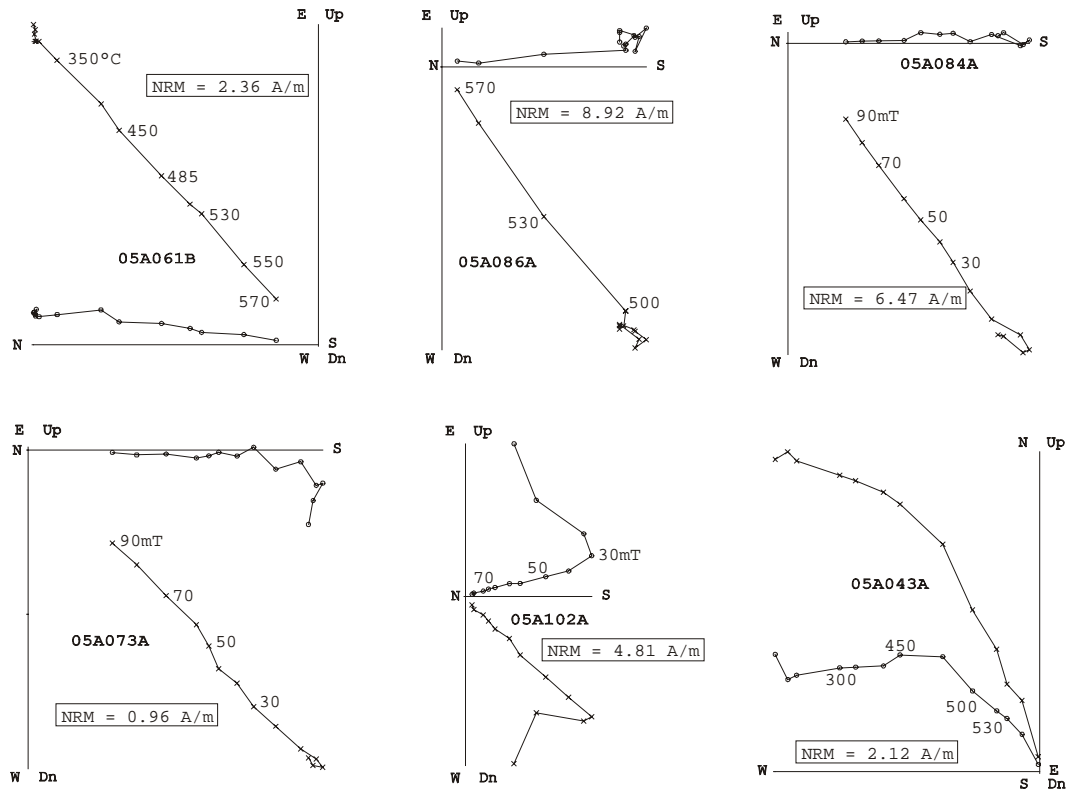


Fig. 32. Diagrama de vector ortogonal de los pasos de desmagnetización térmica y campos alternos de muestras representativas (coordenadas estratigráficas). El número se refiere a la temperatura °C o al pico del campo alerno en mT. o – proyección dentro del plano horizontal, x – proyección dentro del plano vertical.

Susceptibilidad

Se realizaron mediciones de susceptibilidad de bajo campo en aire, usando un equipo de puenteo de susceptibilidad Highmoore equipado con un horno, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la Ciudad de México.

Una muestra de cada sitio fue calentada hasta los 600°C (en algunos casos hasta 650°C), a una tasa de 20°C/min, y posteriormente fueron enfriadas a la misma razón. La temperatura de Curie fue determinada con el método de Prévot (1983)

Se detectaron dos diferentes tipos de comportamiento: un tercio de la colección de las muestras presentan una fase magnética, con un punto de Curie compatible con la titanomagnetita (Fig. 33, muestra 05A116). Sin embargo, en algunos casos las curvas de calentamiento y enfriamiento no son perfectamente reversibles (muestra 05A108). Pocas muestras presentan dos fases termo magnéticas durante el calentamiento (Fig. 33, muestra 05A074). El bajo rango del punto de Curie está entre 350 y 410 °C, y el punto más alto representa a la magnetita pura. La curva de enfriamiento muestra solamente una fase simple con una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita. Tal irreversibilidad de las curvas k-T ha sido explicada por la presencia de titanomagnetita que probablemente se transforma en magnetita durante el calentamiento (Ozdemir, 1987).

Histéresis

En todos los flujos de lava estudiados se realizaron mediciones de histéresis a temperatura ambiente en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM de la Ciudad de México. Para ello se usó un 'Micromag' AGFM con un campo superior a 1.2 Teslas. La magnetización remanente de saturación (J_{rs}), la magnetización de saturación (J_s) y la fuerza coercitiva (H_c) fueron determinadas mediante la aplicación progresiva de un campo inverso después de la saturación. En la Fig. 33 se presentan algunas gráficas típicas de histéresis. Las curvas son básicamente similares en todos los casos; cerca del origen no se observa el comportamiento de cintura de avispa. Todas las muestras parecen estar contenidas en el tamaño de grano de dominio pseudo sencillo, juzgando por sus parámetros de histéresis. En estas muestras se ha notado la presencia de alguna fracción súper-paramagnética; cabe mencionar que la medición de la fuerza coercitiva y la magnetización de saturación varían de menor o mayor, debido a la presencia de granos super-paramagneticas. Las curvas de adquisición de la remanencia isothermal

(IRM) se encuentran muy similares para todas las muestras (no mostradas). La saturación es alcanzada a los campos moderados del orden de 100-200 mT, donde son espínelas las portadoras de la remanencia.

4.5. Paleointensidad

Siguiendo los resultados de paleodirecciones y magnetismo de rocas, 102 muestras en total pertenecientes a 15 unidades de enfriamiento, producen una componente de magnetización estable con temperatura de bloqueo compatible con la fase de titanomagnetita pobre en Ti. El índice de viscosidad es bajo (menor a 5%) y cuando las curvas k-T fueron razonablemente reversibles, las muestras se seleccionaron para los experimentos de paleointensidad.

En este estudio se utilizó el método de Thellier y Thellier (1959) en la forma modificada por Coe (1978) para determinar la paleointensidad geomagnética absoluta. El calentamiento y el enfriamiento se hicieron en vacío (menor a 10^{-2} mbar), y el campo de laboratorio se colocó a 30 μ T. De diez a once pasos de temperatura fueron distribuidos entre la temperatura ambiente y 575°C. La reproducibilidad de temperatura entre dos pasos de calentamiento a los mismos pasos era en general del orden de 2°. El método de Thellier (Thellier y Thellier, 1959) permite verificar tanto la estabilidad de pTRM (magnetización termorremanente parcial) como la NRM (magnetización remanente natural) a través del control de los calentamientos. Este verificador de TRM/NRM fue realizado cada dos etapas de temperatura a lo largo de todo el experimento.

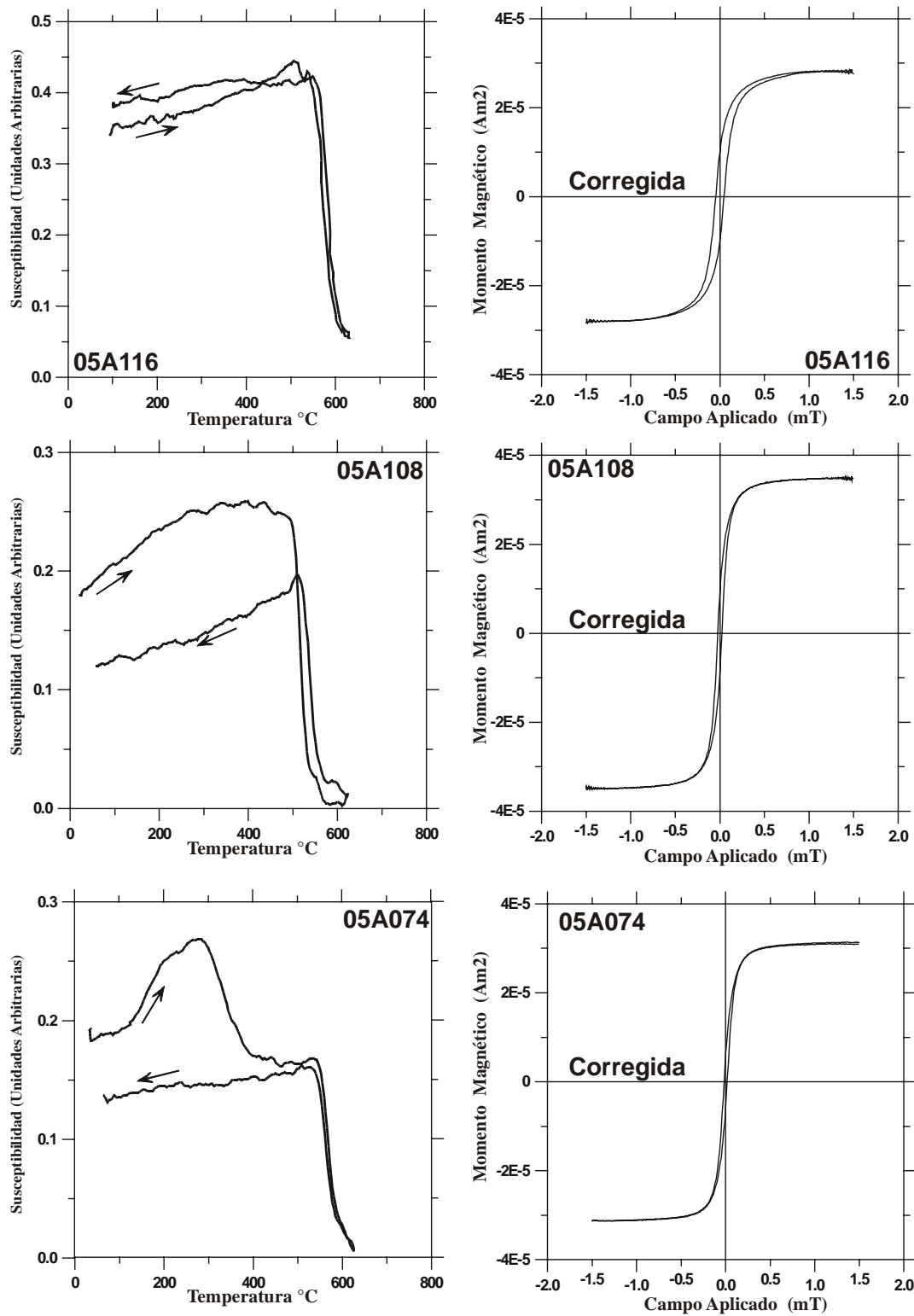


Fig. 33. a) Curvas de susceptibilidad versus temperatura (en aire) de muestras representativas. Las flechas indican las curvas de calentamiento y enfriamiento. b) Ejemplo típico de curvas de histéresis (corregidas por dia/paramagnetismo) obtenidas de muestras de las unidades volcánicas estudiadas

4.6. Resultados y Discusión

Los datos de paleointensidad se reportan en el diagrama clásico de Aray-Nagata (Nagata et al., 1963) en la Fig. 34 y los resultados se encuentran en la Tabla 5. Las determinaciones fueron aceptadas solamente cuando cumplieron con los siguientes criterios: (1) que se hubieran obtenido de los últimos 6 puntos NRM-TRM correspondientes a la fracción más grande de 1/3 de NRM (Tabla 5). (2) un factor de calidad (Coe et al., 1978) de 5 o más. (3) verificadores de pTRM positivos. En pocos casos se aceptó la determinación individual con factores de calidad ligeramente más bajos (Tabla 5). Sin embargo, la paleointensidad estimada de estas muestras está cerca del sitio promedio. En muchos casos la linealidad se observó a 525°C (Fig. 34, muestras 05A176C y 05A121B) y los controles de calentamiento fueron exitosos, es decir, la desviación de los verificadores pTRM fue menor a 15%. Las direcciones de NRM obtenida en cada paso del experimento de paleointensidad fueron razonablemente lineales y con tendencia al origen (Fig. 34, lado inferior). No se observó ninguna desviación de la dirección de NRM hacia la dirección del campo aplicado en el laboratorio. En algunos casos se detectó un típico comportamiento de concavidad hacia arriba (Dunlop y Ozdemir, 1997) (muestra 05C107B). También se observó una importante pérdida de NRM sin una notable adquisición de TRM, pero con verificadores positivos de pTRM. Este fenómeno puede ser debido a las variaciones irreversibles de la fuerza coercitiva (Kosterov y Prévot, 1998) a temperatura bajas que son interpretadas como transformaciones de un estado de dominio simple “meta estable” a un estado polidominio, que resulta en una gran pérdida de NRM sin una correlación de adquisición de TRM durante el enfriamiento sucesivo.

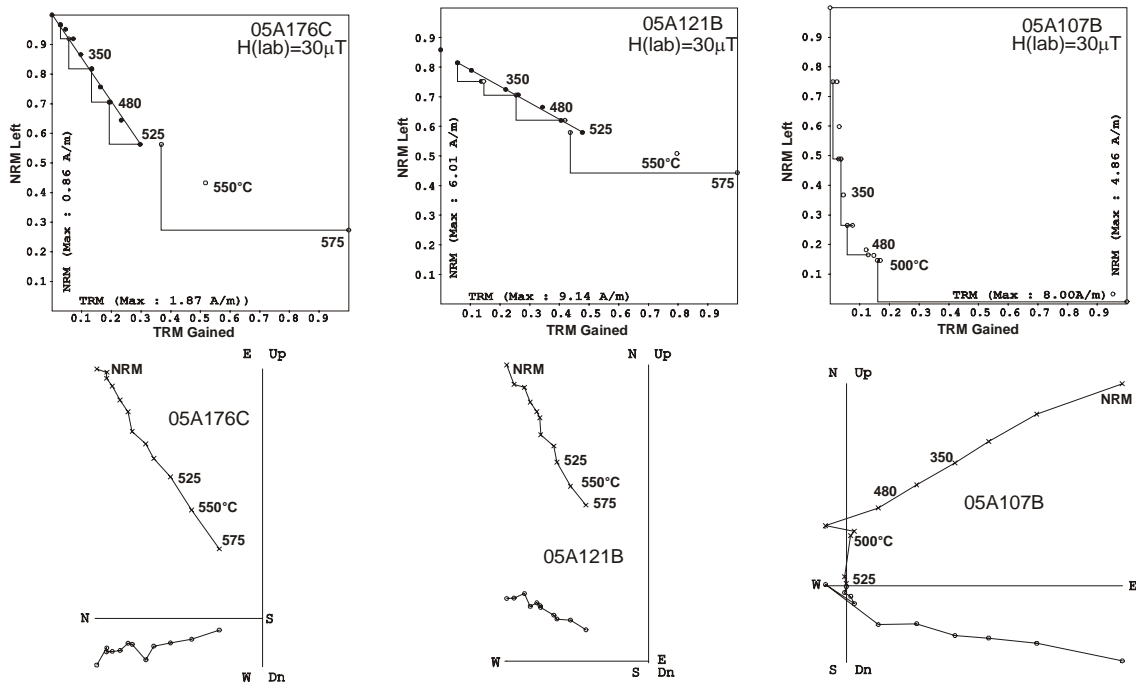


Fig. 34. Diagramas representativos de NRM-TRM plots (llamados diagramas de Arai-Nagata) y diagramas ortogonales asociados de muestras de Río Grande de Santiago. En los diagramas ortogonales se usa la misma notación que en la Fig. 32.

Mientras los procedimientos para determinar la dirección del campo paleomagnético son más o menos estandarizados, todavía existen diferencias significativas entre los laboratorios en cuanto a cómo mejorar la obtención de las estimaciones de la intensidad del campo magnético. La técnica de Thellier y Thellier y todas las aproximaciones derivadas, entre ellas la modificada por Coe (1978), han sido bien recibidas por una gran audiencia en los últimos años. Los llamados verificadores pTRM cola se incorporan a menudo durante las mediciones (Riisager y Riisager, 2002) para detectar la presencia de granos magnéticos multidominio. Nosotros preferimos evitar estos procedimientos debido a los calentamientos adicionales requeridos. Creemos que la calidad de la contribución de granos multidominio debe descubrirse antes del experimento de Thellier como parte de selección de las muestras convenientes para las mediciones de paleointensidad.

En este estudio se ilustran bien las dificultades relacionadas con la determinación de la intensidad geomagnética absoluta en rocas extrusivas volcánicas. Solamente 27 muestras provenientes de 5 flujos de lava individual rindieron estimaciones de paleointensidad aceptables (Tabla 5). Para estas muestras, la fracción f de NRM usada para la determinación tiene un rango entre 0.33 y 0.83 y un factor de calidad q entre 4.5 y 14.1, siendo en general mayor a 5. Los valores de paleointensidad del flujo promedio obtenidos en este estudio están en un rango de 16.3 ± 2.3 a 41.5 ± 3.8 μT y el Momento Virtual Dipolar (VDM) correspondiente tiene un rango de 3.4 ± 0.6 a 8.2 ± 0.8 (10^{22} Am^2). Esto corresponde a un valor promedio de $6.4 \pm 2.3 \times 10^{22}$ Am^2 .

Aunque nuestros resultados no son numerosos, algún crédito debe dárseles debido a la buena calidad de la determinación, certificada por el alto valor del factor de calidad de Coe et al (1978). No obstante, no hay bastantes datos para discutir la variación de VDM a través del tiempo y es necesario combinar nuestros resultados con estimaciones previamente publicadas para los basaltos de Paraná. Para este propósito nosotros consideramos sólo resultados obtenidos con el método de Thellier, para los cuales los verificadores de pTRM son positivos. Esto certifica la ausencia de alteraciones durante el calentamiento, por lo menos de 3 determinaciones por unidad y un error de la paleointensidad media alrededor de 20% (Perrin y Shcherbakov, 1997). 18 determinaciones (incluyendo este estudio) cumplen con estos criterios básicos (Tabla 5). La combinación de todos los datos rinde un VDM medio igual a 6.5 ± 2.4 (10^{22} Am^2) que representa casi el 80% del dipolo axial geomagnético actual.

Los datos de paleointensidad de Paraná son tan altos y variables como aquellos de Troodos Ofiolitos (Fig. 35, Tauxe, 2006). La importante dispersión observada en nuestro estudios es similar a la encontrada en Grannot et al., (2007) y parece tener un significado geomagnético. Globalmente, las paleointensidades de Cretácico temprano

son bastante similares a los datos de Brunhes. En este contexto, la hipótesis del MDL es inapropiada.

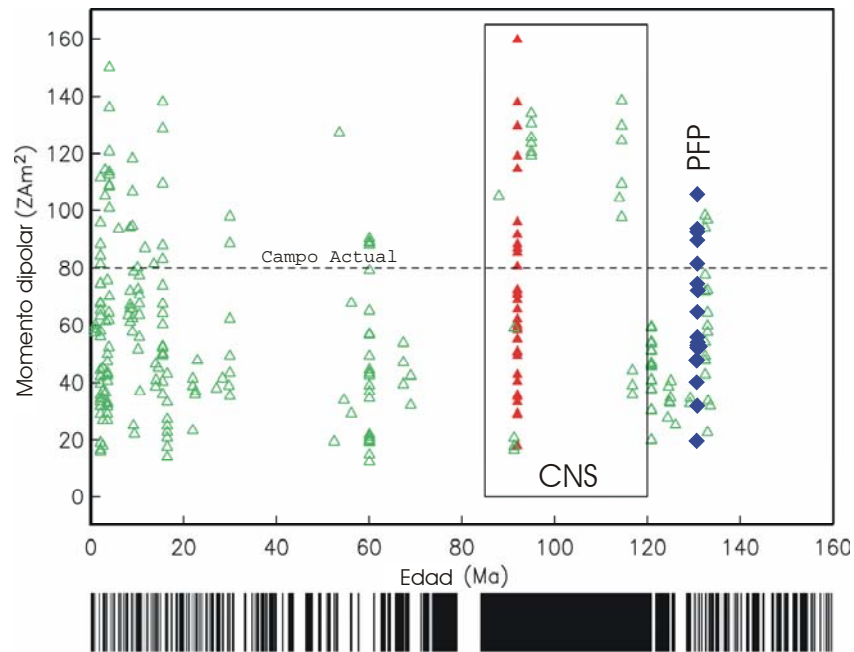


Fig. 35. Resumen de datos de momentos dipolares virtuales versus edad. Se presentan en triángulos rellenos los datos de los vidrios basálticos submarinos Troodos (Tauxe, 2006). Los datos de PFP se muestran en rombos. El campo actual es la línea punteada. También se presenta la escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (tomada de Tauxe, 2006).

Tabla 5. Resultados de paleointensidad de la Provincia Magmática de Paraná

Este estudio

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>Inc</i>	<i>Dec</i>	<i>n</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	$F_E \pm \sigma(F_E)$	VDM	$F_E \pm \text{s.d.}$	VDMe
AR04	05A025C	-48.3	5.8	7	300-525	0.43	0.82	8.5	45.8 ± 3.9	9.03	41.5 ± 3.8	8.2 ± 0.8
	05A026B	-50.3	6.1	7	300-525	0.53	0.82	6.6	38.6 ± 3.4	7.44		
	05A027D	-47.5	11.6	9	200-525	0.42	0.79	7.3	36.4 ± 4.1	7.24		
	05A028D	-47.4	5.1	9	200-525	0.39	0.83	6.4	37.9 ± 3.6	7.55		
	05A029B	-47.8	9.2	8	250-525	0.53	0.84	7.1	43.1 ± 3.7	8.55		
	05A031B	-48.5	10.8	8	250-525	0.46	0.85	6.2	43.4 ± 3.3	8.54		
	05A032C	-46.3	11.3	7	300-525	0.36	0.85	7.4	45.6 ± 3.1	9.19		
AR05	05A036A	-50.4	3.6	7	250-500	0.44	0.87	5.9	43.2 ± 3.7	8.32	38.6 ± 6.1	7.7 ± 1.2
	05A037B	-45.4	8.5	9	200-525	0.51	0.86	8.8	46.2 ± 3.1	9.41		
	05A038B	-47.2	2.6	7	300-525	0.53	0.79	7.6	38.5 ± 2.1	7.69		
	05A039C	-46.8	5.8	6	300-500	0.33	0.81	4.7	31.7 ± 1.6	6.40		
	05A040C	-48.5	6.2	6	300-500	0.34	0.79	5.3	33.6 ± 2.2	6.64		
AR08	05A059A	-42.6	16.1	7	250-500	0.32	0.81	4.6	41.5 ± 2.1	8.69	39.7 ± 2.5	8.2 ± 0.7
	05A062A	-47.4	4.7	7	300-525	0.39	0.81	6.2	36.5 ± 2.0	7.26		
	05A063C	-45.2	3.3	6	300-500	0.34	0.79	5.9	41.9 ± 2.1	8.55		
	05A064D	-39.4	7.7	7	300-525	0.43	0.83	5.8	38.9 ± 2.3	8.40		
AR15	05A116B	40.3	172.2	8	250-525	0.30	0.81	5.5	19.1 ± 3.8	4.09	16.3 ± 2.3	3.4 ± 0.6
	05A116D	40.3	172.2	6	350-525	0.33	0.79	4.5	17.2 ± 2.9	3.68		
	05A118C	50.6	189.3	6	350-550	0.76	0.83	9.3	14.7 ± 0.6	2.82		
	05A121B	37.8	165.6	9	200-525	0.52	0.87	7.6	14.1 ± 0.9	3.09		
AR22	05A174A	-35.2	12.3	9	200-525	0.44	0.86	14.1	21.6 ± 0.6	4.84	20.9 ± 3.4	4.6 ± 0.8
	05A175A	-35.9	355.2	8	250-525	0.52	0.82	12.5	22.8 ± 2.1	5.08		
	05A176A	-35.4	10.7	8	250-525	0.47	0.86	7.9	26.4 ± 2.1	5.91		
	05A177C	-35.9	1.3	9	200-525	0.53	0.85	8.3	18.6 ± 0.9	4.14		
	05A179B	-39.8	11.2	9	200-525	0.49	0.87	6.9	22.8 ± 1.8	4.91		
	05A180C	-37.6	12.3	9	200-525	0.56	0.85	12.3	16.4 ± 1.3	3.60		
	05A181B	-39.6	14.3	9	200 - 525	0.51	0.82	6.6	18.2 ± 0.9	3.92		

Goguitchaichvili et al., 2002

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>Inc</i>	<i>Dec</i>	<i>n</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	$F_E \pm \sigma(F_E)$	VDM	$F_E \pm \text{s.d.}$	VDMe
SC01	01P002D	-46.7	3.6	7	300-520	0.66	0.79	8.8	21.5 ± 1.1	4.32	24.6 ± 4.8	5.1 ± 0.9
	01P003C	-40.6	8.7	6	350-520	0.64	0.74	5.6	20.8 ± 1.3	4.44		
	01P005B	-42.9	3.9	6	350-520	0.51	0.77	4.4	24.7 ± 2.6	5.16		
	01P007D	-47.2	358.9	8	250-520	0.59	0.81	10.4	31.4 ± 1.6	6.27		
SC04	01P024B	-45.8	6.1	8	300-540	0.58	0.82	6.3	19.7 ± 1.3	3.99	19.4 ± 2.7	4.0 ± 0.6
	01P029B	-40.5	15.3	8	300-540	0.56	0.85	9.8	21.9 ± 1.1	4.68		
	01P031D	-40.2	1.6	7	300-520	0.36	0.85	4.3	16.5 ± 1.0	3.39		
SC08	01P057A	-35.5	5.5	9	250-540	0.60	0.83	8.5	37.8 ± 2.6	8.45	43.5 ± 5.9	9.5 ± 1.2
	01P060B	-40.8	358.6	8	250-520	0.47	0.84	7.8	49.1 ± 2.5	10.5		
	01P061B	-38.5	355.8	8	250-520	0.50	0.82	6.7	48.1 ± 2.8	10.5		
	01P062D	-39.3	2.7	8	250-520	0.54	0.85	6.8	39.1 ± 2.5	8.45		

SC10	01P075D	-42.6	3.3	7	250-520	0.32	0.81	5.4	35.7 ± 2.3	7.48	35.3 ± 5.7	7.4 ± 1.4
	01P076B	-48.1	355.6	8	200-520	0.46	0.86	6.6	29.1 ± 1.7	5.75		
	01P077C	-45.1	1.9	9	200-540	0.65	0.85	12.2	31.2 ± 1.1	6.35		
	01P078C	-40.3	8.6	7	250-500	0.31	0.76	12.5	43.9 ± 0.9	9.4		
	01P079C	-41.1	2.5	7	250-500	0.39	0.82	4.4	36.4 ± 2.2	7.74		
SC15	01P110C	-25.3	13.8	10	20-540	0.46	0.88	6.8	22.9 ± 1.3	5.5	22.1 ± 1.9	5.3 ± 0.5
	01P111D	-28.1	11.3	8	250-520	0.42	0.84	6.5	24.3 ± 1.8	5.74		
	01P112C	-26.1	8.8	8	250-520	0.44	0.80	5.8	21.6 ± 1.4	5.16		
	01P113E	-23.3	5.9	7	300-520	0.51	0.81	4.9	21.3 ± 2.1	5.17		
	01P115B	-27.3	11.7	8	250-520	0.54	0.86	4.8	23.5 ± 2.3	5.58		
	01P116A	-29.7	11.6	7	250-500	0.30	0.79	6.1	19.1 ± 1.0	4.46		
CON03	01P159B	-54.3	10.1	10	20-540	0.65	0.87	12.5	38.4 ± 1.8	7.06	33.4 ± 3.5	6.4 ± 0.5
	01P161B	-54.4	7.7	9	250-560	0.74	0.86	17.3	32.8 ± 1.2	6.02		
	01P165C	-48.6	8.1	8	250-520	0.51	0.86	12.7	32.3 ± 1.5	6.35		
	01P167C	-47.5	5.4	9	250-540	0.55	0.84	7.3	30.2 ± 1.9	6.01		
CON05	01P176B	-35.1	8.1	10	20-540	0.58	0.86	12.4	45.5 ± 1.8	10.2	45.6 ± 4.5	10.5 ± 1.1
	01P178B	-31.1	10.2	9	200-520	0.39	0.85	4.6	40.1 ± 3.7	9.27		
	01P181B	-29.2	11.1	9	250-540	0.45	0.79	7.6	48.5 ± 3.8	11.4		
	01P182C	-30.5	9.2	9	250 - 540	0.64	0.83	5.9	42.1 ± 3.8	9.78		
	01P183C	-31.3	11.3	9	200-520	0.47	0.81	5.4	51.1 ± 3.2	11.8		
CON06	01P189C	-45.7	3.7	8	250-520	0.38	0.83	6.4	46.6 ± 2.6	9.46	43.6 ± 2.7	8.8 ± 0.6
	01P190B	-43.8	2.8	8	250-520	0.31	0.83	6.2	42.6 ± 1.7	8.82		
	01P191B	-48.5	5.3	9	20-520	0.47	0.89	13.3	41.5 ± 1.4	8.17		
CON07	01P192B	-48.1	6.2	8	250-520	0.33	0.84	3.8	43.2 ± 2.9	8.54	46.7 ± 7.0	9.6 ± 1.4
	01P194B	-45.6	6.8	8	250-520	0.34	0.83	5.3	54.9 ± 3.1	11.2		
	01P195C	-44.6	9.6	8	250-520	0.35	0.81	7.8	49.9 ± 1.8	10.2		
	01P199B	-40.7	7.6	9	250-540	0.39	0.82	9.8	39.1 ± 1.8	8.34		
CON09	01P210B	-36.8	8.2	8	250-520	0.51	0.81	7.9	26.2 ± 1.4	5.79		
CON14	01P247B	-43.2	350.5	8	250-520	0.42	0.84	7.6	31.1 ± 1.4	6.48	27.3 ± 6.4	5.6 ± 1.3
	01P251B	-45.6	347.3	8	250-540	0.64	0.84	4.5	30.8 ± 3.7	6.26		
	01P253B	-45.1	352.8	9	200-540	0.68	0.88	11.8	19.9 ± 1.1	4.06		

Kosterov et al., 1998* (Seleccionadas)

CV02	125	5	390-510	0.43	0.74	9.1	27.6 ± 1.0	5.38	26.7 ± 4.1	5.0 ± 0.8
	126	7	390-510	0.29	0.83	6.9	30.3 ± 1.1	5.58		
	127	6	390-530	0.43	0.79	10.0	22.2 ± 0.8	4.08		
JS09	177	6	340-510	0.44	0.79	11.8	11.0 ± 0.3	2.28	8.8 ± 1.5	1.9 ± 0.3
	178	6	340-510	0.32	0.80	7.4	8.0 ± 0.3	1.68		
	180	8	190-510	0.37	0.85	7.8	7.4 ± 0.3	1.58		
	181	8	190-510	0.44	0.85	8.8	8.8 ± 0.4	1.89		
JS12	188	6	190-460	0.29	0.78	10.1	25.6 ± 0.6	5.68	21.7 ± 5.7	4.9 ± 1.3
	189	6	190-460	0.29	0.78	9.9	25.1 ± 0.6	5.79		
	190	8	190-460	0.29	0.83	5.6	22.7 ± 1.0	4.94		
	191	11	190-530	0.30	0.89	18.6	13.4 ± 0.2	3.06		

* -Los datos direccionales no son disponibles.

Conclusiones

El determinar la intensidad absoluta del campo magnético terrestre en el pasado es decisivo para entender los procesos en el núcleo que generan el campo geomagnético, así como las causas que provocan las inversiones de polaridad. Las variaciones que presentan los valores de paleointensidad en tiempos geológicos pueden indicar la modulación de la acción del geodínamo en el núcleo por el estado convectivo del manto inferior. Esto a su vez puede aportar información sobre la razón de expansión del piso oceánico, vulcanismo en los puntos calientes, el ciclo tectónico terrestre y la deriva polar. A pesar de los incrementos recientes en cantidad y calidad de datos de paleointensidad en los últimos 10 años, solos algunos de estos son confiables y su distribución geográfica es aún muy irregular. Esto impide un análisis preciso de los cambios a escala fina en las características de variación del campo geomagnético.

Por estas razones, se estudiaron algunas formaciones volcánicas de América del Sur que presentan varias ventajas: (1) están ampliamente distribuidas en grandes provincias volcánicas y son de fácil acceso; (2) registran fielmente el campo magnético que existió en el tiempo de su erupción; (3) cuentan con fechamientos isotópicos por K-Ar y/o Ar-Ar.

El determinar paleointensidades en América del Sur es crucial por dos razones: 1) la distribución geográfica dispar de estos datos en todo el globo. Particularmente hay muy pocos datos disponibles del hemisferio Sur. 2) Las rocas volcánicas de la región de Paraná y aledañas, muestran una estabilidad tectónica y están ampliamente distribuidas. En el presente trabajo se realizaron mediciones de paleointensidad absoluta geomagnética utilizando el método de Thellier en rocas volcánicas de edad Cretácica que pertenecen a diques basálticos en el sureste de Brasil, flujos de lava de

la Sierra Chica en Argentina y del campo volcánico Arapey en Uruguay (Provincia Magmática de Paraná-Etendeka).

Obtener una intensidad absoluta geomagnética confiable involucra un proceso muy cuidadoso. Solo las rocas volcánicas que satisfacen algunos criterios magnéticos especiales pueden usarse para la determinación de paleointensidad. Todas las muestras fueron sometidas a un proceso de desmagnetización magnética y experimentos de magnetismo de rocas, incluyendo la determinación de índice de viscosidad, curvas de susceptibilidad en función de temperatura y ciclos de histéresis. En ocasiones se recurrió a la microscopia de luz refractada para precisar la mineralogía magnética y estimar el mecanismo de adquisición de la remanencia. Los criterios pre-selección de muestras están basados en solo siguientes factores: un índice de viscosidad menor al 5%, una sola componente de la magnetización lineal y con tendencia al origen y además que no pertenezcan a una transición de polaridad, el tipo de grano dominante sea de dominio pseudo sencillo (PSD o SD), y que presenten una sola fase magnética para experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura y además de que sus curvas fueran razonablemente reversibles. Un numero considerable de muestras fueron rechazadas (entre el 30 y el 40 %) en esta primera selección de muestras.

Las muestras que se seleccionaron para los experimentos de paleointensidad presentan las siguientes características: susceptibilidad magnética en función de la temperatura con una sola fase magnética entre 560°-590°C y con una curva reversible, indicando que el principal portador magnético es probablemente titanomagnetita pobre en Ti. Las mediciones de los parámetros de histéresis realizadas indican que el tipo de grano es de dominio pseudo sencillo (PSD) o SD. Las direcciones magnéticas obtenidas mediante los procesos de desmagnetización térmica y de campos alternos muestran una sola

componente uni-vectorial que tiende al origen. En ocasiones se observa una componente secundaria menor que es fácilmente removida.

El método de Thellier y Thellier modificado por Coe fue utilizado para la obtención de los datos de paleointensidad debido a su confiabilidad y operabilidad. Los resultados de paleointensidad obtenidos son de alta calidad, debido en gran parte a su forma de obtención, ya que para ser utilizados en los cálculos, estos han sido sometidos a un estricto y riguroso proceso de selección. Para las determinaciones individuales de paleointensidad se utilizaron los siguientes criterios: la paleointensidad sea obtenida de por lo menos 6 puntos de NRM-TRM y que pertenezca a un 1/3 de la NRM total, que el factor de calidad q sea de 5 o más y que contenga verificadores p TRM positivos, aquellas muestras que presentaron una concavidad y no una linealidad o tendencia al origen en sus mediciones son rechazadas.

La localidad de Sierra Chica en Córdoba (Argentina) cuenta con 25 muestras de 7 flujos que rinden valores de paleointensidad entre 53.0 ± 1.9 a $25.4 \pm 2.6 \mu\text{T}$ en un rango de edad entre 122.9 a 136 Ma. El VDM correspondiente fluctúa de 9.3 ± 1.3 a $4.6 \pm 0.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ que a su vez rinde un VDM promedio de $7.3 \pm 1.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ lo cual es muy parecido con el valor actual de $7.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

La localidad de los diques de Ponta Grossa (sur de Brasil) cuenta con 10 muestras de 3 diques que rinden valores de paleointensidad entre 25.6 ± 4.3 a $11.3 \pm 2.1 \mu\text{T}$ y un rango de edad entre 131.2 a 131.7 Ma con un VDM entre 5.7 ± 0.9 a $2.5 \pm 0.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (VDM promedio de $4.1 \pm 1.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). Este valor es menor que la intensidad actual del campo magnético terrestre.

La localidad de Arapey (Uruguay) cuenta con 27 muestras de 5 flujos que proporcionan valores de paleointensidad entre 16.3 ± 2.3 a $41.5 \pm 3.8 \mu\text{T}$ en un rango de edad entre 127 ± 3 a 153 ± 8 Ma con un pico en 132 ± 4 Ma. El VDM varía entre 3.4 ± 0.6 y $8.2 \pm$

$0.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ resultando un VDM promedio de $6.4 \pm 2.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ que es ligeramente inferior que el valor actual.

Los resultados obtenidos en este estudio indican que el valor de la intensidad magnética fluctúa considerablemente antes y durante el Superchron normal del Cretácico de igual manera que para el período reciente de época geomagnética Brunhes. Este hallazgo permite resolver tres principales puntos de debate referente al la variación a largo plazo del campo magnético terrestre:

1. La magnitud del campo anormalmente alta predicha por los modelos teóricos y estadísticos durante el Cretácico Inferior no parece tener sustento experimental.

2. No hay una relación simple entre la intensidad del campo geomagnético y ritmo de inversiones.

3. El modelo de "bajo dipolo del Mesozoico" (Mezozoic Dipole Low por sus siglas en ingles) propuesto por Prevot et al. (1990) es definitivamente invalido.

Para poder definir una variación de la intensidad a largo plazo del campo magnético es necesario datos confiables de otras épocas geológicas, principalmente desde 65 Ma a la fecha, para poder determinar el modo de transición del Cretácico inferior a la actualidad.

Referencias

- Abbott, D.H.** & A.E. Isley, The intensity, occurrence, and duration of the superplume events and eras over geological time. *J. Geodyn.* 34, 265–307, **2002**.
- Almeida, F.F.M.**, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil, *Rev. Bras. Geoscienc.*, 16, 325-249, **1986**.
- Alva-Valdivia, L.M.**, A. Goguitchaichvili, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Riisager, P. Riisager & O. Ferreira-Lopes, Paleomagnetic poles and paleosecularvariation of basalts from Parana Magmatic Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications, *Phys. Earth Planet. Int.*, 138, 183–196, **2003**.
- Barton, C.E.**, R. Baldwin, D. Barraclough, S. Bushati, M. Chiappini, Y. Cohen, R. Coleman, G. Hulot, V. Kotze, V. Golovkov, A. Jackson, R. Langel, F. Lowes, D. McKnight, S. Macsmillan, L. Newitt, N. Peddie, J. Quinn, & T. Sabaka, International geomagnetic reference field, 1995 revision, *Geophys. J. Int.*, 125, 318–321, **1996**.
- Bellieni, G.**, P. Comin-Chiaromonti, L.S. Marques, A.J. Melfi, E.M. Piccirillo, A.J.R. Nardy & A. Roisenberg, High- and low-Ti flood basalts from the Parana plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *N. Jb. Miner. Abh.*, 150, 272-306, **1984**.
- Bellieni, G.**, P. Comin-Chiaromonti, L.S. Marques, A.J. Melfi, A.J.R. Nardy, C. Papatrechas, E.M. Piccirillo, A. Roisenberg & D. Stolfa, Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships, *J. Petrology*, 27, 915-944, **1986**.
- Biggin, A.J.** & D.N. Thomas, 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**.
- Bol'shakov, A.S.** & V.V. Shcherbakova, A thermomagnetic criterion for determining the domain structure of ferrimagnetics, *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, 15, 111-117, **1979**.
- Bossi, J.**, Geología del Uruguay. Colección Ciencias N°2. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República. Montevideo. Uruguay. **1966**.
- Brandt, D.**, G.A. Hartmann, E. Yokoyama, E.L. Catelani, & R.I.F. Trindade, Paleointensity data from Early Cretaceous Ponta Grossa dikes (Brazil) using a modified multisample method, In Press in *Earth Planets Space* **2008**.
- Buddington, A.F.** & D.H. Linsley, Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents, *J. Petrol.*, 5, 310–357, **1964**.
- Burakov, K.S.** & I. E. Nachasova, Correcting for chemical change during heating in archeomagnetic determinations of the ancient geomagnetic field intensity. *Izvest. Earth Phys.* 21, 801–803, **1985**.

Calvo, M., M. Prévot, M. Perrin, & J. Riisager, Investigating the reasons for the failure of palaeointensity experiments: a study on historical lava flows from Mt. Etna (Italy), *Geophys. J. Int.*, 149, 44–63, **2002**.

Cande, S.C., & D.V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095, **1995**.

Castillo, J., W.A. Glose & A. Perarnau, Paleomagnetic results from Mesozoic strata in the Mérida Andes, Venezuela, *J. geophys. Res.*, 96 (B4), 6011-6022, **1991**.

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.S., Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 3247–3262, **1967**.

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

Coe, R.S., L. Hongre, & G.A. Glatzmaier, An examination of simulated geomagnetic reversals from a paleomagnetic perspective, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series A*, 357, 1787-1813, **2000**.

Comin-Cliaramonti, 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*, editado por E.M. Piccirillo, y A. J. Melfi, pp. 47-72, IAG-USP, Sao Paulo, **1988**.

Cottrell, R.D. & J.A. Tarduno, In search of high-fidelity geomagnetic paleointensities: A comparison of single plagioclase crystal and whole rock Thellier-Thellier analyses, *J. Geophys. Res.*, 105, 23579-23594, **2000**.

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

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

Day, F., M. Fuller & V. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-267, **1977**.

Dekkers, M. J. & H. N. Böhnell, Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248 (1–2), 508–517, **2006**.

Dormy, E., J.P. Valet & V. Courtillot, Numerical models of the geodynamo and observational constraints, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, GC000062, **2000**.

Dunlop, D. & Ö. Özdemir, Beyond Néel's theories: thermal demagnetization of narrow-band partial thermoremanent magnetizations, *Phys. Earth Planet.*, 126, 43-57, **2001**.

Dunlop, D. & Ö. Özdemir, Theory and application of the Day Plot, Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, 107, doi: 1029/2001JB000486, **2002**.

Dunlop, D. & Ö. Özdemir, Rock-Magnetism, Fundamentals and Frontiers, Cambridge University Press, 573 pp., **1997**.

Erlank, A.J., J.S. Marsh, A.R. Duncan, R.M. Miller, C.J. Hawkesworth, P.J. Betton & D.C. Rex, Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from South West Africa Namibia, *Geol. Sac. S. Afr. Spec. Publ.*, 13, 195-246, **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.G. Pacca, 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**.

Ernesto, M., I.G. Pacca, F.Y. Hiodo & A.J.R. Nardy, Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, Southern Brazil, *Phys. Earth Planet. Int.*, 64, 153-175, **1990**.

Feraud, G., H. Bertrand, C. Ures, A. Schipilov & J. Bossi, ⁴⁰Ar-³⁹Ar age geochemistry of the Southern extension of the Paran traps in Uruguay. *Actas II South American Symposium on Isotope Geology*. Córdoba. Argentina, **1999**.

Ferreira, F.J.F., Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da bacia do Paraná e seu significado tectônico, in: *Geologia da Bacia do Paraná*, Instituto de Pesquisas Tecnológicas (São Paulo) Spec. Publ. 12, 143-166, **1982**.

Ferreira, F.J.F., R. Monma, G.A.C. Campanha & V.L. Galli, An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic and gravimetric modeling. *Bol. IG-USP. Serie Científica* 20, 69-70, **1989**.

Fodor, R.V., Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 423-430, **1987**.

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

Gallagher, K., C. Hawkesworth & M. Mantovani, The denudation history of the onshore continental margin of S.E. Brazil inferred from fission track data, *J. Geophys. Res.*, 99, 18117-18145, **1994**.

- Genevey, A.S.**, Y. Gallet & J.C. Margueron, Eight thousand years of geomagnetic field intensity variations in the eastern Mediterranean - art. no. 2228. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 108(B5): NIL 20-NIL 37, **2003**.
- Geuna, S. E.** & H. Vizán, New Early Cretaceous paleomagnetic pole from Córdoba Province (Argentina): revision of previous studies and application for the South American database. *Geophys. J. Int.* 135, 1085-1100, **1998**.
- Gidskehaug, A.** K.M. Creer & J.G. Mitchell, Paleomagnetism and K-Ar ages of southwest African basalts and their bearing on the time of rifting of the South Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42, 1-20, **1975**.
- Glatzmaier, G.A.**, R.S. Coe, L. Hongre & P.H. Roberts, The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature*, 401, 885-890, **1999**.
- Goguitchaichvili, A.** & M. Prévot, Magnetism of oriented single crystals of hemo-ilmenite showing self-reversal of thermoremanent magnetization, *J. Geophys. Res.*, 105, 2761–2781, **2000**.
- Goguitchaichvili, A.**, J. Urrutia-Fucugauchi & L. Alva-Valdivia, Mesozoic dipole low: Myth or reality?, *Eos, Trans., AGU*, 83,41, 457–461, **2002b**.
- Goguitchaichvili, A.**, L.M. Alva Valdivia, J. Urrutia, J. Morales & O.F. Lopes, On the reliability of Mesozoic dipole low: New absolute paleointensity results from Paraná flood basalts (Brazil), *Geophys. Res. Lett.*, 29(13), 1655, doi:10.1029/2002GL015242, **2002**.
- Goguitchaichvili, A.**, J. Morales, E. Cañon-Tapia & R. Negrete, Geomagnetic field strength During Late Miocene: First Absolute Paleointensity Results from Baja California, *J. Geophys. Res.*, 108, 1029/2002JB002081, **2003**.
- Goguitchaichvili, A.**, J. Urrutia Fucugauchi., L. M. Alva Valdivia., J. Morales., J. Riisager & P. Riisager, Long-Term variation of geomagnetic field strength: A cautionary note, *Eos Trans. AGU*, 85,21, 209-212, **2004**.
- Goguitchaichvili, A.**, L. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Rosas-Elguera, J. Morales & J. Solé, Absolute Geomagnetic Paleointensity After the Cretaceous Normal Superchron and Just Prior the K-T Transition, *J. Geophys. Res.*, 109 (B1): Art. No. B01105 JAN 24, **2004**.
- Goguitchaichvili, A.**, M. Prévot & P. Camps, No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversals. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 167, 15-34, **1999a**.
- Goguitchaichvili, A.**, M. Prévot, J.M. Dautria & M. Bacia, Thermo-detrital and crystalline magnetizations in an Icelandic hyaloclastite. *J. Geophys. Res.* 104, 29219-29239, **1999b**.
- Goguitchaichvili, A.**, M. Prévot, N. Roberts & J. Thompson: An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss-Matuyama reversal. *Phys. Earth Planet. Lett.*, 115, 53-66, **1999c**.

Gordillo, C. & A. Lencinas, Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba, *Bol. Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 46 (1): 141-170, **1967**.

Gordillo, C. & A. Lencinas, El basalto nefelínico de El Pungo. Córdoba. *Bol. Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, 46, 109-115, **1967b**.

Gordillo, C. & A. Lencinas, Perfil geológico de la Sierra Chica de Córdoba en la zona del río Los Molinos, con especial referencia a los diques traquibasálticos que la atraviesan. *Bol. Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, Tomo XVII, 27-50, **1969**.

Gordillo, C. & A. Lencinas, Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, *Bol. Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba. Vol. 1, pp. 557-650, **1980**.

Granot, R., L. Tauxe, J.S. Gee & R. Hagai, A view into the Cretaceous geomagnetic field analysis of gabbros and submarine glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 1-11, **2007**.

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

Haggerty, S.E., Oxide textures—A mini atlas, *Rev. Mineral.*, 25, 12–219, **1991**.

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

Hill, M., & J. Shaw., Paleointensity results for historic lavas from Mt. Etna using microwave demagnetization/remagnetization in a modified Thellier type experiment. *Geophys. J. Int.*, 139, 583-590, **1999**.

Hulot, G. & Y. Gallet, Do superchrons occur without any paleomagnetic warning?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 191–201, **2003**.

Jacobs, J.A., Reversals of the Earth magnetic field, 346pp, *Cambridge, New-York*, **1994**.

Jordan, T.E., P. Zeitler, V. Ramos y A.J.W. Gleadow, Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierra Pampeanas, Argentina, *J. South Am. Earth Sci.*, 2, 207-222, **1989**.

Juárez, M.T., L. Tauxe, J. S. Gee, & T. Pick, The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years, *Nature*, 394, 878-881, **1998**.

Koenigsberger, J.G., Natural residual magnetism of eruptive rocks. *Terr. Magn. Atmos. Elect.* 43, 299–320, **1938**.

Kono, M., Reliability of palaeointensity methods using alternating field demagnetization and anhysteretic remanence. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 54, 241–261, **1978**

Kosterov, A., & Prevot, M., Possible mechanism causing failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts. *Geophys. J. Int.*, 134, 554-572, **1998**.

Kosterov, A., M. Perrin, J.M. Glen & R.S. Coe, Paleointensity of the Earth's magnetic field early Cretaceous time: The Paraná basalts, Brazil, *J. Geophys. Res.*, 103, 9739-9753, **1998**.

Kosterov, A., M. Prévot & M. Perrin, Paleointensity of the Earth's magnetic field in the Jurassic: New results from a Thellier study of the Lesotho basalt, southern Africa, *J. Geophys. Res.*, 102, 24,859-24,872, **1997**.

Kovacheva, M., Archaeomagnetic database from Bulgaria: the last 8000 years. *Phys. Earth Planet. Interiors* 102, 145–151, **1997**.

Lawver, L. A., L.M. Gahagan & M.F. Coffin, The development of paleoseaways around Antarctica. Kennett, J.P., y Warnke, D.A. (Eds.), *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change (Pt. 1)*. Am. Geophys. Union, Antarct. Res. Ser., 56, 7-30, **1992**.

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

Linares, E. & R. Gonzalez, Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1957–1987, *Publicaciones especiales de la Asoc. Geol. Argentina, Ser. B, Didáctica y Complementaria*, Buenos Aires., 19, 628 pp. **1990**.

Linares, E. & D.A. Valencio, Paleomagnetism and K-Ar age of some trachybasaltic dykes from Río de Los Molinos, Province of Córdoba, Republic of Argentina, *J. Geophys. Res.*, 80, 3315-3321, **1975**.

Levi, S., The effect of magnetite particle size on palaeointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 245-259, **1977**.

Macouin, M., J.P. Valet, J. Besse, K. Buchan, R. Ernst, M. LeGoff & U. Scharer, Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 79–95, **2003**.

Mantovani, M.S.M., L.S. Marques, M.A. DeSousa, L. Civetta, L. Atalla & F. Innocenti, Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil); *J. Petrology*, 26, 187-209, **1985**.

McClelland, E. & J.C. Briden, An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence. *J. Geophys. Res.*, 101, 21995–22013, **1996**.

McFadden, R.T., & R.T. Merrill, Fundamental transitions in the geodynamo as suggested by paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 91, 253-260, **1995**.

McFadden, P.L. & R.T. Merrill, History of the Earth's magnetic field and possible connections to core-mantle boundary processes. *J. Geophys. Res.*, 100, 317-326, **1995**.

McFadden, R.T. & R.T. Merrill, Evolution of geomagnetic reversal rate since 160 Ma: Is the process continuous?, *J. Geophys. Res.*, 105, 28445–28460, **2000**.

Melfi, A.J., E.M. Piccirillo y A.J.R. Nardy, Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin - An introduction, in: *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspect*, E. M. Piccirillo y A. J. Melfi, ed., pp. 1-14, Inst. Astron. Geofís. Univ., São Paulo, **1988**.

Mendez, P.T.L. & J.M. Travassos, EM modeling of the central–northern portion of Ponta Grossa. *Phys. of the Earth and Plan. Int.*, 150, 145–158, **2005**.

Mendía, J.E., Paleomagnetic study of alkaline vulcanites from Almafuerte, province of Cordoba, Argentine, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 54, 539-546, **1978**.

Morales, J., A. Goguitchaichvili, L. Alva-Valdivia & J. Urrutia-Fucugauchi, Further details on the applicability of Thellier paleointensity method: The effect of magnitude of laboratory field, *Compte Rendu Geoscience*, vol 338, n° 8, 507-514, **2006**.

Morgan, W.J., Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic: *Tectonophysics*, v. 94, p. 123–139, doi: 10.1016/0040–1951(83)90013–6, **1983**.

Nagata, T., The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. *Bull. Earth Res. Inst.* 21, 1–196, **1943**.

Nagata, T., Y. Arai & K. Momosen, Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 year, *J. Geophys. Res.*, 68, 5277-5282, **1963**.

Neves, B.B. & U. Cordani, Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.* 53, 23–40, **1991**.

Nurnberg, D. & D. Muller, The tectonic evolution of the South Atlantic from the late Jurassic to present. *Tectonics*, 191, 27-53, **1991**.

Ozdemir, O., Inversion of titanomaghemites, *Phys. Earth Planet. Int.*, 65, 125-136, **1987**.

Pacca, I.G. & F.Y. Hiedo, Paleomagnetic análisis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in Southern Brazil, Proc. Int. Symp. On Continental margin of Atlantic type, San Pablo, **1975**.

Palmer, H.C., A. Hayatsu & W.D. MacDonald, Paleomagnetism and K-Ar studies of a 6 km thick Cretaceous section from the Chilean Andes, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 62, 133-153, **1980**.

Pan, Y., M. Hill, R. Zhu, & J. Shaw, Further evidence for low intensity of the geomagnetic field during the early Cretaceous time: using the modified Shaw and microwave technique, *Geophys. J. Int.*, 157, 553–564, **2004**.

Perrin, M., Paleointensity determination, magnetic domain structure and selection criteria. *J. Geophys. Res.*, 103 (B12), 30,591–30,600, **1998**.

Perrin, M., M. Prévot, y E.A. Mankinen, Low intensity of the geomagnetic field in Early Jurassic time, *J. Geophys. Res.*, 96, 14197-14210, **1991**.

Perrin, M. & V. Shcherbakov, Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low. *J. Geomag. Geoelect.* 49, 601–614, **1997**.

Perrin, M. & E. Schnepp, IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set. *Phys. Earth Planet. Int.* 147, 255-267, **2004**.

Perrin, M., E. Shnepp & V. Shcherbakov, Paleointensity database updated. *Eos* 79, 198, **1998**.

Piccirillo, E.M., G. A.J. Melfin, P. Comin-Chiaramonti, G. Bellieni, M. Ernesto, L. S. Marques, A.J.R. Nerdy, I.G. Paca, A. Roisemberg y D. Sofa, Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil), en *Continental Flood Basalts* edited by J. D., McDougall, pp. 195-238, Kluwer Academic Norwell, Mass, **1988**.

Piccirillo, E.M., G. Bellieni, G. Cavazzini, P. Comin-Chiaramonti, R. Petrini, A.J. Melfin, J.P.P. Pinese, P. Zantadeschi, y A. DeMin, Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from Ponta Grossa Arch (southeast Brazil); Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationship with the Paraná flood volcanics, *Chem. Geol.*, 89, 19-48, **1990**.

Pick, T., & L. Tauxe, Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass, *Nature*, 366, 238-242, **1993a**.

Pick, T., & L. Tauxe, Holocene paleointensities: Thellier experiments on submarine basaltic glass from the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 98, 17949-17964, **1993b**.

Pinese, J.P.P., Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa, *MSc. Tesis*, Univ. São Paulo- IAG, 196 pp., **1989**.

Prévot, M., E.A. Mankinen, R. S. Coe & S. Grommé, The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models, *J. Geophys. Res.*, 90, 10417-10448, **1985**.

Prévot, M., R.S. Mankinen, S. Grommé, & A. Lecaille, High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.*, 88, 2316–2326, **1983**.

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

Prévot, M. & M. Perrin, Intensity of the Earth's magnetic field since Precambrian from Thellier-type palaeointensity data and inferences on the thermal history of the core, *Geophys. J. Int.*, 108, 613-620, **1992**.

Prévot, M., M. Perrin, M. McWilliams & M. Derder, Intensity of the Earth's magnetic field; the Mesozoic dipole low. *IAGA Bull.* 53, 144, **1989**.

Raposo, M.I.B. & M. Ernesto, An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dykes (Brazil): implications for the South America Mesozoic APWP, *J. Geophys. Res.*, 100 (B10), 20095-20109, **1995**.

Regelous, M., Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil. *Tesis Doctoral*, Open Univ. Milton Keynes. 200 pp., **1993**.

Renne, P.R., M. Ernesto, I.G. Pacca, R.S. Coe, J. Glen, M. Prévot, & M. Perrin,. Rapid eruption of the Paraná food volcanics, rifting of southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary, *Science*, 258, 975-979, **1992**.

Renne, P.R., K. Deckart, M. Ernesto, G. Fearaud & E.M. Piccirillo, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná food volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 199-211, **1996**.

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

Riisager, P., J. Riisager, N. Abrahamsen & R. Waagstein, Thellier paleointensity experiments on Faroes flood basalts: Technical aspect and geomagnetic implication, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 131, 91-100, doi:10.1016/S00319201(02)00031-6, **2002**.

Riisager, P., J. Riisager, X. Zhao, & R.S. Coe, Cretaceous geomagnetic paleointensities: Thellier experiments on Pillow lavas and submarine basaltic glass from the Ontong Java Plateau, *Geochem. Geoph. Geosys.*, 4/18, doi: 10.1029/2003GC000611, **2004**.

Rixiang, Z., Y. Pan, J. Shaw, D. Li & Q. Li, Geomagnetic paleointensity just prior to the Cretaceous normal superchron, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 128, 207-222, doi:10.1016/S0031-9201(01)00287-4, **2001**.

Rocha-Campos, A.C., U.G. Cordani, K. Kowashita, H.M. Sonoki & I.K. Sonoki, Age of the Paraná flood volcanism, in: *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*, E.M. Piccirillo y A.J. Melfi, eds., pp. 25-46, Inst. Astron. Geofis., Univ. São Paulo, **1988**.

Rolph, T.C. & J. Shaw, A new method of palaeofield magnitude correction for thermally altered samples and its application to Lower Carboniferous lavas. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 80,773–781, **1985**.

Schmidt, C.J., R.A. Astin, C.H. Costa, C.E. Gardini & P.E. Kraemer, Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and Neogene inversion, southern Sierra Pampeanas, Argentina, in *Petroleum Basin of South America*, pp. 341-358, eds Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem 62, Tulsa, **1995**.

Shcherbakova, V.V., V.P. Shcherbakov & V. Heider, Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains, *J. Geophys. Res.*, 105, 767-781, **2000**.

Shcherbakov, V.P., V.V. Shcherbakov, V. Vinogradov, & F. Heider, Thermal stability of pTRMs created from different magnetic states. *Phys. Earth Planet.*, 126, 59-73, **2001**.

Selkin, P.A. & L. Tauxe, Long-term variations in palaeointensity. *Phil. Trans. R. Soc. London* 358, 1065–1088, **2000**.

Shaw, J., A new method of determining the magnitude of the paleomagnetic field Application to five historical lavas and five archaeological samples, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 76, 637-651, **1974**.

Smirnov, A.V. & J.A. Tarduno, Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak?, *J. Geophys. Res.*, 110, B06103, **2005**.

Solé, J. & P. Enrique, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating, *Analytica Chimica Acta*, 440, 199–205, **2001**.

Steiger, R.H. & E. Jäger, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359–362, **1977**.

Sternberg, R.S., W.L. Deaver, E.A. Kuter & A.L. Kiley, A North American Archaeomagnetic Database. *J. Geomag. Geoelect.* 49, 519–522, **1997**.

Stewart, K., S. Turner, S. Kelley, C. Hawkesworth, L. Kirstein & M. Mantovani, 3-D, Ar-Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 95-109, **1996**.

Storey, B.C., The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland, *Nature*, 377, 301–308, **1995**.

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

Tanaka, H. & M. Kono, Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in Inner Mongolia, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, 133, 147–157, **2002**.

Tanaka, H. & M. Kono, Paleointensity database provides new resource. *EOS*, 75, 498, **1994**.

Tanaka, H., M. Kono, & H. Ushimura, Some global features of paleointensity in geological time, *Geoph.J.Int.*, 120, 97-102, **1995**.

Tanguy, J.C., Intensity of the geomagnetic field from recent Italian lavas using a new paleointensity method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, 314–320, **1975**.

Tarduno, J.A. & R.D. Cottrell, Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and nonreversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystal, *J. Geophys. Res.*, 110, B11101, doi:10.1029/2005JB003970, **2005**.

Tarduno, J.A., R.A. Duncan, D.W. Scholl, R.D. Cottrell, B. Steinberger, T. Thordarson, B.C. Kerr, C.R. Neal, F.A. Frey, M. Torii & C. Carvallo, The Emperor Seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 301:1064-1069. **2003**.

Tarduno, J.A. & A. V. Smirnov, The paradox of low field value and the long-term history of the geodynamo, in Time-scale of the paleomagnetic Field, editado por J. E. T. Channell et al., Geophys. Monogr. Ser., vol. 145, 75-84, AGU, Washington, D.C., **2004**.

Tarduno, J., R.D. Cottrell & A.V. Smirnov, The paleomagnetism of single silicate crystals: recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth, *Rev. Geophys.*, 41, RG1002, **2006**.

Tarduno, J.A., R.D. Cottrell & A.V. Smirnov, The Cretaceous superchron geodynamo: Observation near the tangent cylinder, Proceedings of the National Academy of sciences, 99, 14020-14025, **2002**.

Tarduno, J.A., R.D. Cottrell, & A.V. Smirnov, High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals, *Science*, 291, 1779–1783, **2001**.

Turner, S., M. Regelous, S. Kelley, C. Hawkesworth & M. Mantovani, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348, **1994**.

Tauxe, L., Long-term trends in paleointensity: the contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 156, 223–241, **2006**.

Tauxe, L. & H. Staudigel, Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: new data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5/22, doi:10.1029/2003GC000635, **2004**.

Tauxe, L. & T. Yamazaki., Paleointensities, Vol. 5 of *Treatise on Geophysics, geomagnetism*, Elsevier, **2006**.

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

Tauxe, L., & H.N. Bertram, Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modelling of fine particle magnetite, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(10), 1055, doi:10.1029/2001GC000241, 2002.

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

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

Thomas, D.N. & A.J. Biggin, Does the Mesozoic Dipole Low really exist?, *Eos, Trans, AGU*, 84, 97, 103-104, **2003**.

Thomas, D.N., A. J. Biggin & P.W. Schmidt, A palaeomagnetic study of Jurassic intrusives from southern New South Wales: further evidence for a pre-Cenozoic dipole low, *Geophys. J. Int.*, 140, 621–635, **2000**.

Turner, S., M. Regelous, S. Kelley, C. Hawkesworth & M. Mantovani, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 333-348, **1994**.

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

Uliana, M. A., K.T. Biddle & J. Cerdan, Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basin, in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, pp. 599-614, eds Tankard, A.J. y Balkwill, H.R., *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mem. 46, Tulsa, **1990**.

Umpierre, M., Edades K/Ar de rocas de la Sierra de las Animas. In: J., Bossi, *Geología del Uruguay*. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, pp. 134-135, **1966**.

Unrug, R., Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7, 1-6, **1997**.

Ussami, N., A. Kolisnyk, M.I.B. Raposo, F.J.F. Ferreira, E.C. Molina & M. Ernesto, Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: Um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha, *Rev. Brasil. Geoscienc.* 21, 317-327, **1991**.

Valencio, D.A., Paleomagnetism of the lower Cretaceous Vulcanitas Cerro Colorado Formation of the Sierra de Los Cóndores Group, Province of Córdoba, Argentina, *Earth planet. Sci. Lett.*, 16, 370-378, **1972**.

Valencio, D.A., & J.F. Vilas, paleomagnetism of some Middle Jurassic lavas from SE Argentina, *Nature*, 225, 262-264, **1970**.

Valencio, D.A., J.F. Vilas & I.G. Pacca, The significance of the paleomagnetism of Jurassic-Cretaceous rock from South America: pre-drift movements, hairpins and magnetostratigraphy, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 73, 135-151, **1983**.

Valet, J.P., Time variation in geomagnetic intensity, *Rev. Geophys.* 41 (1), **2003**.

Valet, J.P., J. Brassart, I. Lemeur, V. Soler, X. Quidelleur, E. Tric & P. Y. Gillot, Absolute paleointensity and magnetomineralogical changes. *J. Geophys. Res.* 101, 25029-25044, **1996**.

VanDecar, J.C., D.E. James & M. Assumpção, Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces, *Nature*, 378, 25-31, **1995**.

Vidotti, R.M., C.J. Ebinger & J.D. Fairhead, Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil, *Earth Planet. Sci. Lett.* 159, 117-132, **1998**.

Vilas, J.F.A., Paleomagnetism of the Lower Cretaceous Sierra de los Condores Group, Córdoba province, Argentina, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46, 295-305, **1976**.

Walton, D., A new technique for determining paleomagnetic intensities. *J. Geomag. Geoelect.* 43, 333–339, **1991**.

White, R. & D.J. Mackenzie, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94 (B6), 7685–7729, **1989**.

Worm, H.U., M. Jackson, P. Kelso & S.K. Banerjee, Thermal demagnetization of partial thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res.*, 93, 12196–12204, **1988**.

Zalán, P.V., S. Wolff, M.A.M. Astolfi, I.S. Vieira, J.C. Conceição, J. Appi, V.T. Neto, E.V.S. Cerqueira & J.R. Marques, The Paraná basin Brazil. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Ols, D.F., Eidel, J.J. (Eds.), Interior Cratonic Basins, vol. 51. AAPG Mem., pp. 681–708, **1990**.

Zhao, X., P. Riisager, J. Riisager, U. Draeger, R.S. Coe & Z. Zheng, New paleointensity results from Cretaceous basal of inner Mongolia, China, *Phys. Earth Planet. Int.*, 141, 131–140, doi:10.1016/j.pepi.2003.12.003, **2004**.

Zhu, R., L. Ching-Hua, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, & J. Shao, Paleointensities determined from the middle Cretaceous basalt in Liaoning Province, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, 142, 49–59, **2004a**.

Zhu, R., L. Ching-Hua, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, G. Shi, y J. Shao, Is there a precursor to the Cretaceous normal subchron? New paleointensity and age determination from Liaoning province, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, 147, 117–126, **2004b**.

Zhu, R., K. Hoffman, S. Nomade, P. Renne, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, & G. Shi, Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r?) chron, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 285–295, **2004c**.

Zhu, R., K. Hoffman, Y. Pan, R. Shi, & L. Daming, Evidence for weak geomagnetic intensity prior to the Cretaceous normal subchron, *Phys. Earth Planet. Int.*, 136, 187–199, **2003**.

Early cretaceous absolute geomagnetic paleointensities from Córdoba Province (Argentina)

Ruben Cejudo Ruiz¹, Avto Goguitchaichvili^{1,2*}, Silvana E. Geuna³, Luis M. Alva-Valdivia¹, Jesus Solé⁴, and Juan Morales¹

¹Laboratorio de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria s/n, 04510 Mexico D.F.

²Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, UNAM, Coeneo, Michoacán.

³Laboratorio 'Daniel Valencio', Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, Pab. 2(1428), Buenos Aires, Argentina.

⁴Instituto de Geología, UNAM, Ciudad Universitaria s/n, 04510 Mexico, D.F.

(Received December 6, 2005; Revised March 31, 2006; Accepted April 7, 2006; Online published November 8, 2006)

We present here new paleointensity and geochronology results from Early Cretaceous volcanic rocks of Sierra Chica de Córdoba (Argentina). The new K-Ar isotopic ages of 5 samples range from 136 to 122 Ma. Twenty five samples from 7 individual flows yielded acceptable paleointensity estimates. The mean paleointensity values per flow are ranging from 53.0 ± 1.9 to $25.4 \pm 2.6 \mu\text{T}$ and the corresponding Virtual Dipole Moments (VDMs) are ranging from 9.3 ± 1.3 to $4.6 \pm 0.5 (10^{22} \text{ Am}^2)$. This corresponds to the mean value of $7.3 \pm 1.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which is compatible to the present geomagnetic axial dipole. Currently available selected paleointensity data from 80 to 130 Ma suggest that geomagnetic field strength frequently fluctuated before and during the Cretaceous Normal Superchron while the magnetic polarity maintained stable. The mean paleointensities derived from Córdoba lavas agree remarkably well with those obtained from the Paraná Magmatic Province (133–132 Ma). This reinforces the hypothesis about the unreliability of 'Mesozoic Dipole Low'.

Key words: Paleointensity, rock-magnetism, Early Cretaceous, South America.

1. Introduction

Considering the magnetic polarity time scale for the last 160 My, it is observed that the majority of polarity intervals lies in the time range of 0.1 to 1 My, while the CNS (Cretaceous Normal Superchron) is a clear outlier with a duration of about 35 Ma from 118 to 83 Ma (Cande and Kent, 1995). Thus CNS cannot be accommodated in the rest of the polarity sequence. This observation suggests that the geodynamo must have two fundamental states: a reversing state and a non-reversing state (McFadden and Merrill, 1995). Larson and Olson (1991) found that the magnetic field will cease to change polarity if the amplitude of convection in the outer core rises above some limit, and they speculated that the CNS (i.e. the non-reversing state of the geodynamo) corresponds to a period with strong convection in the Earth's outer core. They also predicted an abnormally high paleointensity of the geomagnetic field during the CNS. Hence, reliable paleointensity estimate from the CNS are important in order to both constrain geodynamo theory and provide a mean for better understand the long term evolution of the geodynamo. Another important point concern the precursor of CNS. McFadden and Merrill (2000) suggested a long-term thermal influence of mantle convection on core dynamics accompanied by the gradual decreases of the re-

versal rate between 160 and 120 Ma. On the other hand, Hulot and Galet (2003) propose a mechanism of a sudden non-linear transition between a reversing and non-reversing state of the terrestrial dynamo.

Absolute paleointensity determinations before and during CNS are still scarce and of variable qualities. In this study, we report new paleointensity data from Córdoba province (Argentina) which have several advantages: (1) they are widely distributed in a large volcanic province and easy to access; (2) they record faithfully the magnetic field that existed at the time of their eruption (Geuna and Vizán, 1998); (3) Most of them are fresh for isotopic dating and have already yielded reliable K-Ar ages.

2. Rudiments of Sierra Chica de Córdoba Geology, Sampling and Ages Determination

Sierra Chica de Córdoba is a north-trending, westward-verging, fault-bounded basement uplift in Central Argentina (Fig. 1). The basement is unconformably covered by Cretaceous sedimentary, volcano-sedimentary and volcanic rocks, which represent remnants of a continental basin that possibly covered the whole Sierra Chica area, and which was eroded following a Neogene reactivation episode (Andean compression). The Cretaceous rocks were included by Gordillo and Lencinas (1967) in the Sierra de Los Cóndores Group, composed of coarse red beds intercalated with basalt-andesite flows. Volcanic rocks are potassium-rich, moderately alkaline basalts and subordinate andesites. Deuteric alteration is intense, affecting mainly olivine, and has been attributed by Gordillo and Lencinas (1967) to cooling in an oxidizing environment.

*At sabbatical Departamento de Geología y Mineralogía, Universidad Michoacana San Nicolás de Hidalgo.

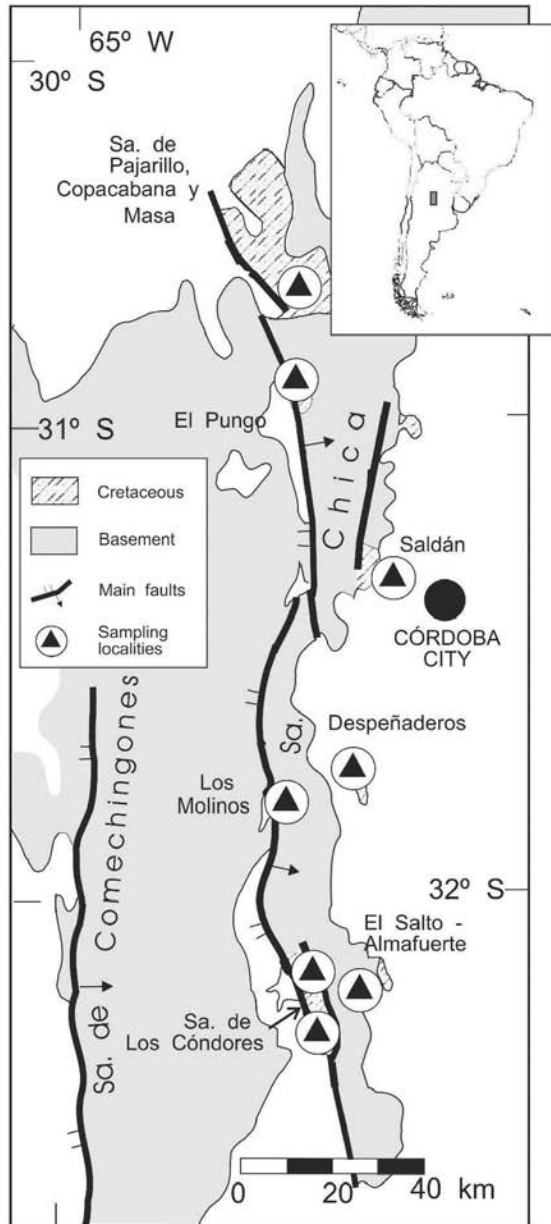


Fig. 1. Schematic map of the Sierra Chica de Córdoba showing Early Cretaceous outcrops and sampling localities (adapted from Geuna and Vizán, 1998).

As part of their efforts to study the paleotectonic evolution of the region, Geuna and Vizán (1998) carried out a systematic paleomagnetic survey in the area. 147 Sites belonging to seven localities were studied in detail. The samples were distributed throughout each flow both horizontally and vertically in order to minimize effects of block tilting and lightning. From their large collection we selected two localities (El Salto Almafuerite and Despeñaderos) with the suitable rock-magnetic and directional behavior for paleointensity determination. Special effort was done for the Despeñaderos locality (Fig. 1), which presents 12 reddish-brown consecutive basaltic lava flows yielding stable remanent magnetization (Geuna and Vizán, 1998).

The ages for the Sierra Chica de Córdoba volcanics range from 133 to 115 Ma (Linares and González, 1990) according to the available radiometric data (Fig. 2). However, no

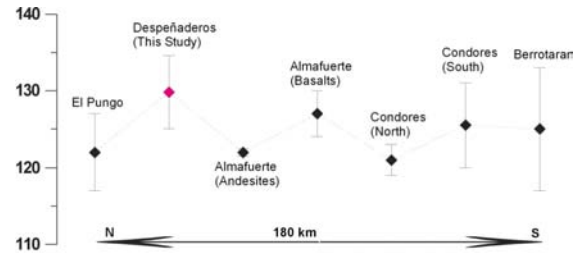


Fig. 2. Available K-Ar ages for the Sierra Chica de Córdoba volcanic formations. The new determinations are also incorporated.

radiometric data are available for the Despeñaderos locality. Thus, a special attention was given to obtain more K-Ar absolute ages. The crushed whole rock samples were sieved at 400–500 μm and both the least magnetic fraction and most magnetic were eliminated using a Frantz magnetic separator. The resultant fractions, considered the most representative of each sample (roughly equivalent to ground-mass), were cleaned, dried and split in two parts, one for K determination and other for Ar measurement. For sample Despeñaderos 1–2, the most altered one, we separated also the magnetic fraction for analysis. K was obtained following the method of Solé and Enrique (2001). Briefly, 100 mg of sample were fused with 50% lithium metaborate +50% lithium tetraborate. The fused pearl was measured with a Siemens 3000 XRF spectrometer calibrated against several international standards prepared in the same way. Results were accurate within 1% (1σ) or better.

Argon was measured by isotope dilution (^{38}Ar tracer) with a VG1200B noble gas mass spectrometer operated under static vacuum. About 4–6 mg of each sample were fused with a CO_2 laser in a UHV chamber. After fusion, evolving gases were purified with a cold finger, and two SAES getters, one operated at 400°C and the other at room temperature. Eight series of measurements of each mass were made sequentially and extrapolated to gas introduction time. Signal was acquired with a secondary electron multiplier. Variation coefficients for ^{40}Ar and ^{38}Ar are generally below 0.1% for ^{40}Ar and below 0.5% for ^{38}Ar . Calibration of spike was made with LP-6 biotite and B4M muscovite. All analyses were made at Instituto de Geología, UNAM. The constants recommended by Steiger and Jäger (1977) were used throughout. The new radiometric ages range from 122.9 to 136.3 Ma which is in accordance with other determinations on the area considering analytical errors (Table 1, Fig. 2).

3. Absolute Intensity Determination

3.1 Sample selection

Pre-selection of the suitable samples for Thellier paleointensity experiments was mainly based on the demagnetization of natural remanent magnetization, temperature dependence of initial magnetic susceptibility, hysteresis experiments and reflected light microscopy observation. Additionally, we estimated the viscosity index according to procedures described in Prévot *et al.* (1983). Determination of the viscosity index (Thellier and Thellier, 1944) allows to estimate the capacity of a sample to acquire a viscous

Table 1. Results of K-Ar experiments (see text for further details).

Analysis	Sample	Fraction	Weight (mg)	%K	$^{40}\text{Ar}^*$ (moles/g)	% $^{40}\text{Ar}^*$	Age (Ma) $\pm 1\sigma$
1011	DS 1	WR	6.685	2.70	5.95E-10	97.4	122.9 \pm 1.3
1016	DS 1	WR magnetic	4.935	2.71	6.65E-10	96.5	136.3 \pm 1.5
1012	DS 3	WR	6.198	2.64	6.21E-10	98.2	130.7 \pm 1.4
1014	DS 4	WR	4.393	2.90	6.80E-10	96.9	130.4 \pm 1.4
1018	DS 11	WR	6.585	1.88	4.34E-10	96.5	128.5 \pm 1.5

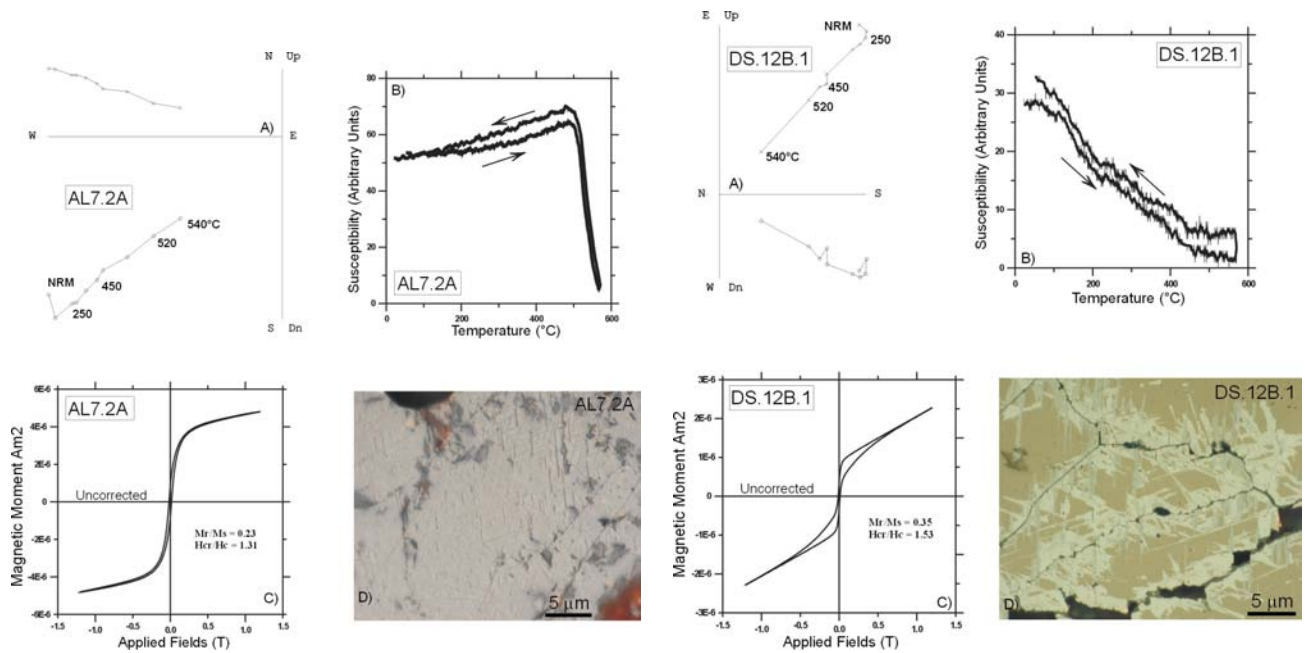


Fig. 3. Rock-magnetic properties of selected samples for paleointensity determination: a) Orthogonal vector plots of stepwise thermal demagnetization (stratigraphic coordinates). The numbers refer to temperatures in $^{\circ}\text{C}$. o—projections into the horizontal plane, x—projections into the vertical plane. b) Susceptibility versus temperature curves. The arrows indicate the heating and cooling parts of the curves. c) Examples of hysteresis loops (uncorrected for dia and paramagnetism) of small chip samples and d) Reflected light microphotograph, oil immersion, crossed nicols.

remnant magnetization, and is therefore useful to obtain information about the sample's paleomagnetic stability. For this purpose, we placed the samples during 15 days with one of their axes aligned with Earth's magnetic field. After measuring their magnetization (M_d), they were placed for another 15 days in a field-free space, and the magnetization (M_0) was measured again. This allows to calculate the viscosity index $V = [(Z_d - Z_0) : M_{nrm}] \times 100$, where Z_d and Z_0 are respectively the magnetization components of M_d and M_0 which are parallel to the magnetizing field. M_{nrm} is the intensity of natural remanent magnetization. All samples were subjected to these experiments and although viscosity indexes varied between 1.2 and 12.6%, most values were lower than 5%.

In total 88 samples belonging to 12 lava flows were pre-selected for the experiments. Most of samples (70 samples from 9 flows) comes from the Despeñaderos locality (Fig. 1). Selected samples show essentially two type of magnetic behaviors which can be described as follow:

3.1.1 Type 1 behavior (Fig. 3, right) One sample per flow, previously demagnetized by alternating fields, was used to monitor susceptibility vs. temperature, hysteresis and microscopy observations.

Samples carry essentially a single and stable component

of magnetization, observed upon thermal treatment (A). A generally minor secondary component, probably of viscous origin was present but was easily removed. The maximum angular deviations (MAD) are lower than 4° . Continuous susceptibility experiments (carried out in air) obtained on the same sample (B) yield Curie temperatures from 525 to 580°C compatible to almost pure magnetite. The cooling and heating curves are reasonably reversible and show evidence for single ferromagnetic phase. The hysteresis curves are quite symmetrical in all cases. Near the origin no potbellied or wasp-waisted behaviors (C) were detected (Tauxe *et al.*, 1996), which probably reflects very restricted ranges of the opaque mineral coercivities. In the ratio plot of hysteresis parameters, samples fall in the pseudo-single-domain (PSD) grain size region (Day *et al.*, 1977; Dunlop and Ozdemir, 2002). The observation of a thin polished section (D) show that the main magnetic mineral is Ti-poor titanomagnetite associated with ilmenite exsolution of trellis type.

3.1.2 Type 2 behavior (Fig. 3, left) These samples carry stable, uni-component remanence associated with minor, almost insignificant secondary component probably of viscous origin. (A). Continuous susceptibility plots are however quite noisy and it is hard to obtain correct pic-

Table 2. Paleointensity results from Cordoba volcanic units, n/N is the number of used/treated samples, n is number of NRM-TRM points used for palaeointensity determination, Tmin-Tmax is the temperature interval used, f , g and q are the fraction of extrapolated NRM used, the gap factor and quality factor (Coe *et al.*, 1978) respectively. γ is the angle between the direction on characteristic remanent magnetization (ChRM) obtained during the demagnetization in zero field and that of composite magnetization (equal to NRM(T) if CRM(T) is zero (see text and Goguitchaichvili *et al.*, 1999). F_E is paleointensity estimate for individual specimen, and $\sigma(F_E)$ is its standard error; VDM and VDMe are individual and average virtual dipole moments. *400°C temperature step is missing for these samples.

Site	Sample	Rock-mag	n	Tmin-Tmax (°)	f	g	q	γ (°)	$F_E \pm \sigma(F_E)$ μT	VDM 10^{22} Am^2	$F_E \pm \text{s.d.}$ μT	VDMe 10^{22} Am^2
AL	AL7-3	1	8	300–560	0.52	0.84	6.2	5.8	32.3 ± 2.1	6.55	29.0 ± 2.4	5.87 ± 0.48
	AL7-2B	1	8	300–560	0.66	0.81	12.6	1.3	30.3 ± 0.7	6.14		
	AL8-1B	1	7	300–540	0.40	0.81	5.3	3.5	26.1 ± 1.7	5.29		
	AL8-3C	1	7*	250–540	0.37	0.79	4.8	4.6	28.1 ± 2.1	5.70		
	AL8-4C	1	6	300–520	0.39	0.83	6.5	3.9	28.0 ± 2.7	5.68		
DSP-2	DS7B	1	8	250–540	0.58	0.78	5.9	7.5	44.4 ± 3.1	8.61	42.3 ± 3.0	8.20 ± 0.58
	DS9A	1	7	250–520	0.38	0.77	5.5	6.3	40.2 ± 2.6	7.80		
DSP-3	DS11A	2	8	250–540	0.48	0.81	7.2	5.3	48.2 ± 2.5	9.03	42.8 ± 4.3	8.02 ± 0.81
	DS12B*	2	7	250–520	0.42	0.80	8.5	3.0	41.2 ± 1.5	7.72		
	DS13B	2	8	300–560	0.62	0.76	5.6	2.3	37.4 ± 2.2	7.01		
	DS14A	2	8	250–540	0.49	0.82	6.7	1.6	41.1 ± 2.4	7.70		
	DS14B	2	8	250–540	0.43	0.79	7.9	2.2	46.0 ± 2.1	8.62		
DSP-4	DS19B	1	7	300–540	0.49	0.81	6.0	6.9	42.2 ± 3.1	7.90	46.1 ± 2.5	8.57 ± 0.40
	DS19C	1	8	250–540	0.52	0.80	5.9	4.6	45.1 ± 3.2	8.36		
	DS20B	1	6	350–540	0.46	0.79	5.3	4.9	47.8 ± 4.2	8.86		
	DS21A	1	8	300–560	0.84	0.80	25.8	2.6	47.4 ± 1.2	8.79		
	DS21B	1	7	350–560	0.76	0.79	9.4	8.5	48.1 ± 2.6	8.92		
DSP-7	DS28B	1	7	350–560	0.72	0.80	14.2	2.9	35.1 ± 1.3	6.44	35.1 ± 1.9	6.43 ± 3.58
	DS29C	1	7	350–560	0.68	0.78	8.2	0.9	37.0 ± 2.1	6.79		
	DS30C	1	6	350–540	0.56	0.79	8.6	3.5	33.1 ± 1.6	6.07		
DSP-8	DS33A	1	6	350–540	0.47	0.81	5.2	4.7	47.9 ± 4.2	8.41	53.0 ± 7.2	9.30 ± 1.27
	DS33B	1	7	300–540	0.44	0.82	4.8	4.0	58.1 ± 6.4	10.2		
DSP-9	DS37A	1	7	350–560	0.74	0.80	17.9	9.2	24.3 ± 0.9	4.42	25.4 ± 2.6	4.61 ± 0.47
	DS38A*	1	8	250–560	0.82	0.83	22.1	5.6	28.3 ± 0.9	5.15		
	DS38B	1	7	300–540	0.69	0.77	14.0	6.3	23.5 ± 0.8	4.27		

ture due to very low initial signal. It may be seen however that these curves are characterized by large decrease (B) at low/moderate temperatures, possibly due to superparamagnetism. This hypothesis is reinforced by the fact that the hysteresis curves show well-defined wasp-waisted (C) behavior (Tauxe *et al.*, 1996) probably due to presence of mixture single-domain and superparamagnetic grains (Goguitchaichvili and Prévot, 2000). Further evidence of SD-SP grains comes from the squareness vs. coercitive force (Hc) relationship (Tauxe *et al.*, 2002) pointing to the uniaxial SD and SP mixture. Conventional microscopy observations are rather difficult because of small size of most magnetic grains (commonly less than $2 \mu\text{m}$). Larger grains that may be observed directly have naturally no great contribution in remanent magnetization. We note however, that this later group presents systematically Ti-poor titanomagnetites associated with ilmenite (sandwich form) and titanohematite exsolutions (D) formed as a result of oxidation of original titanomagnetite (usually Ti-rich) during the initial flow cooling.

4. Paleointensity Experiments

Paleointensity experiments were performed using the Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) in its modified form (Coe *et al.*, 1978). All heatings were made in a vac-

uum better than 10^{-3} mbar. The temperature settings were established from earlier studies of the unblocking temperature spectrum (Geuna and Vizán, 1998). Ten temperature steps (Fig. 4) were distributed between room temperature and 560°C , and the laboratory field was set to $30 \mu\text{T}$. Control heatings, commonly referred as pTRM checks, were performed four times throughout the whole experiment. All remanences were measured using a JR6 spinner magnetometer.

We accepted only determinations that satisfied all of the following requirements:

1. Obtained from at least 6 NRM-TRM points corresponding to a NRM fraction larger than about 1/3 (Coe's quality factor $f > 0.33$).
2. Yielding quality factor q (Coe *et al.*, 1978) of about 5 or more. In only two cases (samples AL8-3C and DS33B), we accepted determinations with slightly lower q factors because the intensity was found close to the site-mean value and f was above 0.47.
3. Positive pTRM checks—We define pTRM checks as positive if the repeat pTRM value agree with the first measurement within 15%. Because the small (low-temperature) pTRMs are hard to measure precisely on the background of the full NRM/TRM, we must allow some larger deviation of pTRM checks (within 20%).

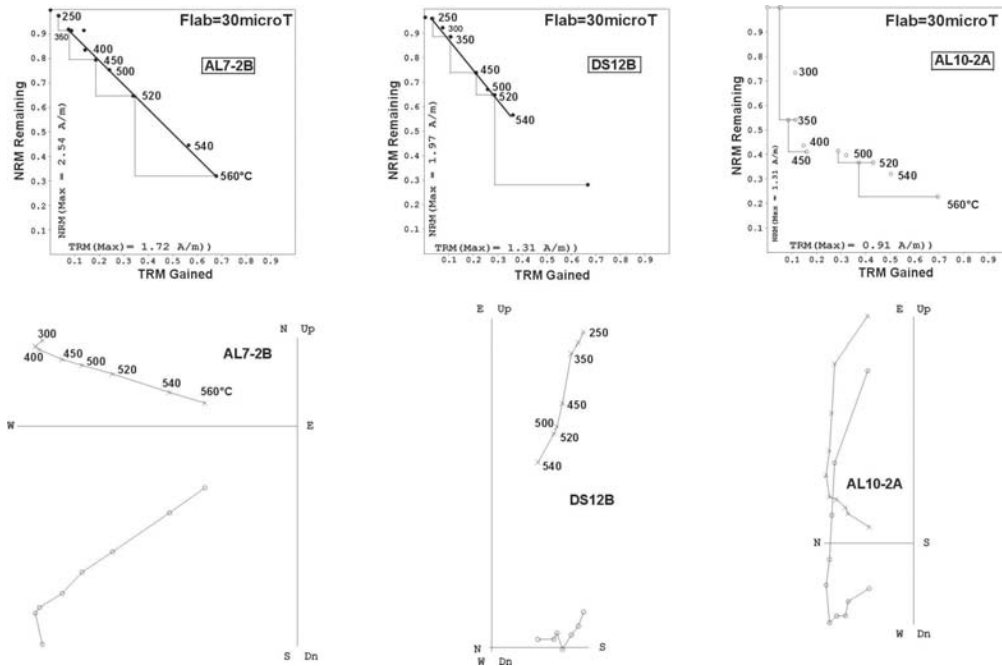


Fig. 4. The representative NRM-TRM plots and associated orthogonal diagrams for Cordoba samples. In the orthogonal diagrams we used same notations as in the Fig. 3.

- The directions of NRM end points at each step obtained from paleointensity experiments are stable and linear pointing to the origin. No significant deviation of NRM remaining directions towards the direction of applied laboratory field was observed. To better illustrate this point, we calculated the ratio of potential CRM(T) to the magnitude of NRM(T) for each double heating step in the direction of the laboratory field during heating at T (Goguitchaichvili *et al.*, 1999). Consequently, we now report the values of γ [the angle between the direction on characteristic remanent magnetization (ChRM) obtained during the demagnetization in zero field and that of composite magnetization (equal to NRM(T) if CRM(T) is zero) obtained from the orthogonal plots derived from the Thellier paleointensity experiments] in Table 2. For accepted determinations γ values are all $<10^\circ$ which attest that no significant CRM was acquitted during the laboratory heatings. This approach is probably more restrictive than simple calculation of angle between the characteristic directions determined by Thellier experiments and by thermal demagnetization in zero field.

The main reason for failure of experiments was a typical ‘concave-up’ behaviour, observed for some samples (Fig. 4, sample AL10-2A), which may correspond to some irreversible variations of coercitive force (Dunlop and Özdemir, 1997) associated with large NRM lost without any correlated partial TRM acquisition during the subsequent cooling. As showed by Kostrov and Prévot (1998) this behavior is not only due to multidomain grains but also to some kind (not fully identified) transformation from a single-domain ‘metastable’ to multi-domain state which results in a large NRM lost without any correlated TRM acquisition during the subsequent cooling. This point is probably

more complex puzzle in paleointensity and we have no explanation how these changes will lead to ‘positive ‘pTRM’ checks.

Finally, 25 samples from 7 lava flows yielded apparently reliable absolute intensity determinations. We choose 560°C as a final step of Thellier paleointensity experiments due to the technical problems related to the paleointensity oven. We note however, that the data are of good technical qualities: The NRM fraction f used for paleointensity determination ranges between 0.37 to 0.82 and the quality factor q (Coe *et al.*, 1978) varies from 4.8 to 25.8, being normally greater than 5 (Table 2). These results correspond to data of good technical quality.

5. Results and Discussion

The correct identification of magnetic mineralogy is crucial for absolute paleointensity interpretation (Smirnov and Tarduno, 2005). The samples selected for Thellier paleointensity experiments should necessarily carry primary TRM (thermoremanent magnetization).

In present study, the selected samples present two types of magnetic properties. For the *Type 1* samples (see text above and Fig. 3(a)) thermomagnetic investigations show that the remanence is carried in most cases by Ti-poor titanomagnetite, resulting of oxi-exsolution of original titanomagnetite during the initial flow cooling, which most probably indicates thermoremanent origin of a primary magnetization. Moreover, unblocking temperature spectra and relatively high coercivity point to ‘small pseudo-single domain’ magnetic structure grains as responsible for remanent magnetization. Single-component, linear demagnetization plots were observed in most cases.

The microscopy observation under reflected light on *Type 2* samples shows Ti-poor titanomagnetites associated with

Table 3. Selected VDMs and VADM for the period 80 to 130 Ma. N is the number of individual cooling units while n is number of samples used for paleointensity determination. Abbreviations are: SBG, submarine basaltic glass; Ti-rich TM, titanium rich titanomagnetite; Ti-poor TM, titanium poor titanomagnetite; PSD, pseudo single-domain; SP, superparamagnetic; SD, single domain; Hys, hysteresis loops; Js-T, saturation (induced) magnetization vs temperature curves; k-T, susceptibility vs temperature curves; IRM, isothermal remanent magnetization; SIRM(T), saturation isothermal remanent magnetization vs temperature; Obs., microscopy observation.

Location	Age (Ma)	n	N	VDM or VADM 10^{22} Am ²	Rock	Mag. Carrier	Domain	Rock-Mag	Obs.	Reference
Inner Mongolia	91.3 ± 3.4	14	4	2.8 ± 1.6	Basalt	Ti-rich TM	PSD	Js-T, Hys	No	Tanaka and Kono (2002)
Inner Mongolia	91.7	32	7	3.2 ± 1.6	Basalt	Ti-rich TM	PSD	k-T, Hys	Yes	Zhao <i>et al.</i> (2004)
Troodos Ophiolite	92	147	39	8.1 ± 4.3	SBG	Ti-poor TM	SP-SD	k-T, Hys	No	Tauxe and Staudigel (2004)
Arctic Canada	95 ± 1	51	8	12.7 ± 0.7	Plagioclase	Magnetite	PSD	Js-T, Hys	Yes	Tarduno <i>et al.</i> (2002)
Liaoning, NE China	105.2–102.2	14	5	4.07 ± 0.2	Basalt	Ti-rich TM	PSD	Js-T, Hys	Yes	Zhu <i>et al.</i> (2004a)
Rajmahal Traps	114.5 ± 1.5	56	8	12.5 ± 1.4	Plagioclase	Magnetite	PSD	Js-T, Hys	Yes	Tarduno <i>et al.</i> (2001)
Liaoning, NE China	116.8 ± 3.0	12	5	4.2 ± 0.1	Andesite	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	Yes	Zhu <i>et al.</i> (2004c)
Ontong Java Plateau	120	18	12	5.8 ± 2.8	SBG	Ti-poor TM	PSD	SIRM(T), Hys	Yes	Riisager <i>et al.</i> (2004)
NE China	125–120	14	7	2.9 ± 0.9	Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Pan <i>et al.</i> (2004)
Liaoning, NE China	122.7 ± 0.6	10	3	4.8 ± 0.2	Andesite/Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Zhu <i>et al.</i> (2004b)
Cordoba, Argentina	130–122	25	7	7.3 ± 1.7	Basalt	Ti-poor TM	PSD, SP-SD	k-T, Hys, IRM	Yes	This Study
Sihetun, NE China	133–124	29	11	3.53 ± 0.2	Basalt	Ti-poor TM	PSD	Js-T, Hys	No	Zhu <i>et al.</i> (2003)

ilmenite (sandwich form) and titanohematite exsolutions (Fig. 3(d)) formed as a result of oxidation of original titanomagnetite (usually Ti-rich) during the initial flow cooling. This intergrowth develops typically beyond 600°C (Budington and Lindsley, 1964; Haggerty, 1976, 1991, consequently, the NRM (natural remanent magnetization) carried by these samples should be a thermoremanent magnetization (TRM). Smirnov and Tarduno (2005) suggest however, that this process can occur at temperatures of 500°C or little bit below. In this case, paleointensity data may lead to the derivation of field values that are too low. They obtained values as low as 2.14 and 9.81 μ T studding some Early Proterozoic Matachewan dike swarm in Canada. We note however that in our case the paleointensity values obtained from *Type 2* behaviour are quite high ranging from 37.4 to 48.2 μ T. The mean virtual dipole moment (VDM) value obtained from these samples is 8.02×10^{22} Am²—compatible to the present geomagnetic field strength. Moreover, let us underline that the *Type 1* is a dominant behavior (sites AL, DSP-2, DSP-4, DSP-7, DSP-8, DSP-9) against *Type 2* (all samples of site DSP-3, Table 2) suspected to carry thermochemical remanent magnetization. Thus, even excluding these data from the analyses, the study mean VDM remains unchanged.

The site-mean paleointensity values obtained in this study range from 53.0 ± 1.9 to 25.4 ± 2.6 μ T (Table 2) and the corresponding VDM's are ranging from 9.3 ± 1.3 to 4.6 ± 0.5 (10^{22} Am²). These data yield a mean value of $7.3 \pm 1.7 \times 10^{22}$ Am² which is basically similar to the present geomagnetic axial dipole (7.8×10^{22} Am² after Barton *et al.*, 1996).

Córdoba mean VDM is shown on Fig. 5 (see also Table 3) together with 11 other selected mean VDMs and VADMs (virtual axial dipole moment) for the period 130–80 Ma. We selected data using quite modest criteria (Riisager *et al.*, 2004; Zhao *et al.*, 2002) demanding a) the mean based on more than 9 successful determinations from at least three cooling units, b) no transitional data and c) paleointensity estimates obtained with Thellier (conventional or

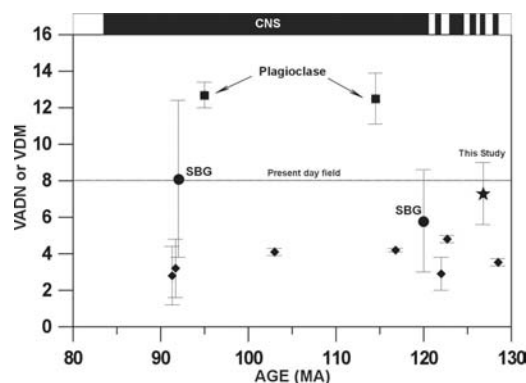


Fig. 5. Evolution of selected mean virtual dipole moments (VDMs) and virtual axial dipole moments (VADMs) for 80 to 130 Ma (see also Table 3). Also shown is the geomagnetic polarity time scale to 130 Ma (Cande and Kent, 1995).

microwave) method with pTRM checks. Eight out of twelve data are obtained from subaerial lava flows, two are based on single plagioclase crystal paleointensity (Cottrel and Tarduno, 1999, 2000; Tarduno *et al.*, 2001, 2002) while remained two VADMs are obtained using submarine basaltic glasses (SBG, see Tauxe and Staudigel, 2004 and Riisager *et al.*, 2004). Our results are in agreement with SBG data but substantially lower with respect to plagioclase data. In contrast, the Córdoba mean VDM appears higher than those obtained from NE China (Tanaka and Kono, 2002; Zhao *et al.*, 2002; Zhu *et al.*, 2003; Zhu *et al.*, 2004a, b, c; Pan *et al.*, 2004).

Judging from the large dispersion observed (Fig. 5), it is very difficult to make any firm conclusion about the long-term trend of geomagnetic paleointensity. Currently available paleointensity data for the time interval 130 to 80 Ma suggest that geomagnetic field strength frequently fluctuated before and during the Cretaceous Normal Superchron while magnetic polarity maintained stable. This suggests that there is no simple relation between the strength of the Earth's magnetic field and reversal rates. An interesting

finding is the similarity of Córdoba and Paraná (Goguitchaichvili *et al.*, 2002) VDMs (133–132 Ma) which reinforces the hypothesis about the unreliability of the ‘Mesozoic Dipole Low’ first suggested by Prévot *et al.* (1990).

Acknowledgments. This study was supported by CONACYT (grants no. 42661).

References

- Barton, C. E., R. Baldwin, D. Barraclough, S. Bushati, M. Chiappini, Y. Cohen, R. Coleman, G. Hulot, V. Kotze, V. Golovkov, A. Jackson, R. Langel, F. Lowes, D. McKnight, S. Macmillan, L. Newitt, N. Peddie, J. Quinn, and T. Sabaka, International geomagnetic reference field, 1995 revision, *Geophys. J. Int.*, **125**, 318–321, 1996.
- Buddington, A. F. and D. H. Linsley, Iron-titanium oxides minerals and synthetic equivalents, *J. Petrol.*, **5**, 310–357, 1964.
- Cande, S. C. and D. V. Kent, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095, 1995.
- Coe, R., S. Grommé, and 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.
- Cottrell, R. D. and J. A. Tarduno, Geomagnetic paleointensity derived from single plagioclase crystals, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **169**(1–2), 1999.
- Cottrell, R. D. and J. A. Tarduno, In search of high-fidelity geomagnetic paleointensities: A comparison of single plagioclase crystal and whole rock Thellier-Thellier analyses, *J. Geophys. Res.*, **105**, 23579–23584, 2000.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Int.*, **13**, 260–267, 1977.
- Dunlop, D. and Ö. Özdemir, *Rock-Magnetism, Fundamentals and Frontiers*, Cambridge University Press, 573 pp., 1997.
- Dunlop, D. and Ö. Özdemir, Theory and application of the Day Plot, Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.2929/2001JB000486, 2002.
- Geuna, S. E. and H. Vizán, 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.
- Goguitchaichvili, A. and M. Prévot, Magnetism of oriented single crystals of hemo-ilmenite showing self-reversal of thermoremanent magnetization, *J. Geophys. Res.*, **105**, 2761–2781, 2000.
- Goguitchaichvili, A., M. Prévot, J. Thompson, and N. Roberts, An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss-Matuyama reversal, *Phys. Earth Planet. Int.*, **115**, 53–66, 1999.
- Goguitchaichvili, A., L. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales, and O. Ferreira-Lopes, On the Reliability of Mesozoic Dipole Low: New Absolute Paleointensity Results from Paraná Flood Basalts (Brazil), *Geophys. Res. Lett.*, **29**(13), 1655, doi:10.1029/2002GL015242, 2002.
- Gordillo, C. E. and A. Lencinas, Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba, *Bol. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, **46**, 73–108, 1967.
- Haggerty, S. E., Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, in *Oxides Minerals*, edited by D. Rumble, Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, vol. 3, 300 pp., 1976.
- Haggerty, S. E., Oxide textures—A mini atlas, *Rev. Mineral.*, **25**, 12–219, 1991.
- Hulot, G. and Y. Gallet, Do superchrons occur without any paleomagnetic warning?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 191–201, 2003.
- Kosterov, A. and M. Prévot, Possible mechanism causing failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts, *Geophys. J. Int.*, **134**, 554–572, 1998.
- Larson, R. L. and P. Olson, Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 437–447, 1991.
- Linares, E. and R. Gonzalez, Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1957–1987, *Publicaciones especiales de la Asoc. Geol. Argentina, Ser. B, Didáctica y Complementaria*, **19**, 628 pp. Buenos Aires., 1990.
- McFadden, R. T. and R. T. Merrill, Fundamental transitions in the geodynamo as suggested by paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Int.*, **91**, 253–260, 1995.
- McFadden, R. T. and R. T. Merrill, Evolution of geomagnetic reversal rate since 160 Ma: Is the process continuous?, *J. Geophys. Res.*, **105**, 28445–28460, 2000.
- Pan, Y., M. Hill, R. Zhu, and J. Shaw, Further evidence for low intensity of the geomagnetic field during the early Cretaceous time: using the modified Shaw and microwave technique, *Geophys. J. Int.*, **157**, 553–564, 2004.
- Prévot, M., R. S. Maininen, S. Grommé, and A. Lecaille, High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.*, **88**, 2316–2326, 1983.
- Prévot, M., E. A. Mankinen, R. S. Coe, and S. Grommé, The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models, *J. Geophys. Res.*, **90**, 10417–10448, 1985.
- Prévot, M., M. E. Derder, M. McWilliams, and J. Thompson, Intensity of the Earth’s magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**, 129–139, 1990.
- Riisager, P., J. Riisager, X. Zhao, and R. S. Coe, Cretaceous geomagnetic paleointensities: Thellier experiments on Pillow lavas and submarine basaltic glass from the Ontong Java Plateau, *Geochem. Geoph. Geosys.*, **4/18**, doi: 10.1029/2003GC000611, 2004.
- Smirnov, A. V. and J. A. Tarduno, Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak?, *J. Geophys. Res.*, **110**, B06103, 2005.
- Solé, J. and P. Enrique, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating, *Analytica Chimica Acta*, **440**, 199–205, 2001.
- Steiger, R. H. and E. Jäger, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359–362, 1977.
- Tanaka, H. and M. Kono, Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in Inner Mongolia, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, **133**, 147–157, 2002.
- Tarduno, J. A., R. D. Cottrell, and A. V. Smirnov, High geomagnetic intensity during the Mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals, *Science*, **291**, 1779–1783, 2001.
- Tarduno, J. A., R. D. Cottrell, and A. V. Smirnov, The Cretaceous superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder, *PNAS*, **99**, 14020–14025, 2002.
- Tauxe, L. and H. Staudigel, Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite, *Geochem. Geoph. Geosys.*, **5/22**, doi:10.1029/2003GC000635, 2004.
- Tauxe, L., T. A. T. Mullender, and T. Pick, Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.*, **95**, 12337–12350, 1996.
- Tauxe, L., Bertram, H. Neal, and Ch. Severino, Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modeling of fine particle magnetite, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **3**(10), 1055, doi:10.1029/2001GC000241, 2002.
- Thellier, E. and O. Thellier, Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d’Auvergne, *Ann. Geophys.*, **1**, 37–52, 1944.
- Thellier, E. and O. Thellier, Sur l’intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Géophysique*, **15**, 285–376, 1959.
- Zhao, X., P. Riisager, J. Riisager, U. Draeger, R. S. Coe, and Z. Zheng, New Palaeointensity results from Cretaceous basalt of Inner Mongolia, China, *Phys. Earth Planet. Int.*, **141**, 131–140, 2004.
- Zhu, R., K. Hoffman, Y. Pan, R. Shi, and L. Daming, Evidence for weak geomagnetic intensity prior to the Cretaceous normal subchron, *Phys. Earth Planet. Int.*, **136**, 187–199, 2003.
- Zhu, R., L. Ching-Hua, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, and J. Shao, Paleointensities determined from the middle Cretaceous basalt in Liaoning Province, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, **142**, 49–59, 2004a.
- Zhu, R., L. Ching-Hua, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, G. Shi, and J. Shao, Is there a precursor to the Cretaceous normal subchron? New paleointensity and age determination from Liaoning province, northeastern China, *Phys. Earth Planet. Int.*, **147**, 117–126, 2004b.
- Zhu, R., K. Hoffman, S. Nomade, P. Renne, R. Shi, G. Shi, Y. Pan, and G. Shi, Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r?) chron, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **217**, 285–295, 2004c.

**Absolute Thellier Paleointensities From Ponta Grossa Dikes (Southern Brazil):
Implications for the Early Cretaceous Geomagnetic Field Strength**

Ruben Cejudo Ruiz (1), Avto Goguitchaichvili (1), Juan Morales (1), Ricardo I.F. Trindade (2), Luis M. Alva Valdivia (3) and Jaime Urrutia-Fucugauchi

1) Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, México.

E-mail: avto@geofisica.unam.mx

2) Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomía, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, 05508-090, São Paulo, SP, Brazil.

3) Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, s/n, 04510 Mexico D.F., México

Abstract

We report a detailed rock-magnetic and Thellier paleointensity study from ~ 130.5 Ma Ponta Grossa Dike Swarms in Southern Brazil. Twenty-nine samples from seven cooling units were pre-selected for paleointensity experiments based on their low viscosity index, stable remanent magnetization and close to reversible continuous thermomagnetic curves. High quality determinations were obtained only for 10 individual samples belonging to three dikes. The site-mean paleointensity values obtained in this study range from 25.6 ± 4.3 to 11.3 ± 2.1 μT and the corresponding VDM's are ranging from 5.7 ± 0.9 to 2.5 ± 0.5 (10^{22} Am^2). These data yield a mean value of $4.1 \pm 1.6 \times 10^{22}$ Am^2 . The important variability of Earth's magnetic field strength is observed for Ponta Grossa Dikes. However, the mean value is significantly lower comparing to the mean VDM obtained from nearby Paraná Magmatic Province. In contrast, these new data are in excellent agreement with absolute paleointensities retrieved from the submarine basaltic glasses from 130 to 120 Ma. It seems that relatively low field prevailed just before Cretaceous Normal Superchron. A careful examination of high quality paleointensity data from Cretaceous indicates that there is no simple relation between magnitude of Earth's magnetic field and reversal rate.

Key Words: Early Cretaceous, Paleointensity, Rock-Magnetism, Ponta Grossa Dike, Paraná Basin.

Introduction

The Earth's magnetic field strength may have been significantly different in the geological past because of different factors that may influence magnetohydrodynamic processes within the Earth's fluid outer core. The Cretaceous is a key interval in the history of the Earth's magnetic field. The currently debated relationship between the frequency of reversals, secular variation, and paleointensity should be clearly expressed during Cretaceous Normal Superchron (CNS; Tarduno et al., 2002) when the reversal rate was almost zero.

Already Koenisbergher (1938) argued that low paleointensity prevailed during some periods of the Mesozoic. These pioneering data were interpreted to reflect the decay of magnetic remanence with time. Prévot et al., (1990); Perrin and Scherbakov, (1997) and Pick and Tauxe (1993) suggested extension of the Mesozoic dipole low into the whole Cretaceous time. Recently available reliable paleointensity data (Tarduno, 2001 and 2002, Tauxe, 2006, Grannot et al., 2007) suggest, however, that the paleostrength during early Cretaceous may have been comparable or even higher than present intensity and not 'anomalously' low as suggested in previous studies. The paucity of data makes difficult to derive any firm conclusions about the evolution of geomagnetic intensity through geological time.

Although the data becomes quite large during last years, the age distribution of paleointensity data is still quite patchy with 39% of the data being younger than 1Ma (Tauxe and Yamazaki, 2006). Moreover, most data come from the Northern Hemisphere. A preliminary paleointensity study was already performed on Ponta Grossa dykes (Brandt et al., 2008) using multisample approach developed by Dekkers and Böhnel (2006). Main handicap of this technique is probably lack of possibility to correct raw paleointensity values by anisotropy effects which is particularly important for the dikes. The samples are aligned (using a special sample holder) to held the laboratory field direction parallel to the NRM (Natural Remanent Magnetization) direction of samples. In case of highly anisotropic materials, it cannot be ascertained that the ancient field direction is exactly parallel to the NRM directions. Another limitation is the possibility to monitor the creation (if any) of chemical remanence (CRM) during the heatings in air.

In this study, we contribute to the investigation of the long-term variation of geomagnetic field strength by reporting new reliable paleointensities from ~ 130.5 Ma Ponta Grossa Dike Swarms from Southern Brazil. These rocks formed just before of Cretaceous Normal Superchron and thus are of particular interest.

Sampling Details and Available Ages

Almost all Mesozoic tholeiitic dyke swarms in Brazil are concentrated towards the continental margins (Sial et al., 1987). The most important mafic dyke swarms in Brazil occur in the Ponta Grossa (PG) region (Figure 1) and are associated with the flood basalt suites of the Paraná basin (Piccirillo et al., 1990). The Ponta Grossa Arch is a large (~134,000 km² after Raposo and Ernesto, 1995) tectonic feature on the eastern border of the Paleozoic-Mesozoic Paraná Basin, with north and south limits corresponding to the Guapiara and Rio Piquiri lineaments respectively. This region comprises hundreds

of dikes, predominantly basaltic and andesitic but also (rarely) rhyolitic composition. All previous studies suggest that PG dykes were probably feeders of the stratoid volcanics erupted in northern Paraná towards the continental margin and later eroded.

Renne et al., (1996) reported numerous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ high quality plateau ages. The age-probability distribution for the dominant pulse (131.4 ± 0.4 to 129.2 ± 0.4 Ma) shows a pronounced peak at 130.5 Ma; this distribution probably reflects the magma production history in the region. These geochronologic data are consistent with conclusions based on paleomagnetic and stratigraphic data that the PG dikes are younger than the volumetrically dominant majority of volcanism in the southern Paraná Magmatic Province, which occurred at 133- 132 Ma.

In total, we obtained 235 standard paleomagnetic cores belonging to 29 sites (Figure 1) distributed along road outcrops of Southern Brazil. The samples were distributed throughout each dike both horizontally and vertically. In general, samples were obtained at least 30 cm distance from the dike edge. Cores were obtained with a gasoline-powered portable drill, and then oriented in most cases with both magnetic and sun compasses.

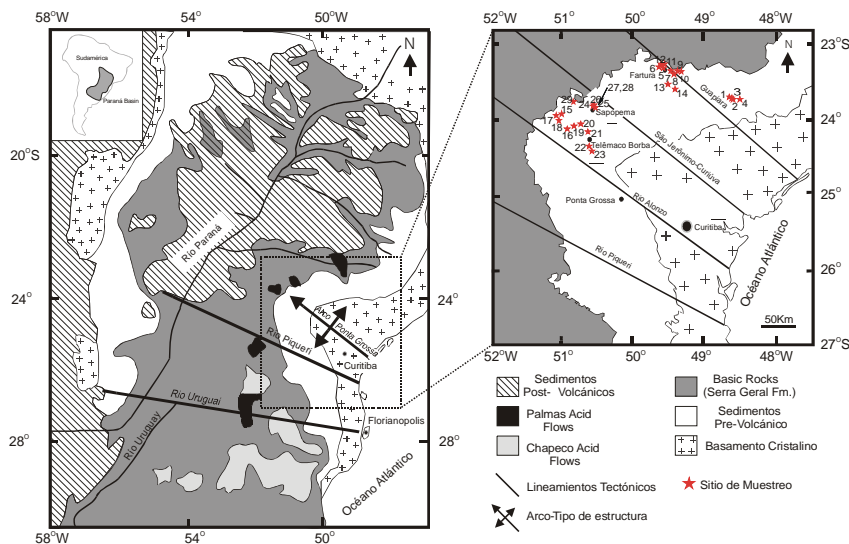


Figure 1. Simplified geologic map of Southern Brazil showing the location of studied sites (adopted from Brandt et al., 2008).

Sample Selection for Thellier Paleointensity Experiments

Pre-selection of the samples for Thellier paleointensity experiments was mainly based on viscosity index measurements, the demagnetization of natural remanent magnetization and temperature dependence of initial magnetic susceptibility while hysteresis measurements combined with IRM (isothermal remanent magnetization) experiments were used to estimate the domain state of main magnetic carriers.

Magnetic characteristics of typical samples selected for Thellier paleointensity experiments are as follows:

a) Ponta Grossa Dikes are likely to have a relatively high Brunhes-age VRM (viscous remanent magnetization). In storage tests (Prévot et al., 1983), 132 samples

exhibited viscosity indexes higher than 5 %. These samples were discarded for Thellier Experiments.

b) Selected samples carry essentially a stable, uni-vectorial remanent magnetization, observed upon both thermal (sample 03D011A, Figure 2) and alternating field (sample 03D012A) treatment. Minor secondary components probably of viscous origin is sometime present but easily removed at first steps of demagnetization procedure. The median destructive fields range mostly in the 30-40 mT interval, suggesting the existence of ‘small pseudo-single domain grains’ as remanence carriers (Dunlop and Ozdemir, 1997). Some other samples (03D064A and 03D059A) exhibit clearly defined two component magnetizations probably of chemical origin.

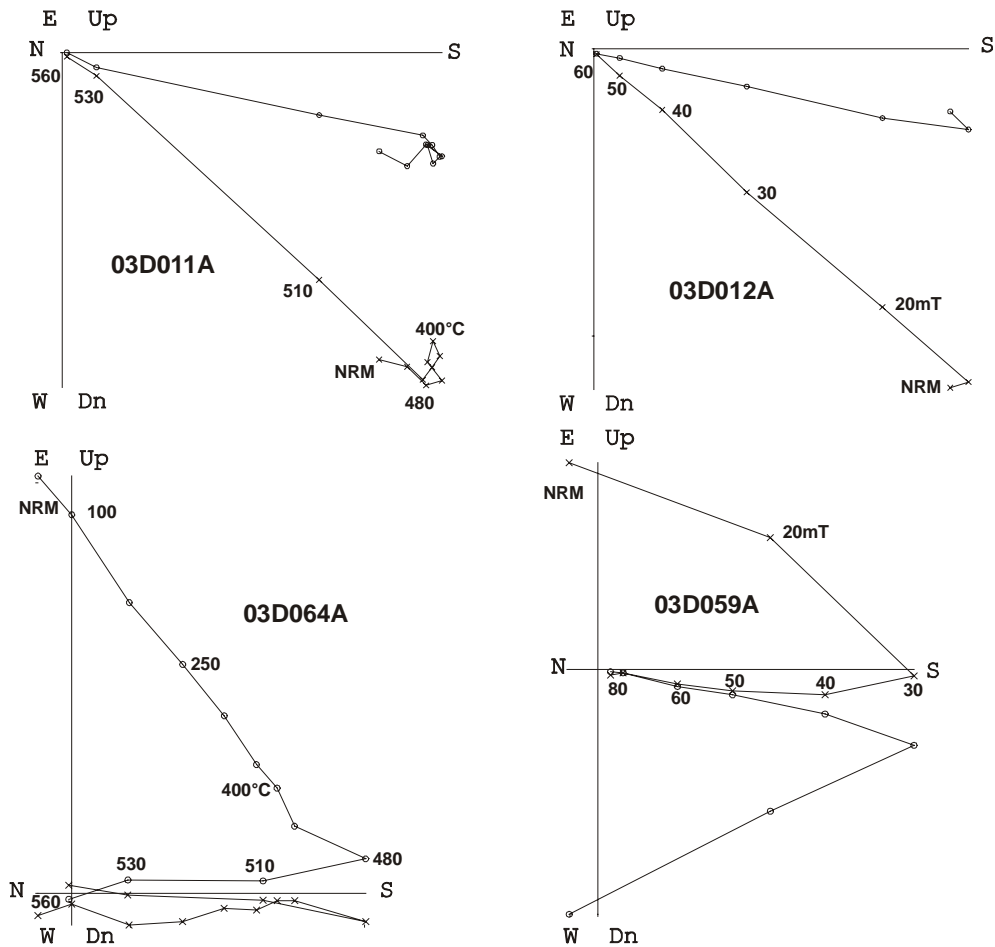


Figure 2. Orthogonal vector plots of stepwise thermal or alternating field demagnetization of representative samples (stratigraphic coordinates). The numbers refer either to the temperatures in °C or to peak alternating fields in mT. o - projections into the horizontal plane, x - projections into the vertical plane.

c) Low-field continuous susceptibility measurements performed in air (using a Bartington susceptibility meter MS2 equipped with furnace) show the presence of a single ferrimagnetic phase with Curie temperature compatible with Ti-poor titanomagnetite (sample 03D014) Figure 3). This is a case of 58 samples out of 235 analyzed. Remained samples yielded very unstable thermal behavior during heating and cooling cycles (03D054 and 03D103) and thus were discarded for paleointensity experiments.

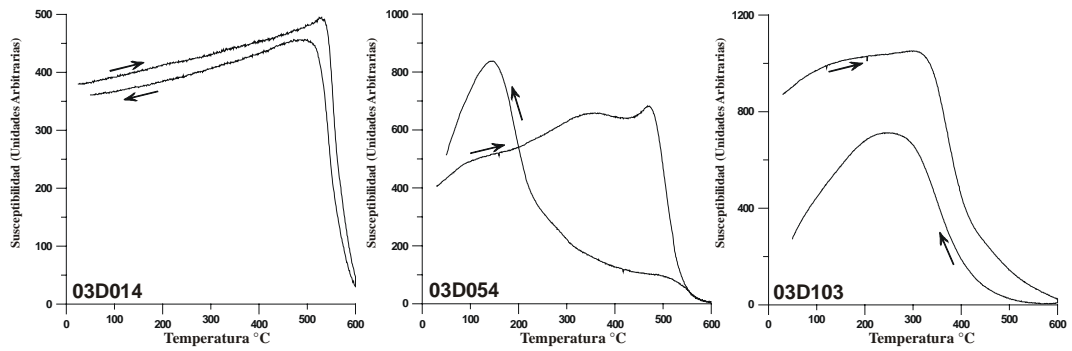


Figure 3. Susceptibility versus temperature (in air) curves of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves.

d) Hysteresis measurements at room temperature show (Figure 4) that the studied samples fall in the ‘small pseudo-single-domain’ grain size region on a plot M_r/M_s vs H_{cr}/H_c (Day et al., 1977). This probably indicates a mixture of multidomain and a significant amount of single-domain (SD) grains (Figure 5, Parry, 1982; Dunlop, 2002). IRM (isothermal remanent magnetization) acquisition curves show the saturation at moderate fields (150-200 mT), which point to the presence of titanomagnetite.

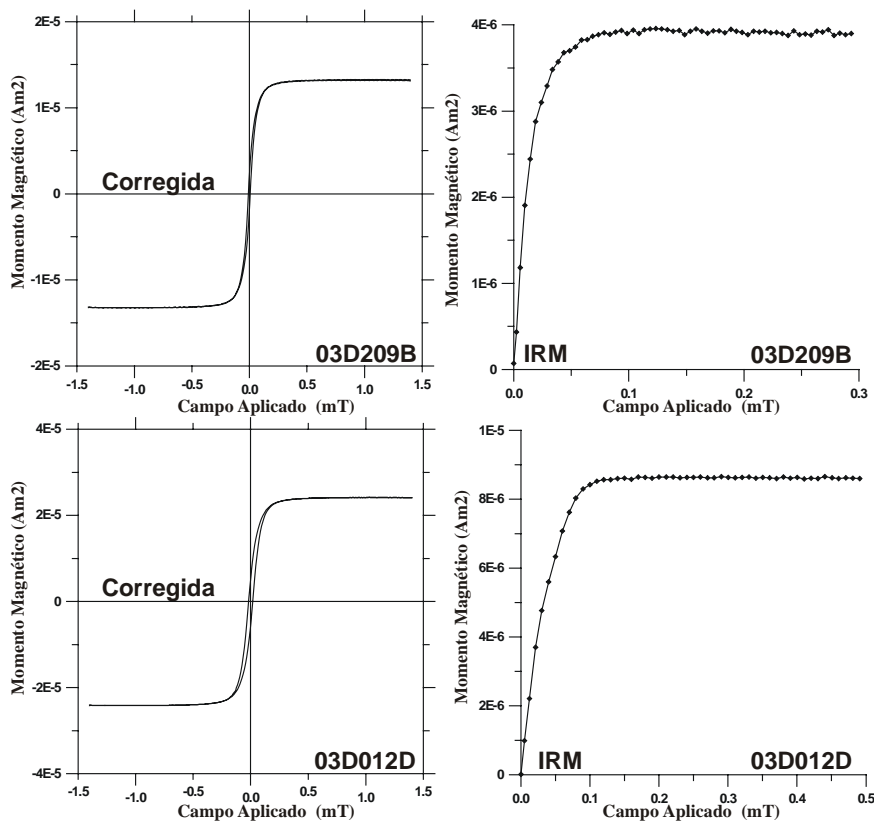


Figure 4. Typical examples of hysteresis loops (corrected for dia/paramagnetism) of small chip samples from the studied volcanic units.

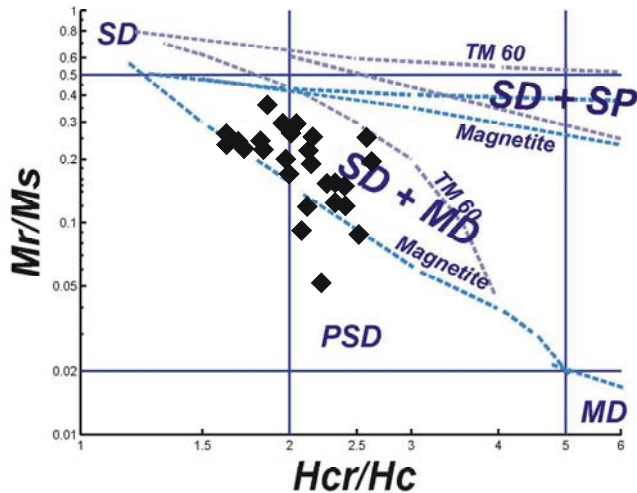


Figure 5. Room temperature hysteresis parameters plotted on Dunlop's (2002) curve (see text for more details).

In total, we selected 29 samples from 7 dikes for the paleointensity experiments having the above-described magnetic characteristics.

Paleointensity Measurements

Paleointensity experiments were performed using the Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) in its modified form (Coe et al., 1978). All heatings were made in vacuum better than 10^{-2} mbar. Eleven temperature steps (Figure 6) were distributed between room temperature and 570°C , and the laboratory field was set to $30\ \mu\text{T}$. Control heatings, commonly referred as pTRM checks (Prévot et al., 1985), were performed after every second heating step throughout the whole experiment. All remanences were measured using both JR5A and JR6 spinner magnetometers.

We accepted only determinations that satisfied all of the following requirements: a) obtained from at least 7 NRM-TRM points corresponding to a NRM fraction, f , (Coe's 1978) larger than about $1/3$ with quality factor, q , (Coe et al., 1978) of about 5 or more (Table 1). b) At least three positive pTRM checks. We define pTRM checks as positive if the repeat pTRM value agrees with the first measurement within 15%. c) The directions of NRM end points at each step obtained from paleointensity experiments are stable and linear pointing to the origin. No significant deviation of NRM remaining directions towards the direction of applied laboratory field was observed. d) For accepted determinations γ values (the ratio of potential CRM(T) to the magnitude of NRM(T) for each double heating step in the direction of the laboratory field during heating, Goguitchaichvili et al., 1999a), are $< 10^{\circ}$ which attest that no significant CRM (chemical remanent magnetization) is acquired during the laboratory heatings. The reasons for failure of Thellier experiments were negative pTRM checks and/or typical 'concave-up' behavior (Dunlop and Özdemir, 1997) detected in some cases (samples 03D042C and 03D057D, Figure 6). An important loss of NRM without any noticeable TRM acquisition but with positive pTRM checks is observed. This phenomenon can be due to irreversible variations of coercive force (Kosterov and Prévot, 1998) at low temperature and can be interpreted as transformation from a single-domain or pseudo-single-domain 'metastable' state to polydomain state which results in

a large NRM lost without any correlated TRM acquisition during the subsequent cooling.

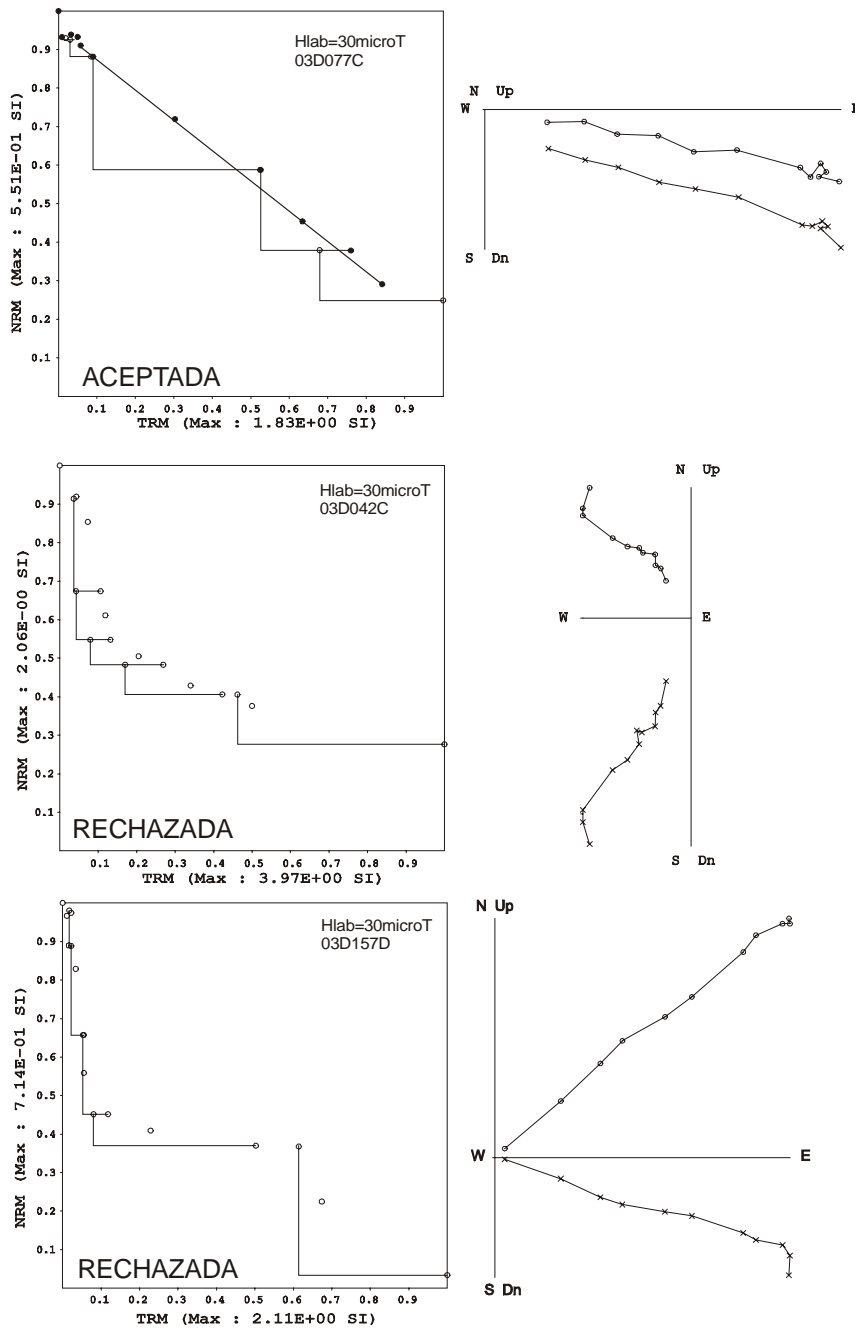


Figure 6. The representative NRM-TRM plots and associated orthogonal diagrams from Ponta Grossa Dikes. In the orthogonal diagrams we used same notations as in the figure 2.

Main Results and Discussion

Ten samples, from three individual cooling units, yielded acceptable paleointensity estimates (Figure 7, Table 1). For these samples the NRM fraction f used

for determination ranges between 0.49 to 0.77 and the quality factor q varies from 6.4 to 23.6. The Thellier and Thellier (1959) method of geomagnetic absolute intensity determination, which is considered the most reliable one (Goguitchaichvili et al., 1999), imposes many restrictions on the choice of samples that can be used for a successful determination (Coe, 1967, Levi, 1977, Prevot et al., 1985, Pick and Tauxe, 1993, Kosterov and Prévot, 1998). The almost 96 percent failure rate that we find in our study is not exceptional for a Thellier paleointensity study, if correct pre-selection of suitable samples and strict analysis of the obtained data are made. Although our results are not numerous, some credit should be given because of good technical quality determination, attested by the reasonably high Coe et al's quality factors.

The site-mean paleointensity values obtained in this study range from 25.6 ± 4.3 to $11.3 \pm 2.1 \mu\text{T}$ and the corresponding VDM's are ranging from 5.7 ± 0.9 to $2.5 \pm 0.5 (10^{22} \text{ Am}^2)$. These data yield a mean value of $4.1 \pm 1.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Brandt et al., (2008) obtained intensities between $5.7 \pm 0.2 \mu\text{T}$ to $26.4 \pm 0.7 \mu\text{T}$ (average of $13.4 \pm 1.9 \mu\text{T}$). Virtual dipole moments for these sites range from 1.3 ± 0.04 to $6.0 \pm 0.2 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (average of $2.9 \pm 0.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$).

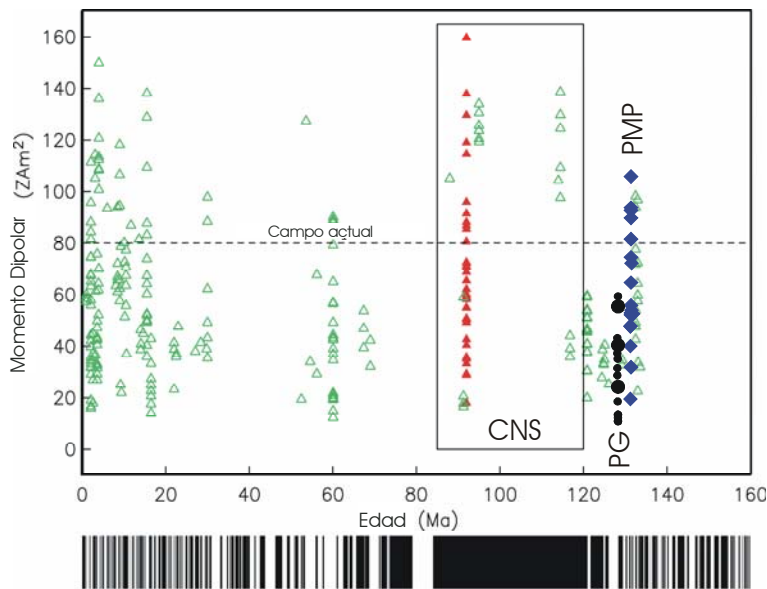


Figure 7 . Summary of virtual dipole moment data versus age. In red are the Troodos submarine basaltic glass data (Tauxe, 2006). The PMP data are shown in blue and data from Ponta Grossa are shown in black (small symbols refer to the data of Brandt et al., 2008). The present field is the dotted line. Also shown is the Geomagnetic Polarity Time scale.

Paleointensity data (selected applying same strict selection criteria as in present study) from nearby Parana Magmatic Province (PMP) are as strong and variable as those from Troodos Ophiolite (Figure, 7, Tauxe, 2006; Granot et al., 2007). Globally, early Cretaceous paleointensities appear similar to Brunhes data. The important variability of Earth's magnetic field strength is also observed for Ponta Grossa Dikes. However, the mean value is significantly lower comparing to the mean VDM obtained from Paraná Magmatic Province. In contrast, these new data are in excellent agreement with absolute paleointensities retrieved from the submarine basaltic glasses from 130 to 120 Ma. It seems that relatively low field prevailed just before Cretaceous Normal Superchron.

Paleointensity Results From Ponta Grossa Dykes

<i>Site</i>	<i>Sample</i>	<i>n</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	$F_E \pm \sigma(F_E)$	VDM	$F_E \pm \text{s.d.}$	VDMe
PG02	03D008C	7	200-480	0.71	0.81	15.9	18.2 ± 0.8	4.08	18.2 ± 0.8	4.1 ± 1.3
	03D011B	8	200-510	0.63	0.71	6.9	19.3 ± 0.9	4.33		
	03D012C	8	200-510	0.49	0.78	7.6	16.3 ± 0.8	3.66		
	03D014C	7	300-510	0.74	0.81	8.2	18.8 ± 0.9	4.22		
PG10	03D074C	9	300-540	0.75	0.82	21.6	11.3 ± 0.3	2.54	11.3 ± 2.1	2.5 ± 0.5
	03D076B	9	300-540	0.53	0.88	12.7	13.5 ± 0.8	3.03		
	03D077C	9	350-560	0.71	0.83	19.7	9.2 ± 0.4	2.06		
PG23	03D175B	7	300-510	0.66	0.88	12.6	23.9 ± 0.5	5.36	25.6 ± 4.3	5.7 ± 0.9
	03D176C	7	300-510	0.64	0.78	8.9	22.3 ± 1.2	5.0		
	03D178C	7	300-510	0.56	0.82	6.4	30.5 ± 2.0	6.85		

Table 1. Paleointensity results from Ponta Grossa Dikes, *n* is number of NRM-TRM points used for palaeointensity determination, *Tmin-Tmax* is the temperature interval used, *f*, *g* and *q* are the fraction of extrapolated NRM used, the gap factor and quality factor (Coe et al., 1967) respectively. F_E is paleointensity estimate for individual specimen, and $\sigma(F_E)$ is its standard error; F_E is average paleointensity of individual lava flow, the plus and minus sign corresponding to standard deviation; VDM and VDMe are individual and average virtual dipole moments.

Acknowledgment

The financial support was provided by UNAM DGAPA IN-102007

References

- Coe R., Grommé S. and Mankinen E. A. (1978). Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, 83, 1740-1756.
- Day R., Fuller M. and Schmidt, V.A., (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267.
- Dunlop D., and Özdemir Ö. (1997). Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers. *Cambridge University Press*, 573.
- Dunlop D. J., (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, 107, doi : 10.1029/2001JB000486.

- Glatzmaier G. A., Coe R. S., Hongre L. and Roberts P. H. (1999). The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature*, 401, 885-890.
- Granot R., Tauxe L., Gee J.S., and Ron H.A. (2007). View into the Cretaceous geomagnetic field from analysis of gabbros and submarine glasses. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 1-11.
- Kosterov, A., and Prévot, M., (1998). Possible failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts, *Geophys. J. Inter.*, 134, 554-572.
- Prévot, M., Maininen R. S., Grommé S. and Lecaille A. (1983). High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 88, 2316-2326.
- Prévot M., Derder M., McWilliams M. M. and Thompson J. (1990). Intensity of the Earth's magnetic field: evidence for a Mesozoic dipole low. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97,129-139.
- Renne P., Deckart K., Ernesto M., Feraud G. and Piccirillo E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 199-211.
- Tarduno J. A., Cottrell R. D. and Smirnov A. V. (2001). High geomagnetic intensity during the Mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals. *Science*, 291, 1779-1783.
- Tarduno J. A., Cottrell R. D. and Smirnov A. V. (2002). The Cretaceous superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder. *PNAS*, 99, 14020-14025.
- Tauxe L., Mullender T.A.T. and Pick T. (1996). Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.* 101, 571-583.
- Tauxe L. (2006). Long term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 244, 515-529.
- Thellier E. and Thellier O. (1959). Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophysique*. 15, 285-37.



New absolute paleointensity results from the Parana Magmatic Province (Uruguay) and the Early Cretaceous geomagnetic paleofield

Avto Goguitchaichvili

Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica–Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, C. P. 58089, Michoacán, México (avto@geofisica.unam.mx)

Ruben Cejudo Ruiz

Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica–Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, C. P. 58089, Michoacán, México

Laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria S/N, 04510 México, D.F., México

Leda Sanchez Bettucci

Departamento de Geología, Área Geofísica-Geotectónica, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, 11200 Montevideo, Uruguay

Bertha Aguilar Reyes

Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica–Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, C. P. 58089, Michoacán, México

Luis M. Alva-Valdivia and Jaime Urrutia-Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria S/N, 04510 México, D.F., México

Juan Morales

Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica–Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, C. P. 58089, Michoacán, México

Manuel Calvo Rathert

Departamento de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, E-09001 Burgos, Spain

[1] Thellier paleointensity experiments are carried out on the Early Cretaceous Arapey Formation, which belongs to the Parana Magmatic Province (PMP) in northern Uruguay. Twenty-seven samples out of 225 analyzed yield reliable absolute intensity determinations. For these samples the NRM fraction f used for determination ranges between 0.33 to 0.83 and the quality factor q ranges from 4.5 to 14.1, being generally greater than 5. The flow-mean paleointensity values obtained in this study range from 16.3 ± 2.3 to $41.5 \pm 3.8 \mu\text{T}$, with corresponding virtual dipole moments (VDMs) from 3.4 ± 0.6 to $8.2 \pm 0.8 (10^{22} \text{ Am}^2)$. This corresponds to mean VDM value of $6.4 \pm 2.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on the PMP sequence by Feraud et al. (1999) gave a mean age of $132.2 \pm 0.5 \text{ Ma}$. Our results in conjunction with previous studies (Kosterov et al., 1998; Goguitchaichvili et al., 2002) suggest that the paleostrength during the early Cretaceous might be as variable and strong as Brunhes data and not anomalously low as previously suggested. The scatter observed in our study is similar to recent findings by Granot et al. (2007) for the Troodos Ophiolite.



Components: 6402 words, 6 figures, 1 table.

Keywords: paleointensity; Cretaceous; Paraná Flood Basalts; Arapey Formation; Uruguay.

Index Terms: 1521 Geomagnetism and Paleomagnetism: Paleointensity.

Received 18 May 2008; **Revised** 10 September 2008; **Accepted** 16 September 2008; **Published** 22 November 2008.

Goguitchaichvili, A., R. Cejudo Ruiz, L. Sanchez Bettucci, B. Aguilar Reyes, L. M. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales, and M. Calvo Rathert (2008), New absolute paleointensity results from the Parana Magmatic Province (Uruguay) and the Early Cretaceous geomagnetic paleofield, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q11008, doi:10.1029/2008GC002102.

1. Introduction

[2] Study of the long-term variation of polarity and paleodirection of the Earth's magnetic field in the Precambrian and Phanerozoic has remained a major research field in geosciences and has recently received renewed attention for its implications to the planet's interior and evolution. Magnetic polarity in the Mesozoic and Cenozoic is fairly well established, with some first-order trends defined for older times. Defining comparable long-term Earth's dipole moment variation has proved far more difficult [e.g., *Heller et al.*, 2002; *Biggin and Thomas*, 2003; *Goguitchaichvili et al.*, 2003; *Macouin et al.*, 2006; *Tauxe and Staudigel*, 2004; *Tarduno et al.*, 2006; *Granot et al.*, 2007]. Among many other findings, magnetic polarity studies have defined several first-order features like the Permo-Triassic and Cretaceous Superchrons, characterized by constant reverse and normal polarity, respectively. Proposals of even longer dipole moment characteristic features in the geologic past, like a low dipole moment during most of the Mesozoic, have important implications for the geodynamo.

[3] *Prévoit et al.* [1990] based on paleointensity data compilation since the Triassic period first underlined the existence of relatively low field during Mesozoic time. The dipole strength was found only one third of the Cenozoic value, prevailing during most of Mesozoic times. *Kosterov et al.* [1998], *Perrin et al.* [1991], and *Perrin and Shcherbakov* [1997] confirmed this Mesozoic dipole low (MDL) by detailed experimental and statistical analyses of the paleointensity records. On the basis of new high-quality data from submarine basaltic glasses (SBG), *Juárez et al.* [1998] argued that the average dipole moment of the Earth over the past 160 Ma was only half of present-day field, suggesting that MDL was not "low" but of average intensity. Basically, the same conclusion

was reached by *Selkin and Tauxe* [2000]. High geomagnetic intensities of $(12.5 \pm 1.4) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ have been reported [*Tarduno et al.*, 2001, 2002] during Cretaceous Normal Superchron (CNS), which are consistent with some inferences from computer simulations [*Glatzmaier et al.*, 1999]. More recently, *Tauxe* [2006], based on numerous SBG experiments, argue that paleointensity data from the Brunhes are as strong and variable as those from the Cretaceous Normal Superchron.

[4] It is obvious that definition of the long-term variation of the geomagnetic virtual dipole moment requires more reliable paleointensity results. For this purpose, Parana Magmatic Province (PMP) have several advantages: (1) they are widely distributed in a large volcanic provinces and easy to access; (2) they record faithfully the magnetic field that existed at the time of their eruption [*Ernesto et al.*, 1990]; (3) Most of them are fresh for isotopic dating and have already yielded reliable K-Ar and Ar-Ar ages [*Turner et al.*, 1994; *Stewart et al.*, 1996; *Renne et al.*, 1996a, 1996b]. Two previous paleointensity studies [*Kosterov et al.*, 1998; *Goguitchaichvili et al.*, 2002] are focused on Brazilian portion of PMP and yielded contrasting results. In this paper, we report new paleointensity determinations from the Arapey Formation in northern Uruguay.

2. Geological Framework and Sampling Details

[5] The PMP is one of the largest flood basalt volcanic provinces in the world, with its magmatic activity peak in ca. 132 Ma [*Erlank et al.*, 1984; *Bellieni et al.*, 1984]. The Arapey Formation (known as Serra Geral in Brazil), first defined by *Bossi* [1966], represents continental flood basalt associated with the Jurassic-Cretaceous breakup of Gondwana and the evolution of continental to oceanic magmatism during the opening of the South Atlantic Ocean.

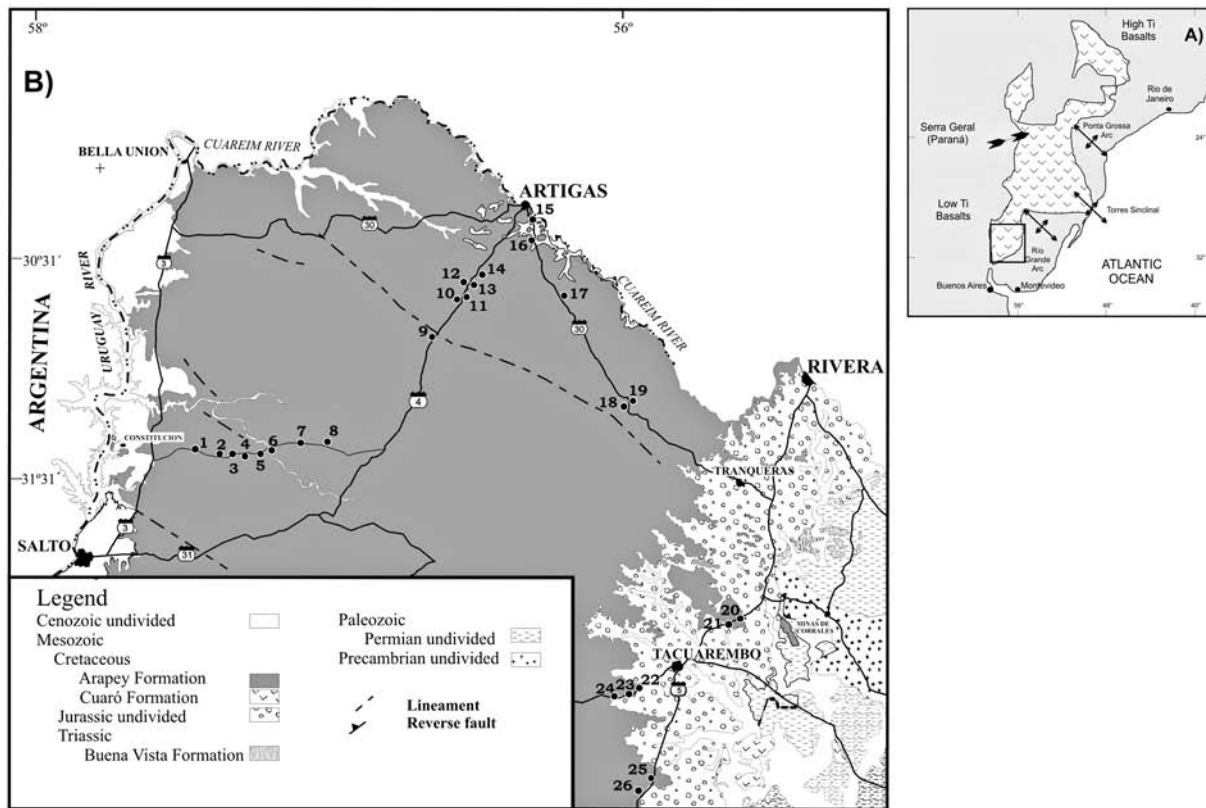


Figure 1. (a) Geographic distribution of Paraná Basalts showing the areas with high Ti (north) and Low Ti (south), modified from Fodor [1987], and (b) simplified geologic map of northern Uruguay showing the location of studied sites.

[6] These basalts were defined as aphyric tholeiitic basalts [Comin-Cliaramonti *et al.*, 1988] based on the criteria of separation in low TiO_2 (≈ 1) and high TiO_2 (> 3) proposed by Bellieni *et al.* [1984; see also Fodor, 1987; Cox, 1988; Mantovani *et al.*, 1985; Turner and Hawkesworth, 1995]. The available data in Uruguay fall in the field of low TiO_2 (in the sense of Sánchez Bettucci [1998]). The basalts of Paraná Province display characteristics of bimodality with a strong geographic correlation (Figure 1a). The basalts of Arapey Formation are dark gray or dark green, with normative hypersthene. The lava flows are massive, vesiculated, brecciated, and can be occasionally composed by pahoehoe structure. The texture varies from the more common aphanitic to porphyritic and globular pyroxene (augite). Some basalt presents porphyritic texture with plagioclase (An₆₇), pyroxene (diopside-augite), and iddingsite.

[7] Several K/Ar ages obtained for this Formation points to 127 ± 3 ; 146 ± 5 ; 153 ± 8 Ma [Creer *et al.*, 1965] and to 132 ± 4 Ma [Umpierre, 1966; Bossi, 1966]. The distinct ages obtained for the Arapey Formation is probably due to overprint related to Ar loss (giving relatively younger dates)

and Ar retention (leading to some anomalously old dates). The most recent ages were obtained by Feraud *et al.* [1999] by stepwise $^{40}Ar/^{39}Ar$ yielding 132.2 ± 0.5 Ma, on average.

[8] In total, we obtained 225 standard paleomagnetic cores belonging to 26 sites (Figure 1b) distributed along road outcrops of northern Uruguay. The samples were distributed throughout each flow both horizontally and vertically. All lava flows sampled were horizontal (dip less than 3°). In general, samples were obtained at the very bottom of flows with the hope of collecting samples with the finest grains of material. Cores were obtained with a gasoline-powered portable drill and then oriented in most cases with both magnetic and sun compasses.

3. Rock Magnetism

3.1. Remanence

[9] Remanent magnetizations were measured with a JR-5A spinner magnetometer (nominal sensitivity $\sim 10^{-9}$ Am²). Measurements were recorded after stabilization of the remanence in this magnetometer.

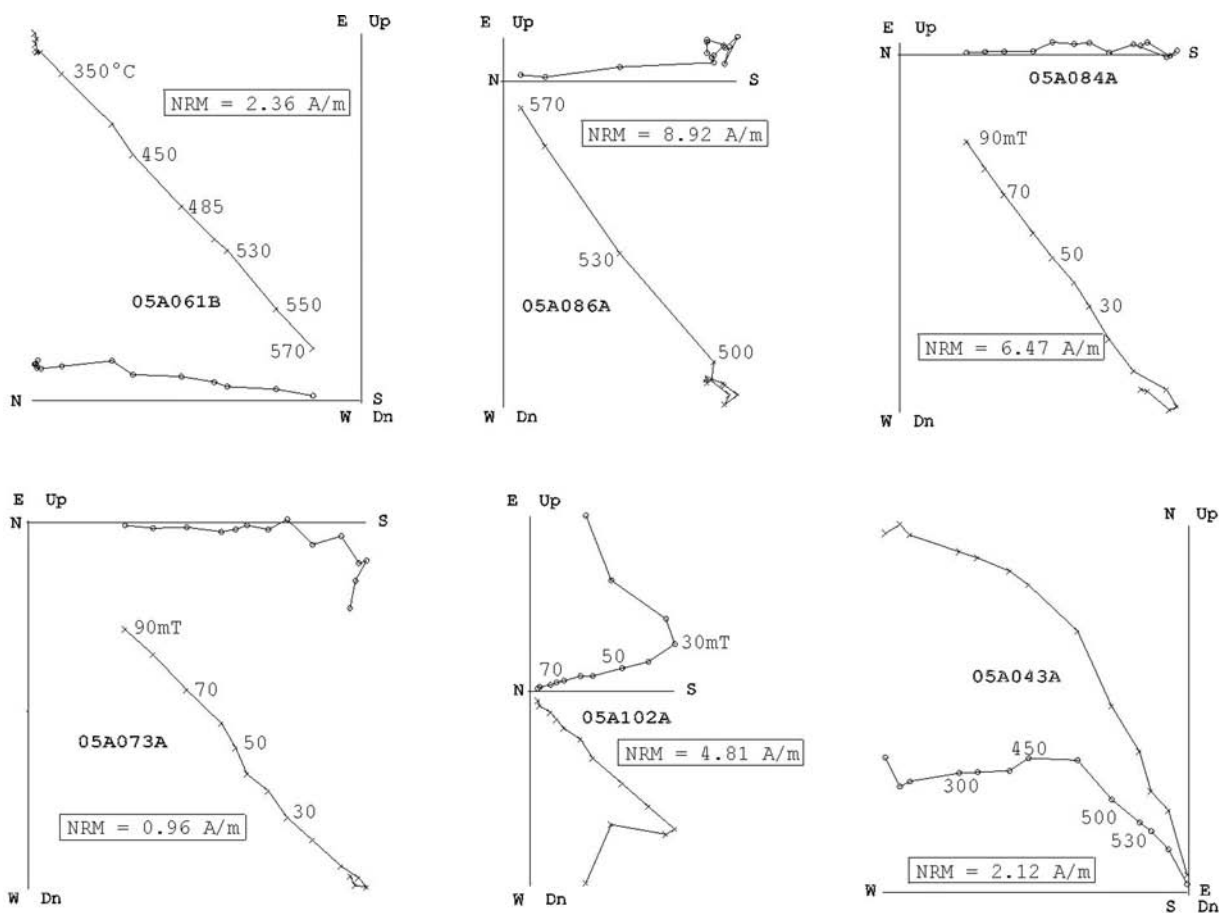


Figure 2. Orthogonal vector plots of stepwise thermal or alternating field demagnetization of representative samples (stratigraphic coordinates). The numbers refer either to the temperatures in °C or to peak alternating fields in mT. Circles indicate projections into the horizontal plane, and crosses indicate projections into the vertical plane.

Both alternating field (AF) demagnetization using a laboratory made AF-demagnetizer and stepwise thermal demagnetization up to 570°C using a MDT80 furnace (Magnetic Measurement Ltd) were carried out in order to determine paleodirections of primary remanence and select most suitable samples for paleointensity experiments. During thermal demagnetization, the low-field susceptibility at room temperature was measured after each step with a Bartington MS2 susceptibility meter.

[10] In most of studied units a stable paleomagnetic component was isolated (Figure 2, samples 05A084A, 05A086A, and 05A061B). Relatively small secondary components were easily removed applying 200°C or 10 mT. Stronger secondary magnetizations were detected for several samples (05A043A, 05A073A, 05A102A). The greater part of remanent magnetization, in most cases, was removed at temperatures between 520 and 570°C, which indicate low-Ti titanomagnetites as responsible for magnetization. However, in few samples,

almost 40% of initial remanence still persists beyond 570°C. This may be due to following factors:

[11] 1. The (titano)hematite may coexist together with “almost” magnetite phase. These minerals may form (similarly to titanomagnetites after *Kosterov* [2001]) in lavas during deuteric oxidation.

[12] 2. Laboratory heating may occasionally produce high temperature oxidation and/or production of new magnetic minerals. In case of Arapey lavas, only nine samples out of 225 analyzed (less than 5%) display the above described behavior. The median destructive fields (MDF) range mostly from 40 to 60 mT, suggesting “small” pseudo-single domain grains as remanent magnetization carriers [Dunlop and Özdemir, 1997], suitable material for Thellier paleointensity experiments.

3.2. Susceptibility

[13] Low-field susceptibility measurements under air were carried out using a Highmoore Suscepti-

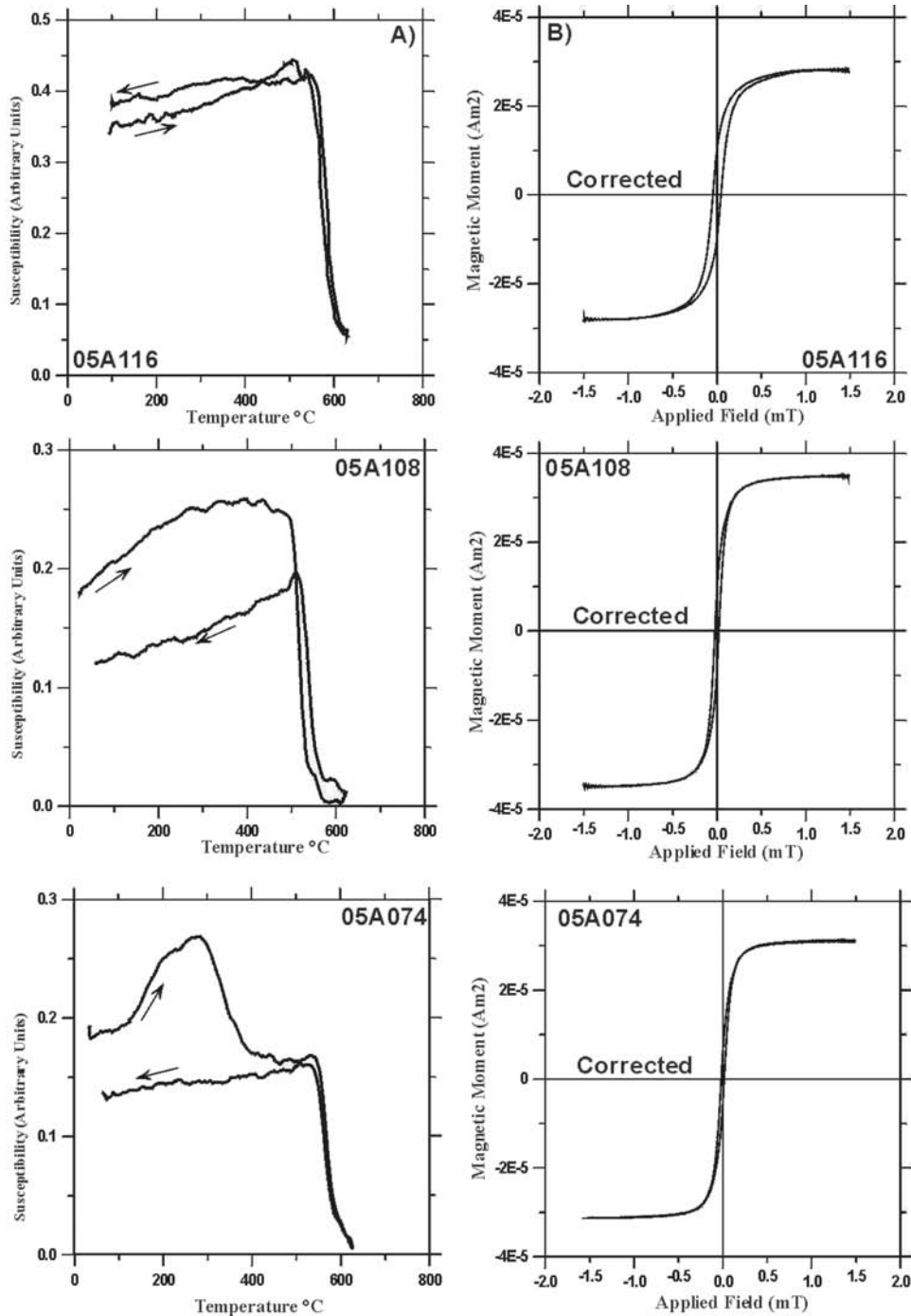


Figure 3. (a) Susceptibility versus temperature (in air) curves of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves and (b) typical examples of hysteresis loops (corrected for dia/paramagnetism) of small chip samples from the studied volcanic units.

bility Bridge equipped with furnace. One sample from each site was heated up to about 600°C (sometimes to 650°C) at a heating rate of 20°C/min and then cooled at the same rate. Curie temperature was determined by *Prévoit et al.*'s [1983] method.

[14] Two different types of behavior were detected during susceptibility versus temperature experiments: Seventeen sites show the presence of a single magnetic/ferrimagnetic phase with Curie point compatible with relatively low-Ti titanomagnetite (Figure 3, samples 05A116). However, in

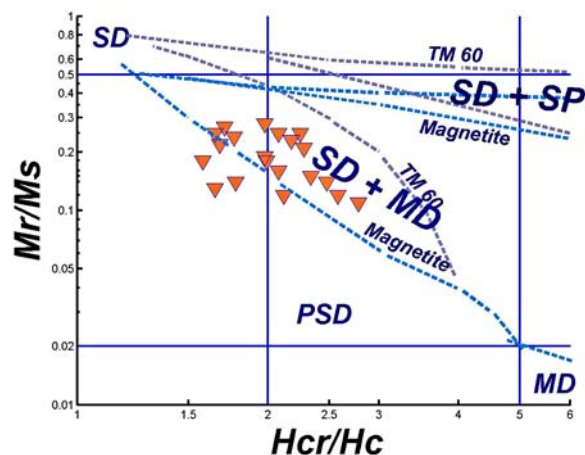


Figure 4. Room temperature hysteresis parameters plotted on improved Day plot curve calculated for totanomagnetites and magnetites [Dunlop, 2002]. Experimental data for bimodal mixtures of magnetite and titanomagnetite grains belong to Day *et al.* [1977].

some cases, the cooling and heating curves are not perfectly reversible (sample 05A108). Remaining sites yielded two different thermomagnetic phases during heating (sample 05A074). The lower “Curie point” ranges between 350 and 410°C, and the highest one points to almost pure magnetite. The cooling curve shows only a single phase, with a Curie temperature close to that of magnetite. Such irreversible k-T curves can be explained by titanomaghemite, which probably transformed into magnetite during heating [Özdemir, 1990].

3.3. Hysteresis

[15] Hysteresis measurements at room temperature were performed on all studied lava flows using the AGFM “Micromag” apparatus in fields up to 1.2 Tesla. The saturation remanent magnetization (J_{rs}), the saturation magnetization (J_s), and coercive force (H_c) were calculated after correction for the paramagnetic contribution. The coercivity of remanence (H_{cr}) was determined by applying progressively increasing backfield after saturation. Some typical hysteresis plots are reported in Figure 3. All samples seem to contain pseudo-single-domain (PSD) grains judging from hysteresis parameter values [Day *et al.*, 1977]. Smirnov and Tarduno [2005] showed that in some specific case a thermochemical remanent magnetization (TCRM, acquired below the Curie point of magnetite) carried by PSD grains, may lead to the derivation of absolute paleointensities toward low values. This seems to be particularly pertinent point in the case of Precambrian dikes that may have been intruded

into crust with elevated temperatures but it is quite unlike the presence of TCRMs in Parana Flood Volcanism [Kosterov *et al.*, 1998; Goguitchaichvili *et al.*, 2002].

[16] Let us note however that the domain state estimation using room temperature hysteresis parameters in terms of the plot of magnetization ratio versus coercivity ratio has no resolution for most of natural rocks. On the basis of the experimental study of the chemically well-identified synthetic titanomagnetites, Day *et al.* [1977] proposed an empiric relation between the domain structure and the hysteresis parameters, which has been widely used in research papers in paleo and rock magnetism. However, natural rocks almost always plot on the pseudo-single-domain (PSD) behavior judging from their hysteresis parameter values. This is true for Arapey basalts too. Natural rocks are complex magnetic systems, which contain the grains of variable sizes, coercivities, and even distinct magnetic phases. Thus, generalizations based on studies of synthetic materials with perfectly established chemical composition are probably incorrect. In addition, when superparamagnetic grains are present, they can contribute an induced magnetization deviating artificially hysteresis parameters toward pseudo-single or multidomain region on the Day diagram. In order to estimate the grain-size trends within the Day plot and try to distinguish MD (multidomain) from SP (superparamagnetic) trends/mixtures, Dunlop [2002] proposed an improved curve. This curve represents a compilation of new and previously obtained data for titanomagnetites with variable titanium content. Most of Arapey lavas (Figure 4) analyzed seem to match the region which correspond to the mixture of single-domain (SD) and multidomain (MD) magnetic grains. Susceptibility data, however (see section 3.2), points to some PSD and MD mixture.

[17] Corresponding isothermal remanence (IRM) acquisition curves (not shown) were found also very similar for all samples. Saturation is reached in moderate fields of the order of 100–200 mT, which points to some spinels as remanence carriers.

4. Paleointensity

[18] Following the paleodirectional and rock magnetic results, altogether 102 samples belonging to 15 cooling units yielding stable, one component magnetization with blocking temperatures compatible to Ti-poor titanomagnetite phase, low viscosity



Table 1. Paleointensity Results From Parana Magmatic Province^a

Site	Sample	Inc	Dec	n	<i>T</i> _{min} - <i>T</i> _{max}	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>F_E</i> ± <i>σ</i> (<i>F_E</i>)	VDM	<i>F_E</i> ± <i>s.d.</i>	<i>VDM_e</i>			
<i>This Study</i>															
AR04	05A025C	-48.3	5.8	7	300-525	0.43	0.82	8.5	45.8 ± 3.9	9.03	41.5 ± 3.8	8.2 ± 0.8			
	05A026B	-50.3	6.1	7	300-525	0.53	0.82	6.6	38.6±3.4	7.44					
	05A027D	-47.5	11.6	9	200-525	0.42	0.79	7.3	36.4 ± 4.1	7.24					
	05A028D	-47.4	5.1	9	200-525	0.39	0.83	6.4	37.9 ± 3.6	7.55					
	05A029B	-47.8	9.2	8	250-525	0.53	0.84	7.1	43.1 ± 3.7	8.55					
AR05	05A031B	-48.5	10.8	8	250-525	0.46	0.85	6.2	43.4 ± 3.3	8.54	38.6 ± 6.1	7.7 ± 1.2			
	05A032C	-46.3	11.3	7	300-525	0.36	0.85	7.4	45.6 ± 3.1	9.19					
	05A036A	-50.4	3.6	7	250-500	0.44	0.87	5.9	43.2 ± 3.7	8.32					
	05A037B	-45.4	8.5	9	200-525	0.51	0.86	8.8	46.2 ± 3.1	9.41					
	05A038B	-47.2	2.6	7	300-525	0.53	0.79	7.6	38.5 ± 2.1	7.69					
AR08	05A039C	-46.8	5.8	6	300-500	0.33	0.81	4.7	31.7 ± 1.6	6.40	39.7 ± 2.5	8.2 ± 0.7			
	05A040C	-48.5	6.2	6	300-500	0.34	0.79	5.3	33.6 ± 2.2	6.64					
	05A059A	-42.6	16.1	7	250-500	0.32	0.81	4.6	41.5 ± 2.1	8.69					
	05A062A	-47.4	4.7	7	300-525	0.39	0.81	6.2	36.5 ± 2.0	7.26					
	05A063C	-45.2	3.3	6	300-500	0.34	0.79	5.9	41.9 ± 2.1	8.55					
AR15	05A064D	-39.4	7.7	7	300-525	0.43	0.83	5.8	38.9 ± 2.3	8.40	16.3 ± 2.3	3.4 ± 0.6			
	05A116B	40.3	172.2	8	250-525	0.30	0.81	5.5	19.1 ± 3.8	4.09					
	05A116D	40.3	172.2	6	350-525	0.33	0.79	4.5	17.2 ± 2.9	3.68					
	05A118C	50.6	189.3	6	350-550	0.76	0.83	9.3	14.7 ± 0.6	2.82					
AR22	05A121B	37.8	165.6	9	200-525	0.52	0.87	7.6	14.1 ± 0.9	3.09	20.9 ± 3.4	4.6 ± 0.8			
	05A174A	-35.2	12.3	9	200-525	0.44	0.86	14.1	21.6±0.6	4.84					
	05A175A	-35.9	355.2	8	250-525	0.52	0.82	12.5	22.8 ± 2.1	5.08					
	05A176A	-35.4	10.7	8	250-525	0.47	0.86	7.9	26.4 ± 2.1	5.91					
	05A177C	-35.9	1.3	9	200-525	0.53	0.85	8.3	18.6 ± 0.9	4.14					
	05A179B	-39.8	11.2	9	200-525	0.49	0.87	6.9	22.8 ± 1.8	4.91					
SC01	05A180C	-37.6	12.3	9	200-525	0.56	0.85	12.3	16.4 ± 1.3	3.60	24.6 ± 4.8	5.1 ± 0.9			
	05A181B	-39.6	14.3	9	200 - 525	0.51	0.82	6.6	18.2 ± 0.9	3.92					
	<i>Goguitchaichvili et al. [2002]</i>														
	SC01	01P002D	-46.7	3.6	7	300-520	0.66	0.79	8.8	21.5 ± 1.1			4.32	19.4 ± 2.7	4.0 ± 0.6
		01P003C	-40.6	8.7	6	350-520	0.64	0.74	5.6	20.8 ± 1.3			4.44		
		01P005B	-42.9	3.9	6	350-520	0.51	0.77	4.4	24.7 ± 2.6			5.16		
		01P007D	-47.2	358.9	8	250-520	0.59	0.81	10.4	31.4 ± 1.6			6.27		
	SC04	01P024B	-45.8	6.1	8	300-540	0.58	0.82	6.3	19.7 ± 1.3			3.99	43.5 ± 5.9	9.5 ± 1.2
		01P029B	-40.5	15.3	8	300-540	0.56	0.85	9.8	21.9 ± 1.1			4.68		
	SC08	01P031D	-40.2	1.6	7	300-520	0.36	0.85	4.3	16.5 ± 1.0			3.39	35.3 ± 5.7	7.4 ± 1.4
		01P057A	-35.5	5.5	9	250-540	0.60	0.83	8.5	37.8 ± 2.6			8.45		
		01P060B	-40.8	358.6	8	250-520	0.47	0.84	7.8	49.1 ± 2.5			10.5		
		01P061B	-38.5	355.8	8	250-520	0.50	0.82	6.7	48.1 ± 2.8			10.5		
	SC10	01P062D	-39.3	2.7	8	250-520	0.54	0.85	6.8	39.1 ± 2.5			8.45	22.1 ± 1.9	5.3 ± 0.5
		01P075D	-42.6	3.3	7	250-520	0.32	0.81	5.4	35.7 ± 2.3			7.48		
		01P076B	-48.1	355.6	8	200-520	0.46	0.86	6.6	29.1±1.7			5.75		
		01P077C	-45.1	1.9	9	200-540	0.65	0.85	12.2	31.2 ± 1.1			6.35		
		01P078C	-40.3	8.6	7	250-500	0.31	0.76	12.5	43.9 ± 0.9			9.4		
	SC15	01P079C	-41.1	2.5	7	250-500	0.39	0.82	4.4	36.4 ± 2.2			7.74	45.6 ± 4.5	10.5 ± 1.1
		01P110C	-25.3	13.8	10	20-540	0.46	0.88	6.8	22.9 ± 1.3			5.5		
01P111D		-28.1	11.3	8	250-520	0.42	0.84	6.5	24.3 ± 1.8	5.74					
01P112C		-26.1	8.8	8	250-520	0.44	0.80	5.8	21.6 ± 1.4	5.16					
01P113E		-23.3	5.9	7	300-520	0.51	0.81	4.9	21.3 ± 2.1	5.17					
01P115B		-27.3	11.7	8	250-520	0.54	0.86	4.8	23.5 ± 2.3	5.58					
CON03	01P116A	-29.7	11.6	7	250-500	0.30	0.79	6.1	19.1 ± 1.0	4.46	33.4 ± 3.5	6.4 ± 0.5			
	01P159B	-54.3	10.1	10	20-540	0.65	0.87	12.5	38.4 ± 1.8	7.06					
	01P161B	-54.4	7.7	9	250-560	0.74	0.86	17.3	32.8 ± 1.2	6.02					
	01P165C	-48.6	8.1	8	250-520	0.51	0.86	12.7	32.3 ± 1.5	6.35					
CON05	01P167C	-47.5	5.4	9	250-540	0.55	0.84	7.3	30.2 ± 1.9	6.01	43.6 ± 2.7	8.8 ± 0.6			
	01P176B	-35.1	8.1	10	20-540	0.58	0.86	12.4	45.5 ± 1.8	10.2					
	01P178B	-31.1	10.2	9	200-520	0.39	0.85	4.6	40.1 ± 3.7	9.27					
	01P181B	-29.2	11.1	9	250-540	0.45	0.79	7.6	48.5 ± 3.8	11.4					
	01P182C	-30.5	9.2	9	250 - 540	0.64	0.83	5.9	42.1 ± 3.8	9.78					
CON06	01P183C	-31.3	11.3	9	200-520	0.47	0.81	5.4	51.1 ± 3.2	11.8	43.6 ± 2.7	8.8 ± 0.6			
	01P189C	-45.7	3.7	8	250-520	0.38	0.83	6.4	46.6 ± 2.6	9.46					



Table 1. (continued)

Site	Sample	Inc	Dec	n	<i>T</i> _{min} - <i>T</i> _{max}	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>F_E</i> ± <i>σ</i> (<i>F_E</i>)	VDM	<i>F_E</i> ± <i>s.d.</i>	<i>VDMe</i>
CON07	01P190B	-43.8	2.8	8	250–520	0.31	0.83	6.2	42.6 ± 1.7	8.82		
	01P191B	-48.5	5.3	9	20–520	0.47	0.89	13.3	41.5 ± 1.4	8.17		
	01P192B	-48.1	6.2	8	250–520	0.33	0.84	3.8	43.2 ± 2.9	8.54	46.7 ± 7.0	9.6 ± 1.4
	01P194B	-45.6	6.8	8	250–520	0.34	0.83	5.3	54.9 ± 3.1	11.2		
	01P195C	-44.6	9.6	8	250–520	0.35	0.81	7.8	49.9 ± 1.8	10.2		
CON09	01P199B	-40.7	7.6	9	250–540	0.39	0.82	9.8	39.1 ± 1.8	8.34		
	01P210B	-36.8	8.2	8	250–520	0.51	0.81	7.9	26.2 ± 1.4	5.79		
CON14	01P247B	-43.2	350.5	8	250–520	0.42	0.84	7.6	31.1 ± 1.4	6.48	27.3 ± 6.4	5.6 ± 1.3
	01P251B	-45.6	347.3	8	250–540	0.64	0.0.84	4.5	30.8 ± 3.7	6.26		
	01P253B	-45.1	352.8	9	200–540	0.68	0.88	11.8	19.9 ± 1.1	4.06		
<i>Kosterov et al.</i> [1998](Selected) ^b												
CV02	125			5	390–510	0.43	0.74	9.1	27.6 ± 1.0	5.38	26.7 ± 4.1	5.0 ± 0.8
	126			7	390–510	0.29	0.83	6.9	30.3 ± 1.1	5.58		
	127			6	390–530	0.43	0.79	10.0	22.2 ± 0.8	4.08		
JS09	177			6	340–510	0.44	0.79	11.8	11.0 ± 0.3	2.28	8.8 ± 1.5	1.9 ± 0.3
	178			6	340–510	0.32	0.80	7.4	8.0 ± 0.3	1.68		
	180			8	190–510	0.37	0.85	7.8	7.4 ± 0.3	1.58		
JS12	181			8	190–510	0.44	0.85	8.8	8.8 ± 0.4	1.89		
	188			6	190–460	0.29	0.78	10.1	25.6 ± 0.6	5.68	21.7 ± 5.7	4.9 ± 1.3
	189			6	190–460	0.29	0.78	9.9	25.1 ± 0.6	5.79		
	190			8	190–460	0.29	0.83	5.6	22.7 ± 1.0	4.94		
	191			11	190–530	0.30	0.89	18.6	13.4 ± 0.2	3.06		

^aPaleointensity results from Arapey Formation. Inc and Dec are magnetic inclination and declination of cleaned remanence of individual samples, n is number of NRM-TRM points used for paleointensity determination, *T*_{min}-*T*_{max} is the temperature interval used, *f*, *g*, and *q* are the fraction of extrapolated NRM used, the gap factor, and quality factor [Coe, 1967], respectively. *F_E* is paleointensity estimate for individual specimen, and *σ*(*F_E*) is its standard error; *F_E* is average paleointensity of individual lava flow, the plus and minus sign corresponding to standard deviation; VDM and *VDMe* are individual and average virtual dipole moments. Also shown are data obtained in previous studies [Kosterov *et al.*, 1998; Goguitchaichvili *et al.*, 2002].

^bNo directional data and sample location are available.

index (lower than 5%), and reasonably reversible k-T curves were selected for paleointensity experiments.

[19] Thellier and Thellier [1959] in its modified form [Coe, 1967; Coe *et al.*, 1978] was used in present study to determine absolute geomagnetic paleointensity. The heatings and coolings were made in vacuum (better than 10⁻² mbar) and the laboratory field set to 30 mT. Ten to eleven temperature steps were distributed between room temperature and 575°C. Temperature reproducibility between two heatings at the same step was in general better than 2°. Above 575°C however, the reproducibility is about 5° or sometime even more. The Thellier method [Thellier and Thellier, 1959] allows one to check stability of pTRM (partial thermoremanent magnetization). These TRM/NRM checks were performed after every second step throughout the whole experiment. Paleointensity data are reported on the classical NRM-TRM plot on Figure 5 and results are given in Table 1. We accepted only determinations: (1) which were obtained from at least six NRM-TRM points corresponding to a NRM fraction larger than 1/3 (Table 1), (2) yielding quality factor [Coe *et al.*,

1978] of about 5 or more, and (3) with positive pTRM checks. In few cases, we accepted the individual determination with slightly lower quality factors (Table 1). However, paleointensity estimate from these samples are close to the site mean. In most cases the linearity was observed up to 525°C (Figure 5, sample 05A176C and 05A121B) and the control heatings were successful, i.e., the deviation of pTRM checks were less than 15%. The direction of NRM left at each step, obtained from the paleointensity experiments are reasonably linear and point to the origin (Figure 5, bottom). No deviation of NRM left directions toward the direction of applied laboratory field was observed. A typical “concave-up” behavior [Dunlop and Özdemir, 1997] was detected in some cases (sample 05C107B). An important loss of NRM without any noticeable TRM acquisition but with positive pTRM checks is observed. This phenomenon can be due to irreversible variations of coercive force [Kosterov and Prévot, 1998] at low temperature and can be interpreted as transformation from a single-domain “metastable” state to polydomain state which results in a large NRM lost without any

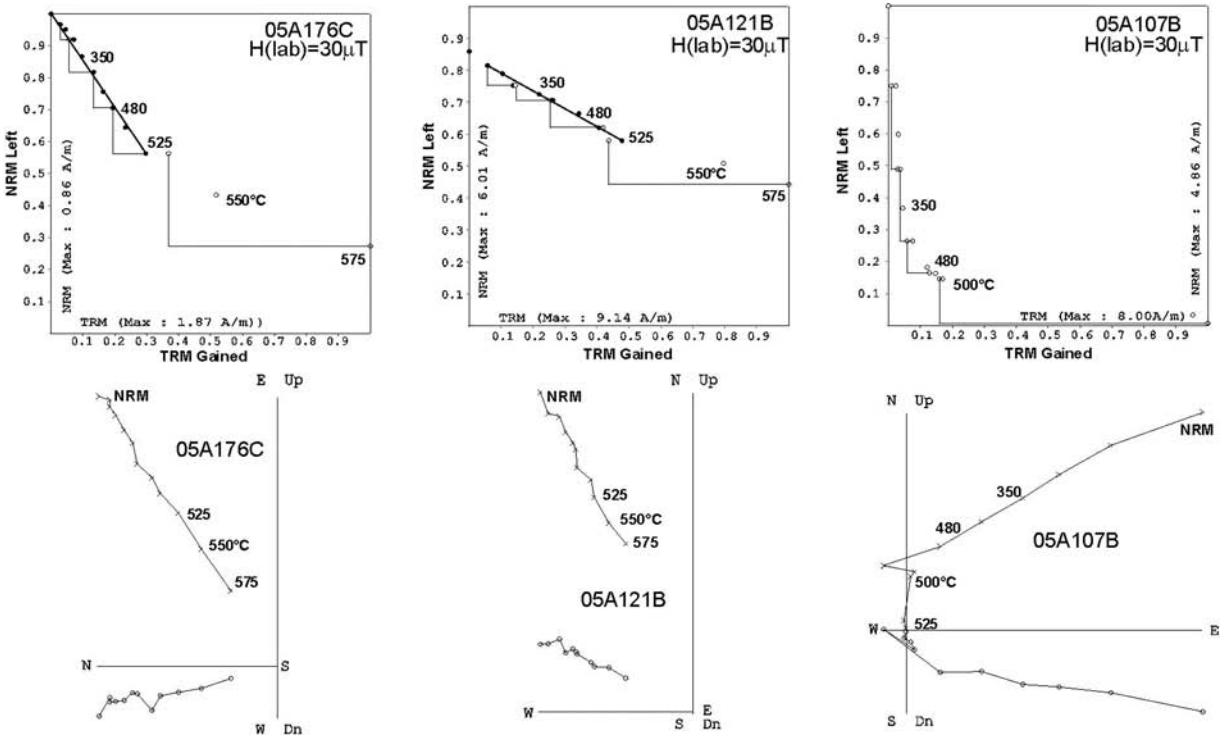


Figure 5. The representative NRM-TRM plots and associated orthogonal diagrams from PMP. In the orthogonal diagrams we used same notations as in Figure 2.

correlated TRM acquisition during the subsequent cooling.

5. Main Results and Discussion

[20] While procedures for determining the direction of the paleomagnetic field are now more or less standardized, there still exist significant inter-laboratory differences on how to best obtain reliable estimates of the paleomagnetic field intensity. The Thellier and Thellier technique and all derived approaches, among which *Coe's* [1967] modification received the largest audience in last years. So called pTRM tail checks are often incorporated during the measurements [Riisager *et al.*, 2002] to detect the presence of multidomain magnetic grains. We prefer avoid this procedures because of additional heatings required. We believe that the contributions of grains with multidomain magnetic structure should be detected before of Thellier experiments as part of effort to select suitable sample for paleointensity measurements.

[21] The difficulties related to absolute geomagnetic intensity determination on whole-rock extrusive volcanics are well illustrated in this study where only 27 samples, coming from five individual lava flows, yielded acceptable paleointensity estimates

(Table 1). For these samples however, the NRM fraction f used for determination ranges between 0.33 to 0.83 and the quality factor q from 4.5 to 14.1 being generally greater than 5. The flow-mean paleointensity values obtained in this study range from 16.3 ± 2.3 to $41.5 \pm 3.8 \mu\text{T}$ and the corresponding virtual dipole moments (VDMs) range from 3.4 ± 0.6 to $8.2 \pm 0.8 (10^{22} \text{ Am}^2)$. This corresponds to mean value of $6.4 \pm 2.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Although our results are not numerous, some credit should be given because of good technical quality determination, attested by the reasonably high *Coe et al.'s* [1978] quality factors. However, there are not enough data to discuss VDM variation through time and it is necessary to combine our results with previously published estimates for Parana basalts (Table 1). For this purpose we considered only results obtained with the Thellier method for which positive pTRM checks attest the absence of alteration during heatings, at least three determinations per unit and an error of the mean paleointensity about 20% [Perrin and Shcherbakov, 1997]. Eighteen determinations (including this study) fulfill these basic criteria (Table 1). Combination of all data yields a mean VDM equal to $6.5 \pm 2.4 (10^{22} \text{ Am}^2)$, which is almost 80% of the present geomagnetic axial dipole. We tried to estimate whether the mean VDM represents the

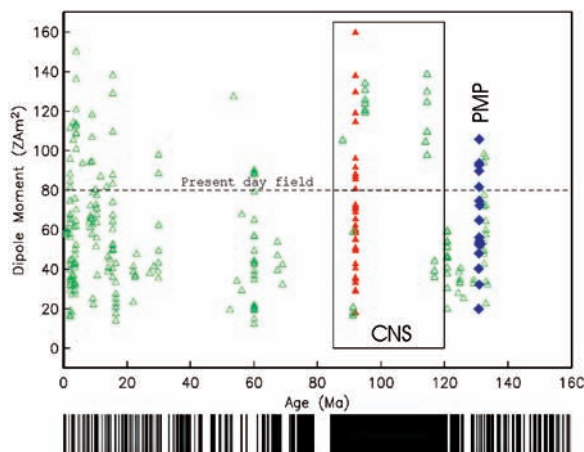


Figure 6. Summary of virtual dipole moment data versus age. In red are the Troados submarine basaltic glass data [Tauxe, 2006]. The PMP data are shown in blue. The present field is the dotted line. Also shown is the geomagnetic polarity timescale (adopted from Tauxe [2006]).

time-averaged dipole moment. The classical formula $S_F^2 = S_T^2 - S_W^2/n$ was used for estimating paleosecular variation in this study. Here, S_T is total angular dispersion $S_T = [(1/N - 1) \sum_{i=1}^N \delta i^2]^{1/2}$ [Cox, 1969], N is number of sites used in calculation, δi is the angular distance of the i th virtual geomagnetic pole (VGP) from the axial dipole. S_W represents the within site dispersion, and n is the average number of samples per unit. Considering all paleodirectional data (in total 25 reliable paleodirections were obtained from Arapey lavas (L. Sanchez-Bettucci et al., manuscript in preparation, 2008) it seems that the VGP scatter is compatible, within uncertainties, to the McFadden et al. [1991] model. Unfortunately, as always occurs during Thellier paleointensity study, only five cooling units yield reliable paleointensity estimate. Thus it cannot be ascertained that five spot readings of the field strength is probably not enough even if ideally distributed in 2 my interval.

[22] Paleointensity data from Parana are as strong and variable as those from Troados Ophiolite (Figure 6) [Tauxe, 2006]. The important scatter observed in our studies is similar to findings of Granot et al. [2007]. Globally, early Cretaceous paleointensities appear similar to Brunhes data. This reinforces some previous suggestions [Goguitchaichvili et al., 2002] about the invalidity of the MDL hypothesis. Other intervals of the reversal chronology have similarly high paleointensity values, but they have not been properly

represented [Tarduno and Smirnov, 2004]. Magnetic polarity for most of time intervals and in particular for the Mesozoic and Cenozoic is fairly well established, with some first-order trends defined. Yet, comparable long-term Earth's dipole moment variation cannot be estimated.

Acknowledgments

[23] The financial support was provided by UNAM DGAPA IN-102007, CONACYT 54957, and the CSIC (Consejo Sectorial de Investigación Científica), Universidad de la República, and FCE-8255 (Uruguay).

References

- Belliemi, G., P. Comin-Chiaromonti, L. S. Marques, A. J. Melfi, E. M. Piccirillo, A. J. R. Nardy, and A. Roisenberg (1984), High- and low-Ti flood basalts from the Parani plateau (Brazil): Petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin, *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 150, 272–306.
- Biggin, A. J., and D. N. Thomas (2003), Analyses of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics, *Geophys. J. Int.*, 152, 392–415, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01849.x.
- Bossi, J. (1966), *Geología del Uruguay*, Univ. de la Repúb., Montevideo, Uruguay.
- Coe, R. S. (1967), The determination of paleo-intensities of the earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thelliers' method, *J. Geomag. Geoelectr.*, 19, 157–179.
- Coe, R., S. Grommé, and E. A. Mankinen (1978), Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low, *J. Geophys. Res.*, 83, 1740–1756, doi:10.1029/JB083iB04p01740.
- Comin-Chiaromonti, P., G. Bellieni, E. M. Piccirillo, and A. J. Melfi (1988), Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Parani 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, *Inst. de Astron., Geofis. e Ciênc. Atmos.*, Univ. de Sao Paulo, Sao Paulo.
- Cox, A. (1969), Confidence limits for the precision parameter k , *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 18, 545–549.
- Cox, K. G. (1988), The Karoo Province, in *Continental Flood Basalts*, edited by D. McDougall, pp. 239–271, Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands.
- Creer, K. M., J. A. Miller, and A. Gilbert-Smith (1965), Radiometric age of the Serra Geral Formation, *Nature*, 207(4994), 282–283, doi:10.1038/207282a0.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt (1977), Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet Inter.*, 13, 260–267, doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X.
- Dunlop, D. J. (2002), Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, 107(B3), 2056, doi:10.1029/2001JB000486.
- Dunlop, D., and Ö. Özdemir (1997), *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*, 573 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.



- Erlank, A. J., J. S. Marsh, A. R. Duncan, R. M. Miller, C. J. Hawkesworth, P. J. Betton, and D. C. Rex (1984), Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from South West Africa Namibia, *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, *13*, 195–246.
- Ernesto, M., I. G. Pacca, F. Y. Hyodo, and A. J. R. Nardy (1990), Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil, *Phys. Earth Planet Inter.*, *64*, 153–175, doi:10.1016/0031-9201(90)90035-V.
- Feraud, G., H. Bertrand, C. Ures, A. Schipilov, and J. Bossi (1999), 40Ar-39Ar age geochemistry of the Southern extension of the Paran traps in Uruguay, paper presented at Actas II South American Symposium on Isotope Geology, Serv. Geol. Miner. Argent., Córdoba, Argentina.
- Fodor, R. V. (1987), Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: Origin from picritic parentage and a common mantle source, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *84*, 423–430, doi:10.1016/0012-821X(87)90007-0.
- Glatzmaier, G. A., R. S. Coe, L. Hongre, and P. H. Roberts (1999), The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals, *Nature*, *401*, 885–890, doi:10.1038/44776.
- Goguitchaichvili, A., L. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales, and O. Ferreira-Lopes (2002), On the Reliability of Mesozoic Dipole Low: New Absolute Paleointensity Results from Parana Flood Basalts (Brazil), *Geophys. Res. Lett.*, *29*(13), 1655, doi:10.1029/2002GL015242.
- Goguitchaichvili, A., J. Morales, E. Cañon-Tapia, and R. Negrete (2003), Geomagnetic field strength during late Miocene: First absolute paleointensity results from Baja California, *J. Geophys. Res.*, *108*(B2), 2114, doi:10.1029/2002JB002081.
- Granot, R., L. Tauxe, J. S. Gee, and H. A. Ron (2007), View into the Cretaceous geomagnetic field from analysis of gabbros and submarine glasses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *256*, 1–11, doi:10.1016/j.epsl.2006.12.028.
- Heller, R., R. T. Merrill, and P. L. McFadden (2002), The variation of Earth's magnetic field with time, *Phys. Earth Planet Inter.*, *131*, 237–249, doi:10.1016/S0031-9201(02)00038-9.
- Juárez, M. T., L. Tauxe, J. S. Gee, and T. Pick (1998), The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years, *Nature*, *394*, 878–881, doi:10.1038/29746.
- Kosterov, A. (2001), Magnetic properties of subaerial basalts at low temperatures, *Earth Planets Space*, *53*, 883–892.
- Kosterov, A., and M. Prévot (1998), Possible failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts, *Geophys. J. Int.*, *134*, 554–572, doi:10.1046/j.1365-246x.1998.00581.x.
- Kosterov, A., M. Perrin, J. M. Glen, and R. S. Coe (1998), Paleointensity of the Earth's magnetic field in early Cretaceous time: The Paraná Basalt, Brazil, *J. Geophys. Res.*, *103*, 9739–9753, doi:10.1029/98JB00022.
- Macouin, M., J. Valet, J. Besse, and R. Ernst (2006), Absolute paleointensity at 1.27 Ga from the Mackenzie dyke swarm (Canada), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *7*, Q01H21, doi:10.1029/2005GC000960.
- Mantovani, M. S. M., L. S. Marques, M. A. DeSousa, L. Civetta, L. Atalla, and F. Innocenti (1985), Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil), *J. Petrol.*, *26*, 187–209.
- McFadden, P., T. Merrill, W. McElhinny, and S. Lee (1991), Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3923–3933, doi:10.1029/90JB02275.
- Özdemir, Ö. (1990), Inversion of titanomaghemites, *Phys. Earth Planet Inter.*, *65*, 125–136, doi:10.1016/0031-9201(90)90081-8.
- Perrin, M., and V. P. Shcherbakov (1997), Paleointensity of the earth magnetic field for the past 400 My: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low, *J. Geomag. Geoelectr.*, *49*, 601–614.
- Perrin, M., M. Prévot, and E. A. Mankinen (1991), Low intensity of the geomagnetic field in Early Jurassic time, *J. Geophys. Res.*, *96*, 14,197–14,210, doi:10.1029/91JB00871.
- Prévot, M., R. S. Mankinen, S. Grommé, and A. Lecaille (1983), High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge, *J. Geophys. Res.*, *88*, 2316–2326, doi:10.1029/JB088iB03p02316.
- Prévot, M., M. Derder, M. M. McWilliams, and J. Thompson (1990), Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *97*, 129–139, doi:10.1016/0012-821X(90)90104-6.
- Renne, P., K. Deckart, M. Ernesto, G. Feraud, and E. M. Piccirillo (1996a), Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *144*, 199–211, doi:10.1016/0012-821X(96)00155-0.
- Renne, P., J. M. Glen, S. C. Milner, and A. R. Duncan (1996b), Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa, *Geology*, *24*, 659–662, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0659:AOEFVA>2.3.CO;2.
- Riisager, P., J. Riisager, N. Abrahamsen, and R. Waagstein (2002), Thellier paleointensity experiments on Faroes Flood Basalts: Technical aspects and Geomagnetic Implications, *Phys. Earth Planet Inter.*, *131*, 91–100, doi:10.1016/S0031-9201(02)00031-6.
- Sánchez Bettucci, L. (1998), Evolución tectónica del Cinturón Dom Feliciano en la región Minas - Piríapolis, Uruguay, Ph.D. thesis, Univ. de Buenos Aires, Argentina.
- Selkin, P. A., and L. Tauxe (2000), Long-term variations in palaeointensity, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, *358*, 1065–1088, doi:10.1098/rsta.2000.0574.
- Smirnov, A. V., and J. A. Tarduno (2005), Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak?, *J. Geophys. Res.*, *110*, B06103, doi:10.1029/2004JB003445.
- Stewart, K., S. Turner, S. Kelley, C. Hawkesworth, L. Kirstein, and M. Mantovani (1996), 3-D, Ar-Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *143*, 95–109, doi:10.1016/0012-821X(96)00132-X.
- Tarduno, J. A., and A. V. Smirnov (2004), The paradox of low field values and the long-term history of the geodynamo, in *Timescales of the Paleomagnetic Field*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 145, edited by J. E. T. Channell et al., AGU, Washington, D. C.
- Tarduno, J. A., R. D. Cottrell, and A. V. Smirnov (2001), High geomagnetic intensity during the Mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals, *Science*, *291*, 1779–1783, doi:10.1126/science.1057519.
- Tarduno, J. A., R. D. Cottrell, and A. V. Smirnov (2002), The Cretaceous superchron geodynamo: Observations near the tangent cylinder, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, *99*, 14,020–14,025, doi:10.1073/pnas.222373499.
- Tarduno, J., R. Cottrell, and A. Smirnov (2006), The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth, *Rev. Geophys.*, *44*, RG1002, doi:10.1029/2005RG000189.
- Tauxe, L. (2006), Long term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections, *Phys. Earth Planet Inter.*, *244*, 515–529.



- Tauxe, L., and H. Staudigel (2004), Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous normal superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos ophiolite, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *5*, Q02H06, doi:10.1029/2003GC000635.
- Thellier, E., and O. Thellier (1959), Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, *15*, 285–376.
- Turner, S. P., and C. J. Hawkesworth (1995), The nature of the sub-continental mantle: Constraints from the major element composition of continental flood basalts, *Chem. Geol.*, *120*, 295–314, doi:10.1016/0009-2541(94)00143-V.
- Turner, S., M. Regalous, S. Kelley, C. Hawkesworth, and M. Mantovani (1994), Magmatism and continental break-up in the south Atlantic: High precision Ar-Ar geochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *121*, 333–348, doi:10.1016/0012-821X(94)90076-0.
- Umpierre, M. (1966), Edades K/Ar de rocas de la Sierra de las Animas, in *Geología del Uruguay*, edited by J. Bossi, pp. 134–135, Univ. de la Repúb., Montevideo, Uruguay.