

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**"ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE LOS CAMPOS
VOLCÁNICOS CEBORUCO-SAN PEDRO Y TEQUILA
(FAJA VOLCÁNICA MEXICANA)"**

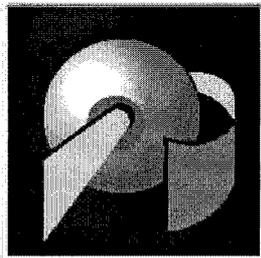
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(Física del Interior de la Tierra)

P R E S E N T A :
María Guadalupe Rodríguez Ceja

ASESOR DE TESIS: DR. AVTANDIL GOGICHAISHVILI

Ciudad Universitaria D. F., Noviembre de 2005



0350029



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

Deleg. Coyoacán

C.P. 04510 México, D.F.

Of. No. PCT/BEMO/1305/05

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

MA. GUADALUPE RODRÍGUEZ CEJA

Estudiante de Maestría

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 27 de septiembre del año en curso, acordó como tema de tesis el titulado *Nuevas aportaciones a la escala temporal de inestabilidades magnéticas: estudio paleomagnético de los flujos de lava asociados a los campos volcánicos Ceboruco- San Pedro y Tequila (Faja Volcánica Mexicana)*. Así mismo ratificó al Dr. Avto Gogichaisvili como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Harald Böhnel	Presidente
Dr. Luca Ferrari	Vocal
Dr. Avto Gogichaisvili	Secretario
Dr. Mario Rebolledo Viera	Suplente
Dr. Edgardo Cañón Tapia	Suplente

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

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 27 de septiembre de 2005.

COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. BLANCA MENDOZA ORTEGA

c.c.p. Tutor
c.c.p. Miembros del Jurado

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
I INTRODUCCIÓN	5
II CONTEXTO GEOLÓGICO	9
A) La Faja Volcánica Mexicana (FVM)	9
B) El Campo Volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP)	12
1. Breve descripción del Volcán Ceboruco y sus alrededores	13
2. Geocronología e historia eruptiva del CVCSP	14
C) El Campo Volcánico Tequila (CVT)	16
1. Breve descripción del Volcán Tequila y sus alrededores	17
2. Geocronología e historia eruptiva del CVT	18
D) Comparación de los Campos Volcánicos Tequila y Ceboruco-San Pedro	19
E) Muestreo	21
1. Obtención de muestras	21
2.- Estrategia de muestreo	23
III ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CAMPO VOLCÁNICO CEBORUCO-SAN PEDRO	25
A) Localización de los sitios	25
B) Mineralogía magnética	27
1. Curvas termomagnéticas continuas	27
2. Experimentos de histéresis	28
C) Propiedades de la remanencia y paleodirecciones	32
D) Resultados y discusión	36
1. Aportes a la tectónica	36
2. Variación Paleosecular	38
3. Aportes a la GITS	39

IV ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CAMPO VOLCÁNICO TEQUILA	43
A) Localización de los sitios	43
B) Mineralogía magnética	46
1. Curvas termomagnéticas continuas	46
2. Experimentos de histéresis	48
C) Propiedades de la remanencia y paleodirecciones	51
D) Resultados y discusión	56
V CONCLUSIONES GENERALES	61
VI REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
APÉNDICE: EL MÉTODO DE FECHAMIENTO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	76
A) Introducción	76
B) Principios del Método	76
C) La técnica del incremento de la Temperatura	79
D) La precisión interna y la exactitud	80
E) Los fechamientos con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el CVCSP y en el CVT	81
F) Referencias bibliográficas	81

RELACIÓN DE FIGURAS

		Pág
Figura 1	Mapa de la Faja Volcánica Mexicana	9
Figura 2	Ubicación del CVCSP y del CVT	12
Figura 3	Fotos aéreas del CVCSP	14
Figura 4	Modelo de elevación digital del CVT	17
Figura 5	Volúmenes relativos de lavas eruptadas en el CVT y en el CVCSP	20
Figura 6	Etapas de muestreo	22
Figura 7	Mapa del CVCSP y localización de los sitios	25
Figura 8	Curvas de susceptibilidad magnética en función de la temperatura de muestras del CVCSP	28
Figura 9	Ciclos de histéresis de muestras del CVCSP	30
Figura 10	Diagrama de Day de muestras del CVCSP	32
Figura 11	Diagramas de Zijderveld de la desmagnetización por campos alternos de muestras del CVCSP	33
Figura 12	Diagramas de Zijderveld de la desmagnetización térmica de muestras del CVCSP	34
Figura 13	Proyección estereográfica de las paleodirecciones de la magnetización remanente característica de muestras del CVCSP	34
Figura 14	Proyección estereográfica de 1) direcciones medias del CVCSP; 2) flujos miocénicos de Guadalajara; 3) direcciones esperadas para el Plio-Cuaternario y 4) direcciones esperadas para el Mioceno.	37
Figura 15	Variación Paleosecular según el modelo de McFadden en el CVCSP	38
Figura 16	Variación de la declinación, inclinación y paleolatitud de los sitios del CVCSP en función de la edad.	39
Figura 17	Correlación magnetoestratigráfica de las formaciones del CVCSP con la GITS	41
Figura 18	Mapa del CVT y localización de los sitios	43
Figura 19	Curvas de susceptibilidad magnética en función de la temperatura de muestras del CVT	47
Figura 20	Ciclos de histéresis del CVT	49
Figura 21	Diagrama de Day del CVT	51

Figura 22	Diagramas de Zijderveld de la desmagnetización de muestras con dos o más componentes del CVT	52
Figura 23	Diagramas de Zijderveld de la desmagnetización de muestras con una componente del CVT	53
Figura 24	Proyección igual área de las direcciones de magnetización	54
Figura 25	Paleodirecciones medias por sitio y media del CVT	57
Figura 26	Variación de la declinación, inclinación y paleolatitud de los sitios del CVT en función de la edad.	58
Figura 27	Correlación magnetoestratigráfica de las formaciones del CVT con la GITS	60
Figura 28	Paleodirecciones medias por sitio y conjunta del CVCSP y del CVT	62
Figura 29	A) Correlación magnetoestratigráfica conjunta del CVCSP y del CVT B) Variación de la paleolatitud de los polos geomagnéticos virtuales en función de la edad del CVCSP y del CVT	63

RELACIÓN DE TABLAS

		Pág.
Tabla 1	Localización, edades y descripciones litológicas de las unidades volcánicas del CVCSP	26
Tabla 2	Resultados de los experimentos de histéresis y susceptibilidad contra temperatura e interpretación de los minerales magnéticos	31
Tabla 3	Paleodirecciones y polos geomagnéticos virtuales de los sitios del CVCSP	35
Tabla 4	Localización, edades y descripciones litológicas de las unidades volcánicas del CVT	44
Tabla 5	Resultados de los experimentos de histéresis, susceptibilidad contra temperatura y minerales magnéticos estimados	50
Tabla 6	Paleodirecciones y polos geomagnéticos virtuales de los sitios del CVT	55

RESUMEN

En este trabajo se reporta un estudio detallado de paleomagnetismo y magnetismo de rocas de flujos de lava independientes, pertenecientes a dos campos volcánicos ubicados en la parte oeste de la Faja Volcánica Mexicana (FVM). Se colectaron 175 muestras orientadas del Campo Volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP) repartidas en 17 sitios, los cuales fueron previamente fechados usando el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [Frey *et al.*, 2004] y abarcan de 819 a 2 ka. Adicionalmente, se presentan nuevos resultados paleomagnéticos de 24 unidades de enfriamiento independientes del Campo Volcánico Tequila (CVT). Estos sitios fueron fechados recientemente por Lewis-Kenedi *et al.* [2005] mediante el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; abarcan de 1130 a 150 ka.

Los experimentos de magnetismo de rocas, que incluyeron mediciones de susceptibilidad continua y de histéresis, apuntan hacia una mineralogía magnética simple. En la mayoría de los casos, la remanencia es portada por una estructura magnética de titanomagnetita pobre en Ti con dominio pseudo-sencillo. La paleodirección media considerando ambos campos volcánicos (calculada a partir de 30 sitios), tiene una $\text{Inc} = 35.2^\circ$, $\text{Dec} = 359.4^\circ$ y parámetros de dispersión $k = 21$ y $\alpha_{95} = 5.9^\circ$. Esta dirección es prácticamente indistinguible de la esperada para el Plio-Cuaternario, obtenida a partir de los polos de referencia de la curva de deriva polar de Norte América, y está de acuerdo con direcciones previamente reportadas para el oeste de la FVM. Lo anterior sugiere que en el área estudiada no ocurrió alguna deformación mayor desde el Plioceno tardío-Pleistoceno hasta el presente. La variación paleosecular fue estimada a través del estudio de la dispersión de los polos paleomagnéticos virtuales, resultando $S_F = 17.7$, con $S_U = 22.9$ y $S_L = 14.1$ (límites superior e inferior respectivamente). Por lo tanto, la dispersión del polo geomagnético virtual es consistente con el valor predicho por el modelo de variación dependiente de la latitud de McFadden *et al.* [1991] para los últimos 5 Ma.

Un rasgo interesante del registro paleomagnético es la ocurrencia de una dirección intermedia (paleolatitud 18°N) asociada a la edad radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 819 ± 25 ka. Este comportamiento anómalo del campo, aparentemente registrado antes de la inversión Matuyama-Brunhes (M-B), podría coincidir con las lavas transicionales de La Palma, Islas Canarias (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 822.2 ± 8.7 ka, según Singer *et al.* [2002]) y con un evento documentado en varios registros de sedimentos marinos.

Alternativamente, estas direcciones bien podrían corresponder a la transición geomagnética Matuyama-Brunhes ocurrida hace ~ 790 ka. Dos sitios del CVCSP fechados en 614 ± 16 y 623 ± 91 ka respectivamente, resultaron con paleodirecciones inversas; un sitio del CVT presenta una dirección aparentemente intermedia, asociada a la edad de 671 ± 13 ka. Es posible que estas lavas hayan erupcionado durante el evento Big lost observado en varias partes del mundo (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 580.2 ± 7.8 ka, según *Singer et al.* [2002]) o incluso durante el evento Delta, ocurrido alrededor de 690 ka. Sin embargo los sitios del CVT que aparentemente tienen la misma edad, muestran paleodirecciones normales. Este rasgo inhabitual del campo indicaría un comportamiento complejo durante las excursiones geomagnéticas o falta de precisión en la determinación de las edades, por lo que serían necesarios datos radiométricos adicionales para hacer conclusiones firmes.

ABSTRACT

This study reports a detailed paleomagnetic and rock magnetic study from two volcanic fields, located in the western part of the Mexican Volcanic Belt (MVB). In total, 175 oriented standard paleomagnetic cores belonging to 17 sites were collected from the Ceboruco-San Pedro Volcanic Field (CSPVF), which were previously dated by means of a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological method [Frey *et al.*, 2004], and span a time interval from 819 to 2 ka. Additionally, we present new paleomagnetic results from 24 independent cooling units belonging to Tequila Volcanic Field (TVF). These sites were recently dated radiometrically as well [Lewis-Kenedy *et al.*, 2005] and span from 1130 to 150 ka.

Rock magnetic experiments, which included continuous susceptibility and hysteresis measurements, point to simple magnetic mineralogy. In most cases, the remanence is carried by Ti-poor titanomagnetite of pseudosingle-domain magnetic structure. The mean paleodirection, considering both volcanic fields (obtained from 30 sites), is $\text{Inc} = 35.2^\circ$, $\text{Dec} = 358.4^\circ$, $k = 21$ and $\alpha_{95} = 5.9^\circ$. This direction is practically undistinguishable from the expected Plio-Quaternary paleodirection, as derived from reference poles for the North American polar wander curve and in agreement with previously reported directions from western MVB. This suggests that no major tectonic deformation occurred in the studied area since Late Pliocene-Pleistocene to present. The paleosecular variation is estimated through the study of the scatter of virtual geomagnetic poles yielding $S_F = 15.4$ with $S_U = 19.9$ and $S_L = 12.5$ (upper and lower limits respectively). These values are consistent with the value predicted by the latitude-dependent variation model of McFadden *et al.* [1991] for the last 5 Ma.

An interesting feature of the paleomagnetic record is the occurrence of an intermediate direction (paleolatitude 18°N) associated to the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric age of 819 ± 25 ka. This anomalous field behavior, apparently recorded prior to the Matuyama-Brunhes (M-B) reversal, may coincide with the transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 822.2 ± 8.7 ka according to Singer *et al.* [2002]) and with an event featured in several marine sediment records. Alternatively, these directions may correspond to the Matuyama-Brunhes geomagnetic transition (~ 790 ka). Two sites belonging to CSPVF, dated at 623 ± 91 and 614 ± 16 ka, yield reverse paleodirections; one site from the TVF presents an apparently intermediate direction, associated to the radiometric age of 671 ± 13 ka. It is

possible that these lavas erupted during the worldwide observable Big Lost event ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 580.2 ± 7.8 ka according to Singer et al. [2002]) or even during Delta excursion occurred at about 690 ka. However, some sites of TVF which also erupted during approximately same time, show normal paleodirections. This unhabitual feature of the field could indicate either a complex behaviour during geomagnetic excursions or a lack of precision in the ages determination. Additional radiometric dates are strongly need before make firm conclusions.

I INTRODUCCIÓN

Las rocas contienen cantidades relativamente pequeñas de minerales ferrimagnéticos (entre 1 y 10% de su volumen (e. g. *O'Reilly*, [1984]). Estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas circunstancias, la dirección e intensidad del campo magnético que existía en la Tierra en el momento de su formación.

El área de la ciencia que estudia el campo magnético terrestre (CMT) del pasado es el paleomagnetismo. Los análisis paleomagnéticos ayudan a interpretar la información que aportan los minerales ferrimagnéticos presentes en las rocas y sedimentos, proporcionando las características y los cambios que ha experimentado el campo geomagnético a través del tiempo.

Si se promedian los datos paleomagnéticos sobre algunos miles de años, el CMT se puede modelar como geocéntrico, axial y dipolar, y de esta forma tomarlo como un marco de referencia fijo en la Tierra. Así, las desviaciones en las direcciones paleomagnéticas con respecto a las direcciones esperadas, aportarían información sobre los movimientos de las unidades geológicas estudiadas. Es de esta manera como se han reconstruido los movimientos de las placas tectónicas, principalmente durante los últimos 200 millones de años, pero también problemas tectónicos regionales o locales de menor magnitud.

El CMT cambia su polaridad en forma no periódica, cuando el polo norte magnético se convierte en el polo sur, y viceversa. Una roca magnetizada en un campo con la misma polaridad que el campo actual (polaridad normal), tendrá una dirección de magnetización antipodal a la de una roca magnetizada en un campo con polaridad inversa. Este fenómeno se conoce como Inversión Geomagnética.

El CMT también ha cambiado de su usual configuración axial durante breves lapsos, pero sin llegar a establecer una dirección inversa. Estos periodos cortos abarcan un tiempo de entre 10^3 y 8×10^3 años según *Merril y McFadden* [1999], y son mayores o iguales a 3×10^3 años según *Gubbins* [1999]. A este comportamiento, que ha sido reportado en flujos de lava y sedimentos de varias edades en todo el mundo, se le conoce como Excursión Geomagnética, y es de gran interés para nuestro entendimiento de los procesos físicos que ocurren en el núcleo externo líquido de la Tierra, donde se genera el campo magnético.

Aprovechando estas características del CMT, los métodos paleomagnéticos tienen una poderosa herramienta de fechamiento en la magnetoestratigrafía, cuyo objetivo es asociar a cada etapa de diferente polaridad magnética, una edad en la escala de tiempo geológico. Así, una sección geológica continua con un patrón específico de polaridades normales e inversas, podrá correlacionarse con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Geomagnetic Polarity Time Scale, GPTS) propuesta por *Cande y Kent* en 1995. Ésta fue calibrada con datos paleontológicos y radiométricos, lo que la convierte en una escala de tiempo absoluta, y está determinada con precisión al menos para los últimos 160 Ma [e. g. *Harland*, 1990; *Bergreen*, 1995; *Cande y Kent*, 1992, 1995; *Opdyke* 1996]. Para correlacionar correctamente una serie magnetoestratigráfica estudiada con la GPTS, es necesario tener por lo menos un punto de anclaje con edad absoluta conocida. La edad proporcionada por ese punto ancla y el patrón magnetoestratigráfico característico obtenido, proporcionan las edades de los diferentes estratos de la unidad de estudio.

A pesar de la exactitud alcanzada por la GPTS, los cambios en la polaridad y las excursiones del último millón de años no se han definido con precisión y aún son objeto de debate [e. g. *Singer et al.*, 2002]. En 1969, *Cox* predijo que deben haber numerosos eventos geomagnéticos todavía no descubiertos (excursiones o periodos de inversión menores) dentro del cron Brunhes, el cual abarca desde 780 ka hasta el presente. Más recientemente, la Escala Temporal de Inestabilidades Geomagnéticas (Geomagnetic Instability Time Scale (GITS), propuesta por *Singer et al.* [2002]), que describe las excursiones geocronológicamente, muestra evidencias de 14 de estos eventos geomagnéticos en el cron Brunhes. Sin embargo, sólo cinco de ellos (Laschamps, Blake, Jamaica, Calabrian Ridge y Big Lost) están documentados por estudios paleomagnéticos y geocronológicos de alta resolución en rocas volcánicas. Los datos obtenidos de lavas, si bien dan lecturas puntuales, no están sujetos a la controversia sobre la confiabilidad que hace tan difícil la interpretación de los datos sedimentarios [e. g. *Tauxe*, 1993; *Dunlop y Özdemir*, 1997; *Love*, 2000].

Además de los cambios en la polaridad, el campo geomagnético tiene otra característica importante: la Variación Paleosecular (VPS). Ésta se manifiesta como un movimiento aleatorio y sin periodicidad. Ocurre lentamente a través de los años, pero en la escala del tiempo geológico se le considera de corta duración, abarcando lapsos desde décadas hasta milenios. Los orígenes de la VPS pueden subdividirse en contribuciones de dos fuentes con periodos que se traslapan: 1) cambios en el

campo no dipolar que dominan en los periodos cortos (menores a 3,000 años) y 2) cambios en el campo dipolar con duraciones mayores [Butler, 1992].

La VPS se identificó por medio de mediciones directas con instrumentos desde el siglo XVI, cuando comenzaron los registros en los observatorios. En ellos se mostraba que la magnitud del campo no dipolar está distribuida irregularmente sobre la superficie de la Tierra: los patrones son similares en regiones de una misma placa continental; además, la variación es más larga en el hemisferio sur que en el norte, y está completamente ausente en la región del Océano Pacífico [Doell y Cox, 1972].

Para extender el conocimiento de la VPS a escalas de tiempo mayores que las registradas en los observatorios, se puede recurrir a dos fuentes potenciales de datos: los registros paleomagnéticos volcánicos y sedimentarios con edades conocidas. Aunque los sedimentos pueden proporcionar registros semicontinuos de la variación del campo magnético, su confiabilidad podría verse afectada por problemas como la baja señal magnética, los mecanismos de adquisición de la remanencia y los procesos de diagénesis. Los datos volcánicos también pueden proveer, en algunos casos, intensidades absolutas, mientras que los sedimentarios sólo proporcionan la variación relativa de la intensidad.

Una forma simple de estimar la VPS es calculando la Desviación Estándar Angular (DEA, δ_D) de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de una localidad dada. Este método ha sido ampliamente usado debido a que hay varios modelos que combinan componentes dipolares y no dipolares que predicen la DEA característica de la VPS en función de la latitud [McFadden *et al.*, 1988, 1991].

En la zona del Océano Pacífico alrededor de las islas hawaianas, Doell y Cox [1971] y posteriormente McWilliams *et al.* [1982], observaron una dispersión angular baja del PGV durante los pasados 800 ka o más, y propusieron la presencia de un campo no dipolar bajo en el Pacífico central. Más tarde, Doell y Cox [1972] observaron que este campo no-dipolar bajo está correlacionado con el calculado por el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) para 1945 del oeste y centro de México, y sugirieron que la pequeña anomalía del campo no dipolar del centro del Pacífico se extendió a esta región, incluyendo a la Faja Volcánica Mexicana (FVM).

En la FVM, los estudios tanto de la VPS como de los eventos que definen la GITS están limitados, ya que las edades de las unidades estudiadas están pobremente constreñidas. Tal es el caso de los volcanes del centro y oeste de México. A pesar de que se han dedicado muchos estudios a estos

problemas cruciales (ver por ejemplo la compilación reciente de *Mejía et al.* [2005]) y se hayan disponibles cerca de 200 direcciones paleomagnéticas para los últimos 2 Ma, sólo algunos de los sitios han sido fechados directamente. Además, algunas fechas radiométricas se han obtenido usando el método K-Ar, cuya resolución es aparentemente menor.

En este estudio, se reporta una investigación detallada de paleomagnetismo y magnetismo de rocas de 41 unidades de enfriamiento (en total 363 muestras), pertenecientes al Campo Volcánico Tequila (CVT) y al Campo Volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP), ubicados en la FVM. En estos sitios se observa una gran distribución de los flujos de lava, y se registra fielmente el campo magnético que existía en el momento de su emplazamiento. Todos los flujos del CVT fueron fechados recientemente por medio del método geocronológico de alta resolución $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [*Lewis-Kenedi et al.*, 2005], y sus edades se encuentran entre 1130 y 150 ka. Los del CVCSP, fechados por el mismo método [*Frey et al.*, 2004], abarcan de 819 a 2 ka. Dado lo anterior los objetivos son, por un lado, aportar nuevas evidencias a la Escala Temporal de Inestabilidades Geomagnéticas, y por otro, estimar la variación paleosecular para el centro y oeste de México.

II CONTEXTO GEOLÓGICO

A) LA FAJA VOLCÁNICA MEXICANA

El vulcanismo relacionado con la subducción en México ocurrió continuamente durante el Cenozoico, como consecuencia de la subducción de las placas del este del Pacífico debajo de Norte América [e. g. *Atwater*, 1970]. Durante este periodo se formaron dos arcos volcánicos principales: la provincia silícica Sierra Madre Occidental (SMO) con rumbo N-NO, y la Faja Volcánica Mexicana (FVM), uno de los arcos volcánicos continentales más grandes de América del Norte. Sus dimensiones son ~1000 Km de longitud por 20 a 150 Km de ancho, y atraviesa el centro de México desde la costa del Pacífico hasta el Golfo de México; su rumbo aproximado es E-O (Figura 1).

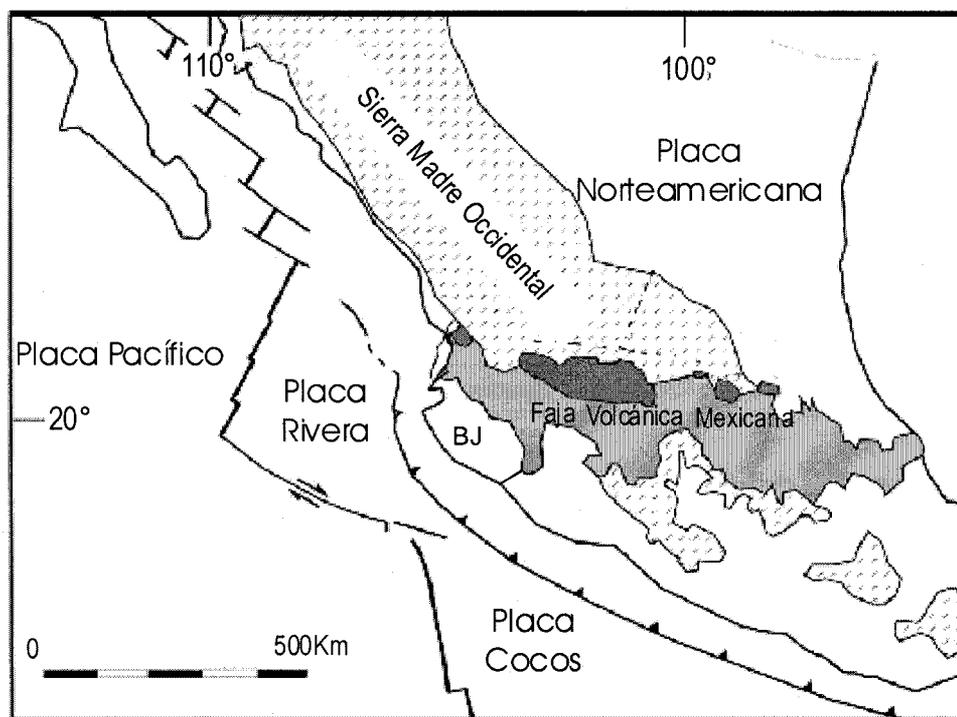


Figura 1. Mapa geológico y tectónico general del centro de México, mostrando la ubicación de la Faja Volcánica Mexicana, la Sierra Madre Occidental, el Bloque Jalisco (BJ) y la configuración actual de las placas. Modificado de *Ferrari et al.* [2000a].

La SMO fue emplazada durante tres episodios volcánicos esporádicos durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno Temprano [*Ferrari et al.*, 1999b]. La transición desde la SMO a la FVM tuvo lugar durante el Mioceno medio al tardío, y fue completada con una serie de rotaciones progresivas hacia la

derecha del arco volcánico [Ferrari et al., 1994a; 1999a]. La FVM también se encuentra limitada al SO por las secuencias sedimentarias del Bloque Jalisco (BJ), agrupación tectono-estratigráfica que consiste en depósitos volcánicos del Cretácico tardío al Terciario temprano, así como intrusiones de secuencias de sedimentos marinos.

El vulcanismo en la FVM ha ocurrido desde el Mioceno tardío. Inicialmente se dio en un ambiente transtensional, resultado de los esfuerzos diferenciales ejercidos en la placa norteamericana [Ferrari et al., 2000a]. En el norte, la subducción cesó hace aproximadamente 12.5 Ma, luego de la captura de la placa Farallón por la placa Pacífico. En el sur, la subducción oblicua y divergente de las placas Rivera y Cocos continuó entre 9.9 y 7.9 Ma. La microplaca de Rivera (10-9 Ma) subdujo a una velocidad de 3.2 cm/año con un ángulo de 50°, el cual va disminuyendo progresivamente hacia la zona de Michoacán, hasta volverse subhorizontal en Guerrero y Oaxaca. La placa de Cocos (18-12 Ma), subdujo con un ángulo de 30° a lo largo de su frontera con la placa de Rivera; este ángulo disminuye hasta llegar a ser subhorizontal bajo la Ciudad de México [Pardo y Suárez, 1995].

A estos eventos siguió una actividad tectónica esencialmente extensiva durante el Plio-Pleistoceno: el límite norte del BJ, fue reactivado por las cizallas asociadas a la apertura del Golfo de California en el Mioceno medio (14-12 Ma) [Ferrari et al., 2000a], generando así el triple graben Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco [Luhr et al., 1985; Wallace et al., 1992]. El rift Tepic-Zacoalco consiste en varios sistemas de fallas sin conexión entre ellos y con distintas geometrías que forman una serie de grabens desarrollados a partir del Mioceno tardío (12-9 Ma), Plioceno temprano (5.5-3.5 Ma), y en mucho menor medida, durante el Plioceno tardío-Cuaternario [Ferrari et al., 1999b]. En él se sitúan los campos volcánicos Tequila y Ceboruco-San Pedro.

En la FVM, el vulcanismo se caracteriza por pulsos de mayor intensidad separados por periodos de actividad reducida, presentando tres etapas principales. La primera ocurrió entre 11 y 7 Ma; fue un periodo predominantemente máfico, volumétricamente significativo y de composición alcalina. Afloró a lo largo de una franja con rumbo E-O desde la costa del Pacífico, y corresponde a la fase principal de apertura del Golfo de California [Ferrari et al., 1999b]. Este vulcanismo consiste en estructuras de tipo plateau basáltico-andesíticas en las zonas centro y occidente, con un volumen estimado entre 3200 y 6800 Km³. Estas fueron originadas por la coalescencia de volcanes escudo, flujos de lavas fisurales y volcanes

monogenéticos. También se emplazaron estratovolcanes andesíticos como el Zamorano [Carrasco-Núñez *et al.*, 1989], Palo Huérfano [Pérez-Venzor *et al.*, 1997], La Joya [Valdés Moreno *et al.*, 1996] y Cerro Grande [Carrasco Núñez *et al.*, 1997] en el oriente. Los campos volcánicos formados entonces se localizan al norte del arco volcánico moderno, en los estados de Nayarit, Jalisco, Guanajuato, Querétaro e Hidalgo [Ferrari, 2000b].

El segundo episodio es un intervalo de vulcanismo reducido y químicamente evolucionado a lo largo de toda la FVM. Fue seguido del emplazamiento de grandes volúmenes de riolitas y algunas ignimbritas en el Plioceno temprano, entre 8 y 5 Ma [Klitgord y Mammerickx, 1982; Lonsdale 1991; 1995]. Es probable que haya habido un decrecimiento en la velocidad de subducción y por lo tanto en la tasa de producción de magma a profundidad.

En la tercera etapa, que abarca el periodo desde hace 5 Ma hasta el presente, sucedió un nuevo episodio de vulcanismo máfico a intermedio y de composición predominantemente alcalina, aunque grandes complejos de domos riolíticos y dacíticos fueron emplazados entre Guadalajara y Tepic [Gilbert *et al.*, 1985; Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 1997; 1999b]. Además se formaron las calderas de Los Azufres, Amealco y Huichapan [Ferrari *et al.*, 1991; Aguirre-Díaz, 1997; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997]. Los eventos de este periodo parecen estar relacionados con la tectónica extensional que afectó al BJ, y podría estar asociada con una subducción menos intensa de la Placa de Rivera [Rosas-Elguera *et al.*, 1996]. Dentro de esta etapa, en el lapso comprendido entre el Plioceno tardío (~1.6 Ma) y el Cuaternario, en la FVM se han emplazado principalmente conos de ceniza basálticos y volcanes escudo agrupados en su mayoría al frente del arco, así como estratovolcanes de andesíticos a dacíticos en la parte posterior. También hay algunos domos dacíticos a riolíticos, con lavas de tipo tanto alcalinos como calco-alcalinos [Nelson, 1980; Lange y Carmichael, 1991; Richter y Carmichael, 1992; Moore *et al.*, 1994; Richter *et al.*, 1995].

Los patrones de elementos traza indican que los magmas alcalinos que se han emplazado a lo largo de la FVM, provienen de un manto modificado por la subducción [e. g. Besch *et al.*, 1989; Luhr *et al.*, 1989; Richter *et al.*, 1995]. Sin embargo, algunas lavas de la parte noroccidental, del extremo oriental y de la parte central, tienen afinidad intraplaca parecida a los basaltos de isla oceánica (OIB), característicos de una tectónica extensional y de un manto no contaminado por la subducción [e. g.

Ferrari, 2000b]. Esta composición podría ser consecuencia del movimiento divergente entre las placas Rivera y Cocos, así como de la subducción inclinada de la placa de Rivera. Lo anterior habría ocasionado la apertura de una ventana en la corteza, la cual permitiría el ascenso de material fundido desde la astenósfera que interactuó con el manto alterado por la subducción, lo que habría generado los tipos de magmas observados [Luhr, 1997; Ferrari et al., 2000b].

B) EL CAMPO VOLCÁNICO CEBORUCO-SAN PEDRO

El campo volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP) es uno de los centros volcánicos más importantes de la FVM. Es una cuenca de extensión (también conocida como graben) neógena, con orientación ONO-ESE. Se localiza en el estado de Nayarit, al noroeste de la Ciudad de Guadalajara, en el límite de dos bloques: el Bloque Jalisco al sur y la SMO al norte; su extensión es de 1600 Km² (Figura 2).

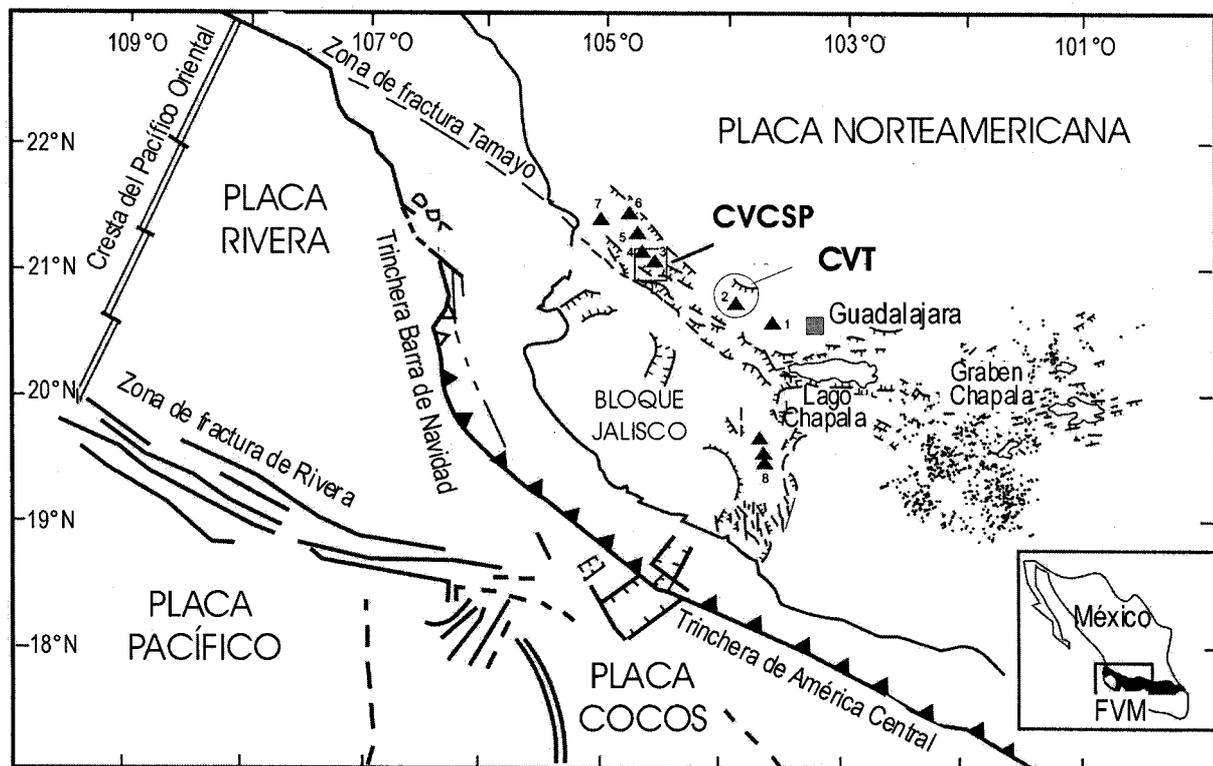


Figura 2. Mapa tectónico y geológico de la parte oeste del centro de México, mostrando la ubicación del Campo Volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP) y del Campo Volcánico Tequila (CVT), así como los principales sistemas de fallas de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) y los volcanes dominantes situados en los grabens Tepic-Zacoalco y Colima: 1) Sierra La Primavera. 2) V. Tequila. 3) V. Ceboruco. 4) V. Tepetitlic. 5) V. Sangangüey. 6) Las Navajas. 7) V. San Juan 8) V. Nevado de Colima. (Modificado de Frey et al., [2004] y de Lewis-Kenedi et al., [2005])

El graben del CVCSP forma parte del rift Tepic-Zacoalco, en una zona dominada volumétricamente por cinco estratoconos andesíticos-dacíticos ($\leq 60\text{Km}^3$) y dos centros riolíticos subalkalinos ($\leq 40\text{Km}^3$). Éstos se hallan acompañados por numerosos conos de ceniza subordinados de basaltos de isla-oceánica (OIB) alineados paralelamente a las trazas de fallas normales [Allan et al., 1991].

Desde un punto de vista geodinámico, el CVCSP es particularmente interesante debido a que se encuentra al sur del límite de la Provincia Extensional del Golfo, donde domina el vulcanismo Na-alkalino. En el CVCSP en cambio, coexisten magmas de origen intraplaca (vulcanismo Na-alkalino) y magmas de origen ligado a procesos de subducción (vulcanismo calco-alkalino).

Por extrapolación de los datos sísmicos de la región, se deduce que el CVCSP se localiza a 200 o 250 Km sobre la placa de Rivera que subduce bajo la placa Norteamericana [Pardo y Suárez, 1995].

1. Breve descripción del Volcán Ceboruco y sus alrededores

El Volcán Ceboruco (Figura 3) es un estratocono cuaternario constituido por flujos de lava que van de andesita a riolita. Domina el campo con una altura actual de 2200 m y un volumen estimado en $51 \pm 2.5 \text{ Km}^3$. Tiene dos calderas concéntricas incrustadas, resultado de una erupción pliniana riódacítica ocurrida hace aproximadamente 1000 años y del hundimiento posterior de un domo interno [Nelson, 1980; Frey et al., 2004]. Presenta coladas andesíticas pertenecientes al edificio precaldera con un volumen de 37.4 Km^3 . Las coladas postcaldera tienen un volumen estimado en 13 Km^3 con composición de andesítica a dacítica, y culmina con una última colada dacítica sucedida en 1870 AD [Nelson, 1980; Frey et al., 2004].

La localización del Volcán Ceboruco a lo largo de una zona de fractura NO-SE sugiere que se encuentra sobre un gran corredor de ascenso de magmas desde la corteza media o inferior. Estos magmas parecen haberse estancado en la corteza superior para formar una cámara, la cual podría estar presente y tal vez haber existido durante los pasados 1000 años.

En la periferia del CVCSP se han identificado más de 70 eventos volcánicos. Entre ellos hay 16 conos de ceniza monogenéticos, la mayoría con un rumbo NO-SE consistente con el rumbo del

fallamiento regional. Al oeste del Volcán Ceboruco se han emplazado más de 20 domos de lava de andesita y dacita, siendo el mayor el domo dacítico San Pedro. 15 Km al norte de éste se localiza el volcán Tepetitlic, otro estratocono andesítico con actividad explosiva (Figura 3).

En la zona suroeste del campo y adyacentes al domo San Pedro hay varios flujos de lava basáltica-andesítica, formando el volcán escudo Amado Nervo. Las partes noreste y sureste del campo volcánico presentan secuencias gruesas de hasta 500 m de flujos de ceniza y tobas riolíticas del Terciario [Frey *et al.*, 2004] (Figura 3).

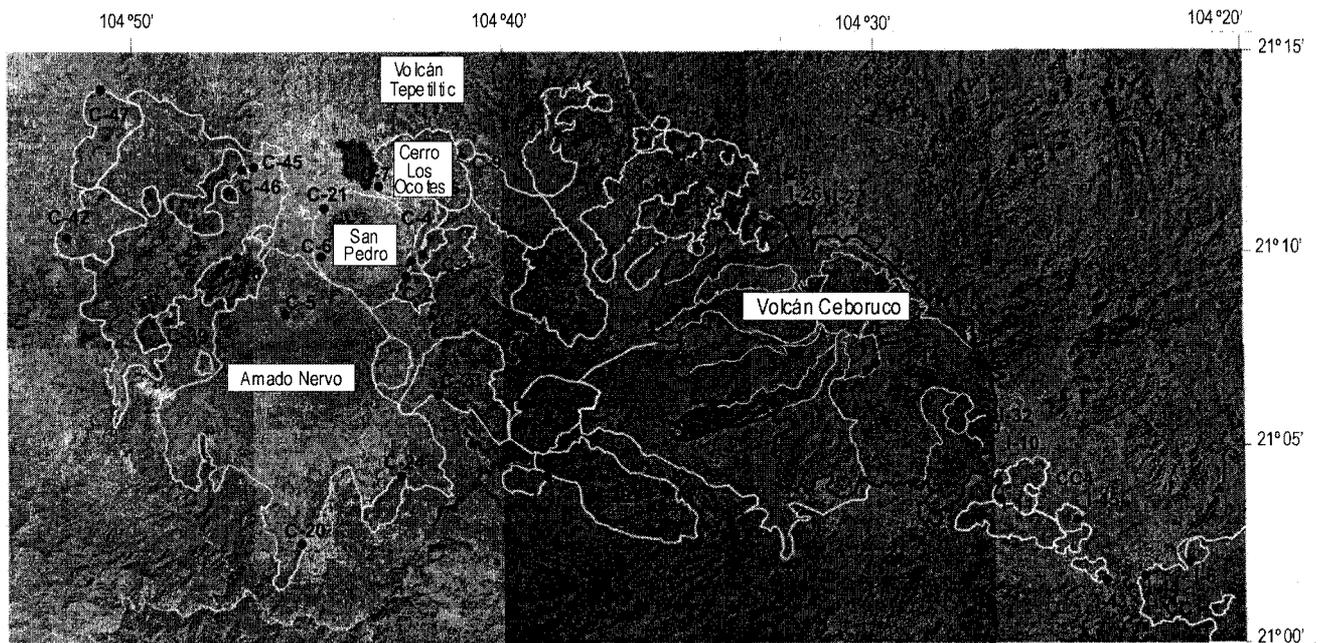


Figura 3: Fotos aéreas del CVCSP. Los flujos del Volcán Ceboruco están delineados con negro; otros flujos y conos de ceniza están delineados en blanco. Frey *et al.*, [2004]).

2. Geocronología e historia eruptiva del CVCSP

La aplicabilidad de la técnica de fechamiento mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para lavas del Pleistoceno y las comparaciones con fechamientos convencionales con K-Ar fue documentada inicialmente por Hall y York [1978, 1984], y posteriormente por Lanphere [2000]. Con el perfeccionamiento de esta técnica, ha sido posible llegar a una mejor construcción de la historia eruptiva de los campos y arcos volcánicos, con precisiones menores o iguales a 5 ka [e. g. Hildreth y Lanphere, 1994; Singer *et al.*, 1997; Renne *et al.*, 1997; Druitt *et al.*, 1999; Hildreth *et al.*, 2003].

El CVCSP se encuentra en una zona sin erosión glacial, con poca actividad piroclástica, de fácil accesibilidad y ausencia de vegetación grande, por lo que es ideal para una estimación cuantitativa precisa de los volúmenes eruptados.

Frey et al. [2004] llevaron a cabo un proyecto de identificación y fechamiento mediante la cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en un grupo de muestras que incluían conos de lava, domos y flujos volcánicos del CVCSP. También estimaron los volúmenes eruptados de los magmas pertenecientes al último millón de años, con lo que les fue posible constreñir la tasa eruptiva y duración de los eventos de construcción de conos, así como cuantificar las proporciones relativas de los distintos tipos de lavas. Comparando sus fechamientos con otros obtenidos mediante K-Ar previamente publicados [*Petrone et al.*, 2001] y con las relaciones estratigráficas observadas en el campo, pudieron reconstruir la historia eruptiva:

- A mediados del Mioceno (~12 Ma) inició el vulcanismo en la FVM, con un emplazamiento de lavas máficas de un espesor estimado en 850 m y un volumen de ~800 Km³. Esto constituyó el primer emplazamiento en el paleo-graben San Pedro-Ceboruco, formado después de la apertura del Golfo de California [*Ferrari et al.*, 2003].

- Al inicio del Plioceno, una gran cantidad de lavas riolíticas y de coladas piroclásticas silíceas se emplazaron principalmente al norte del CVCSP. Este periodo estuvo asociado a una fuerte convergencia entre las placas Rivera y Norteamericana (~3.2 cm/año). Una segunda fase de actividad de los sistemas de fallas tuvo lugar entre el emplazamiento de rocas silíceas (~5-4.2 Ma) y máficas (~3.8 Ma) [*Ferrari et al.*, 2003].

- El vulcanismo cesó entre 3.8 y 0.8 Ma debido a la débil subducción de la placa de Rivera bajo el cratón de Norteamérica. La actividad volcánica reinició al final del Plioceno (~1 Ma), a lo largo de los bordes norte y sur del graben San Pedro-Ceboruco [*Ferrari et al.*, 2003].

- La mayor actividad volcánica tuvo lugar en el último millón de años, periodo durante el cual la extensión fue débil. En una primera etapa, una veintena de domos dacíticos a andesíticos y un pequeño estratocono andesítico explosivo (Tepetitlic) con una caldera de 2 a 3 Km de diámetro, se formaron en el Pleistoceno medio (0.48 ± 0.05 Ma). El mayor de los conos dacíticos es San Pedro, con un diámetro de entre 7 y 10 Km, altura de 2000 m, y volumen de ~4.51 Km³.

- Posteriormente, una sucesión de coladas de lava basáltico-andesíticas construyeron el pequeño volcán escudo Amado Nervo al suroeste de San Pedro, con un volumen estimado en $\sim 8.62 \text{ Km}^3$ y fechado en $0.22 \pm 0.029 \text{ Ma}$ [Ferrari et al., 2003]. Este conjunto formó en tres etapas el campo volcánico silíceo San Pedro-Cerro Grande, de edad pleistocena y situado en el centro del graben San Pedro-Ceboruco [Petrone et al., 2003]. Durante la primera etapa, al menos cinco domos se emplazaron entre 1.6 y 1.4 Ma a lo largo de un lineamiento NO al sur de San Pedro. En la segunda, varios domos y coladas se emplazaron en las partes ESE y ONO de los flancos de San Pedro, entre 0.82 y 0.44 Ma. La tercera etapa estuvo caracterizada por la emisión de magmas silíceos y máficos entre 0.28 y 0.030 Ma [Ferrari et al., 2003].
- Finalmente, el vulcanismo más reciente está representado por domos silíceos intra-calderas, volcanes monogenéticos con alineamiento ONO-ESE, y el estratocono activo Ceboruco que surgió durante el Holoceno. Frey et al. [2004] proponen para éste una edad de $45 \pm 8 \text{ ka}$.
- Durante el último millón de años, el CVCS ha producido entre 18 y 19% de rocas basálticas a andesíticas, 56 a 60% de andesitas, 18 a 22% de dacitas y 3% de riolitas, revelando un predominio de lavas de composición intermedia [Frey et al., 2004]. Esta distribución se debe en gran medida a la preeminencia volumétrica del volcán Ceboruco, que aportó un 89% de la andesita y un 51% del total de la dacita.

C) EL CAMPO VOLCÁNICO TEQUILA

El campo volcánico Tequila (CVT), ubicado en el graben Tepic-Zacoalco, tiene una extensión de $1,600 \text{ Km}^2$, siendo uno de los ocho centros volcánicos más grandes del occidente de la FVM (Figura 2).

En esta zona, la FVM está asociada con la subducción de la placa Rivera debajo de la Norteamericana hace $\sim 9 \text{ Ma}$ [Klitgord y Mammerickx, 1982], a una tasa estimada en $1.9 \pm 0.3 \text{ cm/año}$ [De Mets y Wilson, 1997]. Según De Mets y Traylen [2000], esta subducción cesó hace $\sim 2.6 \text{ Ma}$, después de lo cual siguió con una convergencia normal desde hace $\sim 1 \text{ Ma}$, a una tasa de $\sim 3.2 \text{ cm/año}$.

Entre los rasgos principales del CVT se encuentran varios conos de ceniza, flujos de composición basáltica a dacítica y domos riolíticos, así como varios estratoconos andesíticos; el Volcán Tequila es el mayor de ellos [Lewis-Kenedi et al., 2005] (Figura 2).

1.- Breve descripción del Volcán Tequila y sus alrededores

El Volcán Tequila, con una altura de 2990 m y volumen estimado en $31 \pm 2.1 \text{ Km}^3$ [Lewis-Kenedi et al., 2005], está constituido por flujos de andesita y rodeado por domos riolíticos y varios conos de ceniza [Wallace y Carmichael, 1994]; es primordialmente efusivo. En su cima se hallan una espina andesítica de 300m y depósitos menores de ceniza; en los flancos norte y suroeste se encuentran remanentes de un pequeño depósito de caída dacítico [Harris, 1986].

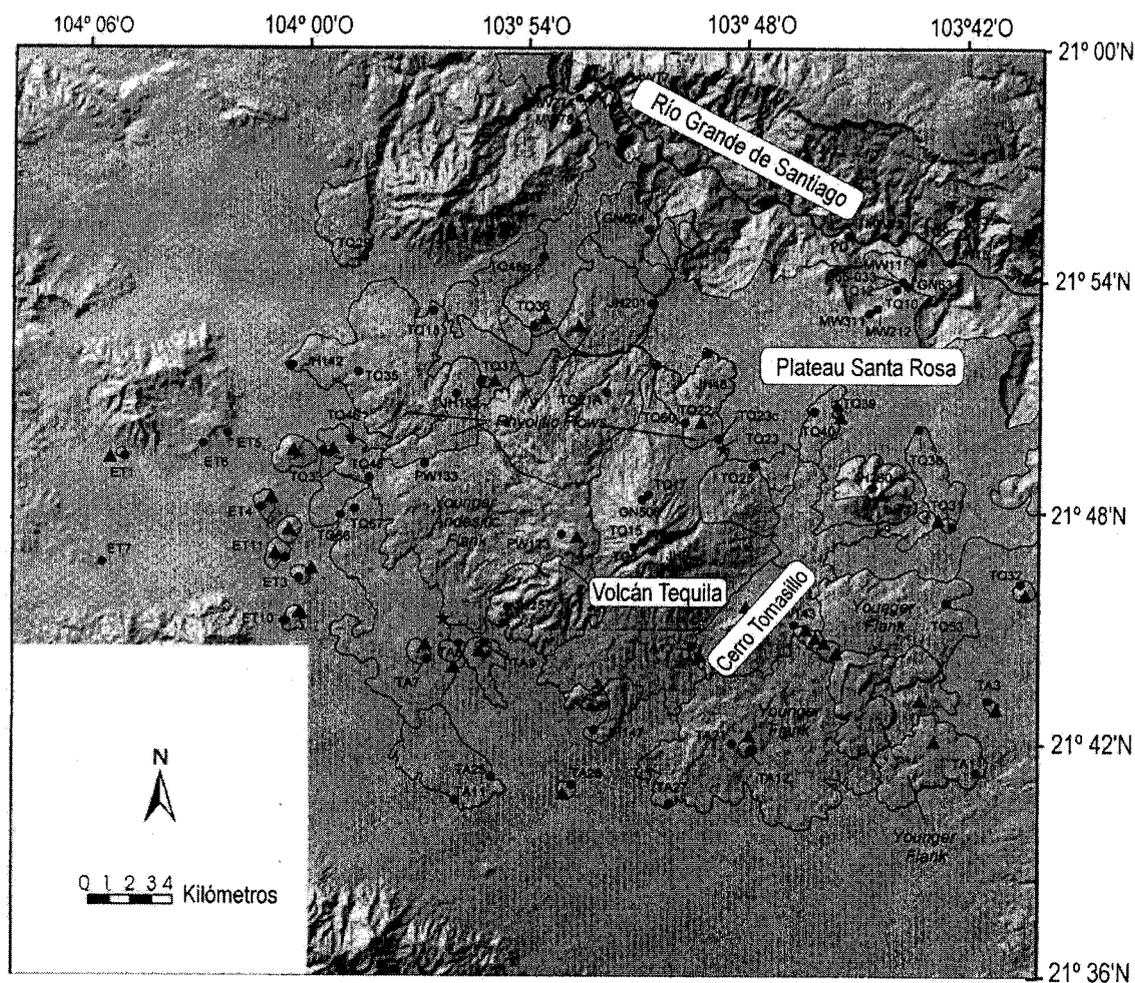


Figura 4: Imagen del CVT basado en el modelo de elevación digital, con las principales unidades geológicas. Los triángulos representan a los cráteres. Lewis-Kenedi et al., [2005].

Haciendo un corte desde la cima hasta el noreste, se localiza un barranco de 300m de profundidad que ha sido producido por un abanico aluvial. Entre la base norte del Volcán Tequila y el borde sur del

cañón Río Santiago, se encuentran fisuras alimentadas por flujos basálticos y basáltico-andesíticos en lo que comprende el Plateau Santa Rosa, cuya elevación promedio es de 1100m, su pendiente de 1° hacia el N-NE y cubre un área de ~190 Km².

En el flanco sureste está el Cerro Tomasillo, un pequeño estratocono andesítico, al sureste del cual hay cuatro pequeños domos dacíticos y sus flujos asociados. Los flancos noroeste y sur están manteados por fisuras alimentadas por flujos de andesita; a lo largo de los márgenes sur y oeste se encuentran pequeños conos cineríticos de andesita y dacita. Al oeste, norte y este se hallan conos de ceniza basáltica, basáltica-andesítica y andesítica. Circundando al volcán se localizan doce domos riolíticos parcialmente cubiertos por flujos jóvenes de andesita, la mayoría concentrados a lo largo del margen noroeste [Lewis-Kenedi et al., 2005] (Figura 4).

2. Geocronología e historia eruptiva del Campo Volcánico Tequila

Diversos estudios [Hall y York, 1978, 1984; Lanphere, 2000; Singer et al., 1997; Druitt et al., 1999, Hildreth et al., 2003] han demostrado la utilidad de las técnicas de K-Ar y ⁴⁰Ar/³⁹Ar para fechar rocas volcánicas ≤1 Ma. Con el desarrollo de este método ha sido posible llegar a una mejor construcción de los fechamientos, con precisiones menores o iguales a 5 ka [e. g. Hildreth y Lanphere, 1994; Singer et al., 1997; Renne et al., 1998; Druitt et al., 1999; Hildreth et al., 2003].

Lewis-Kenedi et al. [2005], llevaron a cabo un proyecto de reconstrucción de la historia eruptiva del CVT. Identificaron y fecharon por medio del método ⁴⁰Ar/³⁹Ar muestras de lava pertenecientes a los pasados dos millones de años. Además, realizaron estimaciones cuantitativas de los volúmenes eruptados, así como una evaluación de las proporciones de los distintos tipos de lava en todas las unidades volcánicas. Para ello se basaron en mapeos de campo, fotos aéreas, modelos de elevación digital y en caracterizaciones previas de la zona [Harris, 1986; Nixon et al., 1987; Wopat, 1990].

Para evaluar sus resultados, compararon con las relaciones estratigráficas observadas en el campo y con fechamientos obtenidos previamente en otros laboratorios [Demant, 1979; Gilbert et al., 1985; Nixon et al., 1987; Wopat, 1990; Wallace y Carmichael, 1994], llegando así a proponer la historia eruptiva del CVT:

- Entre 1120 y 200 ka, el campo volcánico estaba dominado por una distribución bimodal de riolita (con un volumen aproximado de $\sim 34 \text{ Km}^3$) y basaltos (volumen $\sim 39 \text{ Km}^3$) con alto contenido de Ti.
- Las primeras erupciones de basalto ocurrieron entre 1 y 0.85 Ma, llenando el Cañón de Santiago y creando la superficie primaria del Plateau Santa Rosa.
- Entre 0.95 y 0.19 Ma, sucedieron al menos seis erupciones basálticas en cráteres aislados de la cima del Plateau.
- Los domos de riolita erupcionaron esporádicamente entre 1120 y 240 ka a través del área del campo con la mayor frecuencia eruptiva entre 400 y 700 ka.
- Entre 685 y 225 ka, menos de 5 km^3 de andesita y dacita erupcionaron de más de 15 cráteres; estas lavas son pobres en cristales y muestran poca evidencia de almacenamiento en una cámara magmática superior.
- La primera erupción de dacita ocurrió en 630 ka, formando una serie de conos de ceniza al oeste del volcán Tequila y un flujo en la cima del Plateau Santa Rosa.
- Más del 95% de la andesita del campo volcánico se emplazó en los últimos 200 ka, e incluye al volcán Tequila ($\sim 31 \text{ km}^3$), a los flujos de sus flancos ($\sim 14 \text{ Km}^3$) y al Cerro Tomasillo ($\sim 60 \text{ ka}$, con un volumen estimado de $\sim 2 \text{ Km}^3$); sin embargo, en el periodo entre 1 Ma y 200 ka, sólo el 2.5% de la producción fue andesítica.
- El volumen total erupcionado en el CVT en el pasado Ma es de $127 \pm 16 \text{ Km}^3$, a una tasa promedio estimada en $\sim 79 \text{ m}^3/\text{Km}^2$ por año o una tasa de acumulación de $\sim 8 \text{ cm/ka}$. Las proporciones relativas de los tipos de lava son: $\sim 24\text{-}40\%$ de basalto ($34\text{-}44 \text{ Km}^3$), $\sim 0.6\%$ de basalto-andesítico ($\sim 0.7 \text{ Km}^3$), $\sim 32\text{-}50\%$ de andesita ($\sim 46\text{-}54 \text{ Km}^3$), $\sim 2\%$ de dacita ($\sim 3.3 \text{ Km}^3$) y $\sim 19\text{-}36\%$ de riolita ($28\text{-}40 \text{ Km}^3$).

D) COMPARACIÓN DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS TEQUILA Y CEBORUCO-SAN PEDRO

El CVCSP se localiza 75 Km al noroeste del CVT. Dado que ambos pertenecen a la FVM y parte de su historia eruptiva coincide temporalmente, resulta interesante hacer una comparación. Los dos tienen parámetros de subducción similares, como el grosor de la corteza (30-40 Km según *Urrutia Fucugauchi*

et al. [1994]), edad de la placa que subduce y tasa de subducción, así como la composición del magma [Lewis-Kenedi *et al.*, 2005].

Una de las similitudes entre ambos es el registro de una pausa en el vulcanismo entre el Plioceno medio (~3.5 Ma) y ~1 Ma. Frey *et al.* [2004] documentan esta pausa en el CVCSP entre 3.8 y 0.8 Ma. En el CVT, el intervalo sin actividad ocurrió entre 3 y 1 Ma con excepción de una pequeña lava andesítica fuera del área del campo hace 2 Ma. Esta pausa en el vulcanismo, coincide con la ausencia de convergencia de la placa de Rivera entre 2.6-1.0 Ma, donde la convergencia normal reinició a una tasa de ~3.2 cm/año [De Mets y Traylen, 2000]. Es posible que el inicio de la actividad volcánica del último millón de años esté relacionada con el reinicio de la subducción de la placa de Rivera, aunque también podría reflejar simplemente una tectónica extensional.

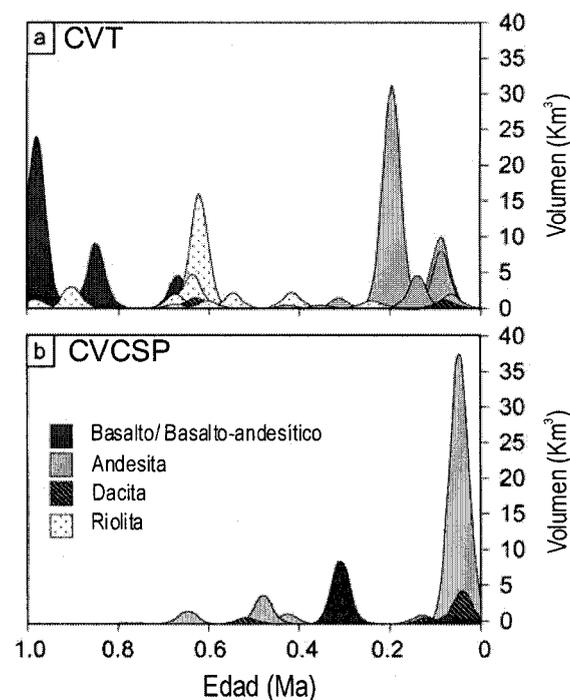


Figura 5. Diagrama esquemático de los volúmenes relativos de lavas eruptadas ≤ 1 Ma en: a) el CVT y b) el CVCSP (Lewis-Kenedi *et al.*, [2005]).

Las proporciones relativas de los tipos de magmas eruptados en el CVCSP en el último millón de años son: 0% de basalto, ~14-15% de basalto-andesítico, ~62-66% de andesita, ~18-22% de dacita y ~1% de riolita [Frey *et al.*, 2004], mientras que en el CVT son ~24-40% de basalto, ~0.6% de basalto

andesítico, ~32-50% de andesita, ~2% de dacita y ~19-36% de riolita [Lewis-Kenedi *et al.*, 2005]. La distribución comparativa composicional temporal de los volúmenes eruptados se muestra en la Figura 5.

La diferencia más notable es la escasez de basalto y riolita en el CVCSP y su abundancia relativa en el CVT entre 1 y 0.2 Ma. Otra diferencia se aprecia en el volumen total de magma eruptado durante el intervalo de 1 Ma: en el CVCSP es $\sim 81 \pm 4 \text{ Km}^3$ mientras que en el CVT es $\sim 127 \pm 16 \text{ Km}^3$ en áreas similares ($1,600 \text{ Km}^2$). Por lo tanto, la tasa de acumulación de lava (volumen por área) difiere entre los dos campos en más de 50% ($\sim 5 \text{ cm/ka}$ en el CVCSP y $\sim 8 \text{ cm/ka}$ en el CVT) en el último millón de años.

La similitud más notable entre ellos es el vulcanismo intermedio voluminoso (andecita/dacita) emplazado en algunos pocos cientos de ka. Las proporciones relativas de los tipos de magma eruptados en los últimos 200 ka son: ~4% de basalto-andesítico, ~71% de andesita, ~23% de dacita y ~2% de riolita en el CVCSP; ~97% de andesita y ~3% de dacita en el CVT [Lewis-Kenedi *et al.*, 2005].

E) MUESTREO

1. Obtención de muestras

Para coleccionar las muestras paleomagnéticas se empleó una perforadora portátil. Ésta consta de un motor a base de gasolina y de una broca hueca con punta de diamante; con ella se cortaron cilindros estándar de 2.5 cm de diámetro. El sistema de enfriamiento utiliza agua inyectada a presión por medio de un bidón conectado a una manguera. Dependiendo de la litología y la dureza de las rocas volcánicas, las perforaciones fueron más o menos profundas: en rocas muy duras apenas se alcanzaron a obtener muestras de unos 4 cm, pero en otras más suaves se pudo llegar hasta los 10 cm de largo. Para orientar, se coloca la brújula Brunton sobre el orientador, buscando que ésta quede en equilibrio. Luego se toman las lecturas del azimut magnético y del solar, dado por la sombra de la línea del espejo proyectada en el visor, y se anota la hora GMT. Esta herramienta es muy útil cuando la roca está afectada por magnetizaciones fuertes, por ejemplo de relámpagos, ya que en esos casos, la lectura del azimut magnético es errónea.

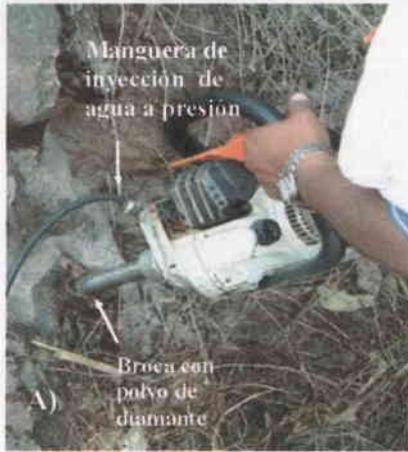


Figura 6. Etapas de muestreo. A) Perforadora portátil. B) Perforación sobre un afloramiento de una colada basáltica. C) Medición del azimut con una brújula Brunton, lectura del azimut solar por medio de la proyección de la sombra de la línea en el centro del espejo sobre el visor localizado en el lado opuesto, y marcación de la línea de referencia sobre la ranura con una varilla de latón. D) Medición de la inclinación. E) Marcación de la línea de referencia sobre el afloramiento y sobre la muestra en base a la marca hecha con latón. F) Núcleos orientados.

En este trabajo se midió sistemáticamente el azimut solar debido a que los basaltos generalmente presentan una gran concentración de minerales magnéticos caracterizados por una magnetización fuerte e inhomogénea. Manteniendo la brújula en la misma posición, se toma la lectura de la inclinación con el inclinómetro y se hace una marca de la orientación con un alambre de latón. Esta es una huella indeleble que posteriormente servirá como referencia. Finalmente, el núcleo se desprende, se marca con plumón permanente y se le da un nombre y número de acuerdo al sitio de procedencia (Figura 6).

2. Estrategia de muestreo

La estrategia de muestreo fue condicionada en gran medida por los estudios publicados por *Frey et al.* [2004] y por *Lewis-Kenedi et al.* [2005], sobre los campos volcánicos Ceboruco-San Pedro y Tequila, respectivamente. En ellos se reportan edades obtenidas mediante geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, así como volúmenes de varias unidades volcánicas que incluyen domos, escudos, conos de ceniza, flujos fisurales, etc., y también del elemento volcánico principal en cada caso: los volcanes Ceboruco y Tequila. Los estudios se restringen a unidades con edades, en la gran mayoría de los casos, menores o iguales a 1Ma.

Se muestrearon solamente sitios de fácil acceso, en afloramientos frescos y en emplazamientos aparentemente no alterados. En cada flujo las muestras estuvieron distribuidas tanto horizontal como verticalmente, con el objetivo de reducir los efectos debidos a la rotación de los bloques. Todos los sitios muestreados estaban en posición horizontal, con una pendiente aparente menor a 3° , y abarcaban una longitud desde algunos metros a pocas decenas de metros. En general las muestras se colectaron de la parte inferior de los afloramientos, con la esperanza de obtener el material con los granos más finos.

En las áreas de estudio no hay secciones con flujos de lava consecutivos ni marcadores horizontales, por lo que no es posible establecer una secuencia estratigráfica sin ambigüedades. Los flujos se encuentran dispersos y sin certeza acerca de su posición relativa; en general parecen simples y sin evidencias de que haya unidades de enfriamiento bajo o sobre ellos.

Idealmente se buscaba conseguir un mínimo de 8 núcleos por sitio, separados entre sí por un espacio de pocos metros. Esto no siempre fue posible debido a varios factores: algunos afloramientos eran

muy pequeños; en otros, las coladas resultaron demasiado duras. Aún así, en todos los sitios se colectaron un mínimo de 7 muestras, y en la gran mayoría fueron más de 8.

En total se reunieron 175 núcleos orientados pertenecientes a 17 flujos de lava individuales del CVCSP, y 188 de 24 flujos del CVT.

III ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CAMPO VOLCÁNICO CEBORUCO-SAN PEDRO

A) LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS

Con base en los flujos fechados por *Frey et al.* [2004], se muestrearon coladas de lava Cuaternarias cuyas edades están entre 819 y 2 ka.

En total se accedió a 17 sitios, de los cuales, ocho se encuentran alrededor de la localidad Ixtlán del Río (CB17, CB16, CB01, CB15, CB05, CB03, CB02 y CB04) y corresponden a conos, domos y coladas de composición basáltica-andesítica a dacítica; sus edades están entre 614 ± 16 y 2 ± 31 ka. Los otros nueve se ubican en los alrededores de la ciudad de Compostela (CB14, CB07, CB08, CB09, CB12, CB11, CB06, CB13 y CB10); son domos y coladas de composición basáltica-andesítica a riolítica. Sus edades fluctúan entre 819 ± 25 y 27 ± 7 ka (Figura 7). La Tabla 1 resume la localización de los sitios, las edades radiométricas y la litología de las rocas muestreadas.

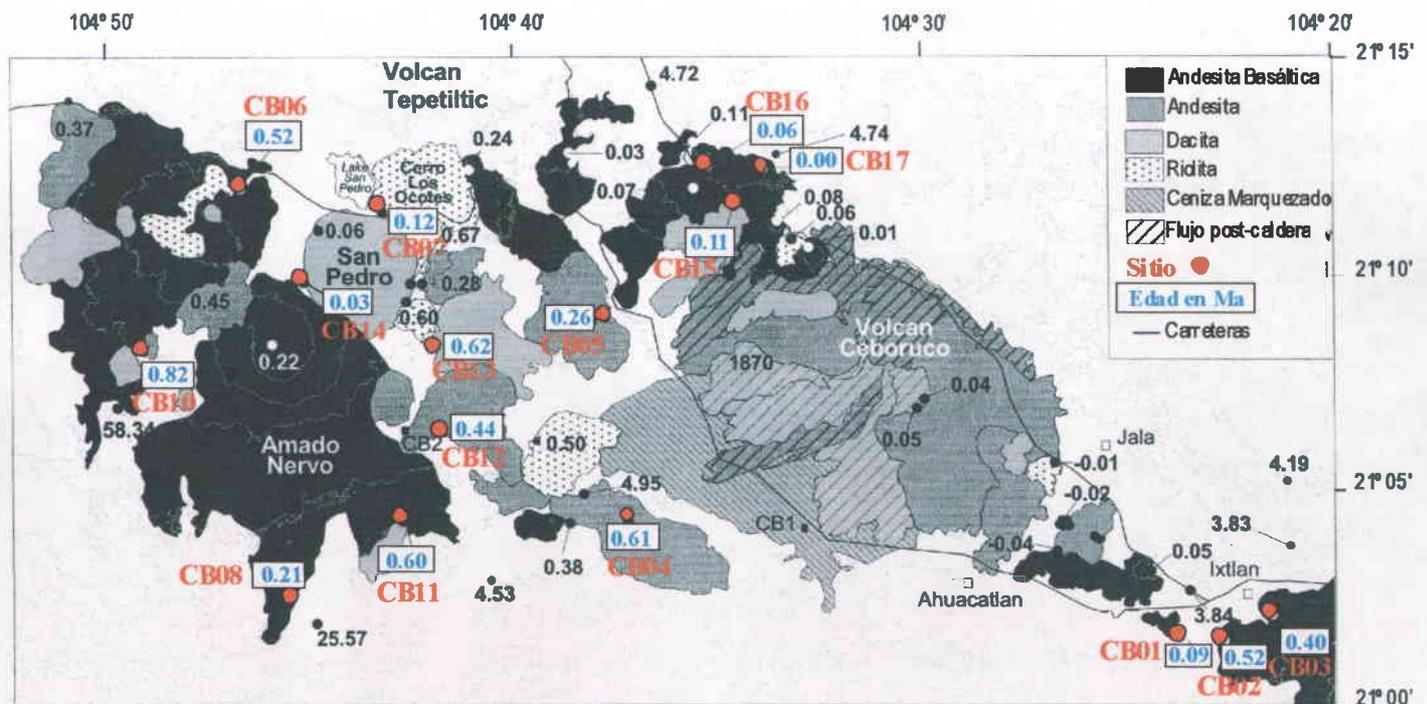


Figura 7: Mapa geológico simplificado de la zona volcánica Ceboruco-San Pedro, mostrando la localización de los sitios paleomagnéticos (círculos y numeración en rojo), con sus respectivas edades en millones de años (numeración en azul). Los puntos y numeración en negro indican los sitios del estudio de *Frey et al.* [2004]. Los distintos tipos de lava con edades inferiores a 1Ma, están representados en colores gris y negro. La línea negra marca el perímetro de las coladas del volcán Ceboruco. (Modificado de *Frey et al.* [2004]).

Tabla 1. Resumen de la localización, edades radiométricas y descripciones litológicas de las unidades volcánicas estudiadas en el CVCS

<i>Sitio y localización</i>	<i>Edad (Ka)</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (O)</i>	<i>Descripción/litología</i>
CB17* (IXT-7) <i>Entre Tequepexpan y San Juanito</i>	2 ± 31	21°12.49	104°33.71	Cono cinerítico basáltico-andesítico
CB14* (COMP-6) <i>Suroeste del domo San Pedro, cerca de El Comedero</i>	27 ± 7	21°09.80	104°44.98	Domo dacítico
CB16* (IXT-47) <i>Sur del Cerro Los Amoles</i>	57 ± 50	21°12.47	104°35.30	Flujo basáltico-andesítico
CB01* (IXT-43) <i>Sureste del Volcán Ceboruco, entre Ixtlán del Río y Ajalco</i>	85 ± 19	21°01.56	104°23.62	Cono cinerítico basáltico-andesítico
CB15* (IXT-66) <i>Suroeste de Cerro Grande, cerca de Tequepexpan</i>	111 ± 22	21°11.66	104°34.50	Domo dacítico
CB07* (COMP-7) <i>Norte del Domo San Pedro, cerca de Laguna de San Pedro</i>	117 ± 10	21°11.61	104°43.37	Domo riolítico
CB08* (COMP-20) <i>Cuastecomate</i>	215 ± 26	21°02.52	104°45.51	Flujo basáltico-andesítico
CB09* (COMP-12) <i>Entre el V. Mazapatec y Cerro Lobos</i>	250 ± 20	21°07.72	104°56.75	Domo andesítico
CB05* (IXT-53) <i>Cerca de Santa Isabel</i>	264 ± 52	21°08.95	104°37.70	Domo andesítico
CB03* (IXT-5) <i>Suroeste del Cerro Cristo Rey</i>	403 ± 15	21°02.05	104°21.50	Cono cinerítico basáltico-andesítico
CB12* (COMP-23) <i>Suroeste del cerro El Izote, cerca de Amado Nervo</i>	441 ± 74	21°06.29	104°41.67	Domo andesítico
CB11* (COMP-24) <i>Sureste de Amado Nervo, cerca de Las Granjenes</i>	512 ± 34	21°04.23	104°42.70	Domo dacítico
CB06* (COMP-45) <i>Noroeste del Domo San Pedro, cerca de Los Camichines</i>	520 ± 25	21°11.85	104°46.76	Flujo basáltico-andesítico
CB02* (IXT-44) <i>La Tecolota</i>	521 ± 15	21°01.63	104°22.77	Flujo basáltico-andesítico
CB04* (IXT-38) <i>Este del Cerro Colorado, cerca de Puerta Vieja</i>	614 ± 16	21°04.27	104°37.20	Flujo andesítico
CB13* (COMP-22) <i>Norte del Cerro Bartolinas cerca de Casa Blanca</i>	623 ± 91	21°08.29	104°41.84	Domo dacítico
CB10* (COMP-39) <i>Suroeste del Cerro Tetillas, cerca de Las Cebollas</i>	819 ± 25	21°08.10	104°49.01	Domo andesítico

* Los números de sitio corresponden a la numeración asignada en el presente trabajo; a un lado entre paréntesis están los números de sitio de referencia según el estudio de *Frey et al.* [2004]. Debajo y en letras itálicas se encuentra el nombre de la localidad más cercana al sitio.

B) MINERALOGÍA MAGNÉTICA

1. Curvas Termomagnéticas Continuas

Las mediciones continuas de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas k-T) en aire, se realizaron a una muestra por unidad, con el objetivo de identificar los minerales magnéticos portadores de la remanencia y comprobar su estabilidad paleomagnética. Todos los especímenes fueron calentados hasta 600°C a razón de 10°C/min y posteriormente se enfriaron con esa misma proporción, utilizando un puente de susceptibilidad Bartington equipado con un horno. La temperatura de Curie se determinó por el método de *Prévot et al.* [1983].

Se observa de forma general que las curvas de calentamiento y enfriamiento no son perfectamente reversibles, debido probablemente a un valor inicial débil de la susceptibilidad magnética. Sin embargo muestran una alta estabilidad térmica. Entre las curvas obtenidas, se observan tres comportamientos principales:

- 1) La mayoría de los sitios (CB01, CB02, CB04, CB05, CB06, CB07, CB09, CB11, CB12, CB13, CB15 y CB16) presentan evidencia de una fase ferrimagnética simple (Figura 8, muestras 04C048 y 04C055), con un punto de Curie similar al de la titanomagnetita pobre en Ti. Es probable que ésta haya sido producida luego de la oxidación en altas temperaturas de titanomagnetitas originales ricas en Ti. Las curvas de calentamiento y enfriamiento son bastante reversibles, lo cual indica que la muestra tiene cierta estabilidad térmica
- 2) Hay tres sitios (CB03, CB08 y CB17) en los que se manifiesta la presencia de dos fases ferrimagnéticas durante el calentamiento y dos durante el enfriamiento (Figura 8, muestra 04C028). El punto de Curie más bajo está en el rango de 250 a 300°C y el mayor es cercano a los 580°C. Estas observaciones son características de la presencia de titanomagnetitas, ricas en Ti para la primera fase y pobres en Ti para la segunda, que parecen coexistir en este flujo de lava.

3) En el sitio CB10, la curva aparentemente presenta dos fases termomagnéticas distintas durante el calentamiento (Figura 8, muestra 04C095). El punto de Curie más bajo está en el rango entre 360 y 420°C, mientras que el mayor está alrededor de 580°C. La curva de enfriamiento evidencia una sola fase, con una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita. Este tipo de curvas k-T irreversibles pueden explicarse mediante una posible transformación de titanomaghemita en titanomagnetita durante el calentamiento [e. g. *Readman y O'Reilly, 1972; Özdemir, 1987*].

Finalmente, no se obtuvo una curva correcta para la muestra del sitio CB14 (la cual contiene hematita), debido a una señal inicial de la susceptibilidad demasiado débil (Tabla 2).

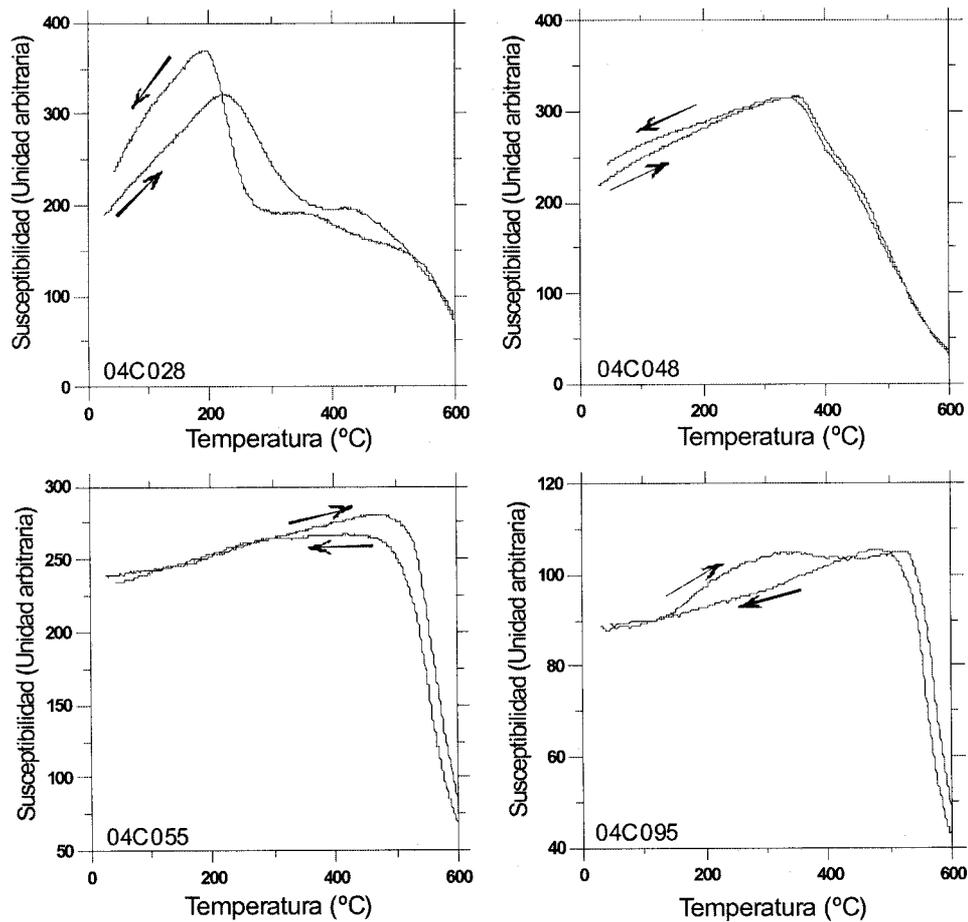


Figura 8. Curvas de medición (en aire) de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T), registradas desde la temperatura ambiente hasta 600°C. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento.

2. Experimentos de Histéresis

En los materiales ferrimagnéticos, las características de su magnetización así como su estado de dominio magnético se estiman por su ciclo de histéresis. Este consiste en la respuesta de la magnetización ante un campo aplicado que se incrementa sucesivamente hasta alcanzar la saturación. La curva que se obtiene permite determinar la magnetización de saturación M_s , la saturación de la remanencia M_{rs} y la coercitividad H_c . La coercitividad de la remanencia H_{cr} , se obtiene al aplicar campos progresivamente crecientes en direcciones opuestas a la de la saturación (Magnetización Remanente Isotermal, MRI).

Se realizaron mediciones de histéresis y de MRI a temperatura ambiente en todos los flujos de lava estudiados usando un Micromag 2900 AGFM, con campo máximo de 1.2 Teslas. Las muestras tenían un peso variable entre 12 y 30 mg. Se calcularon los cuatro parámetros mencionados luego de corregir por la contribución paramagnética (Tabla 2). Los resultados obtenidos indican que cerca del origen, en 16 de los 17 sitios no se detectó ningún comportamiento de 'cintura de avispa' ni de tipo 'potbellied' [Tauxe et al., 1996]. Es probable que esto refleje rangos de coercitividades muy restringidos (Figura 9, muestras 04C048 y 04C083).

Las curvas correspondientes a la adquisición de MRI se encontraron muy similares en todas las muestras (Figura 9, lado derecho). La saturación se alcanzó en campos moderados del orden de 100-150 mT, lo cual apunta a que son algunos minerales ferrimagnéticos (más probablemente titanomagnetitas) los portadores de la remanencia.

El único sitio donde se detecta una curva bien definida con forma de cintura de avispa cerca del origen es el CB14, lo cual indicaría minerales magnéticos con distintas coercitividades [Tauxe et al., 1996]. Además, la curva de adquisición MRI no alcanza a saturar con el campo máximo aplicado de 0.8 Teslas (muestra 04C140, Figura 9). Es probable que tanto las (titano)magnetitas como las (titano)hematitas se encuentren presentes en este flujo de lava, como se evidencia por las mediciones de remanencia que posteriormente serán tratadas. De este sitio no se obtuvieron curvas k-T debido a la baja susceptibilidad magnética inicial.

A juzgar por los cocientes de los parámetros de histéresis (Tabla 2), todas las muestras parecen caer en la región del tamaño de grano con dominio pseudo-sencillo (PSD) [Day et al., 1977] (Figura 10).

Esto también podría indicar una mezcla de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de granos con dominio sencillo [Dunlop y Özdemir, 1997; Dunlop, 2002].

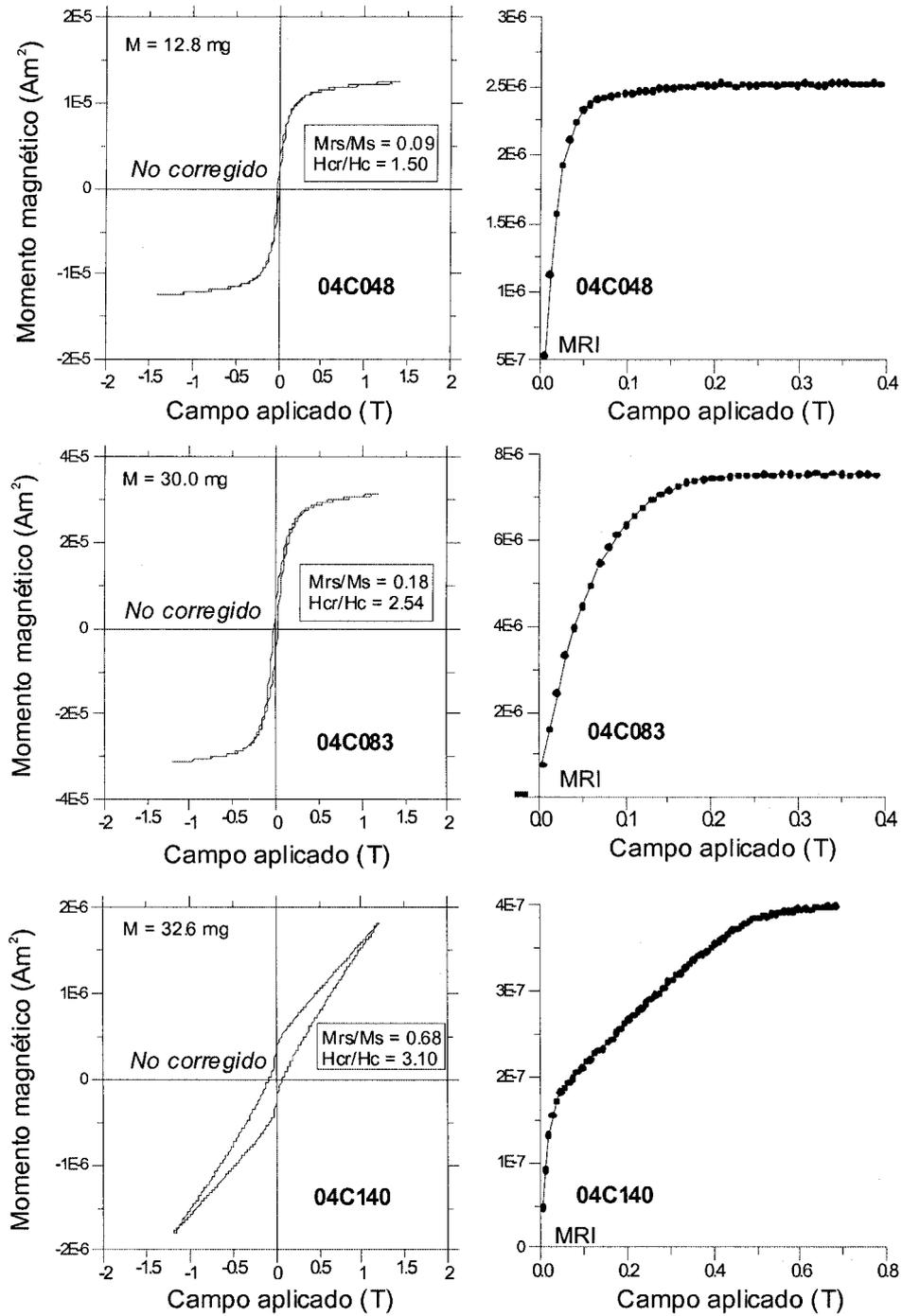


Figura 9. Ejemplos de ciclos de histéresis característicos (no corregidos) y de curvas de adquisición de la magnetización remanente isotermal (MRI) asociadas de tres muestras representativas (04C048, 04C083 y 04C140) de las unidades volcánicas estudiadas.

Tabla 2. Resultados obtenidos de los experimentos de histéresis y de la medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, y su interpretación en términos de los minerales magnéticos estimados.

Sitio	Muestra	Hc (mT)	M _{RS} (μAm^2)	M _S (μAm^2)	M _{RS} / M _S	H _{CR} (mT)	H _{CR} / Hc	Masa (mg)	Temperatura de Curie				Mineral magnético estimado
									Calentamiento		Enfriamiento		
									T _{C1} (°C)	T _{C2} (°C)	T _{C1} (°C)	T _{C2} (°C)	
CB01	04C002	23.1	6.36	28.0	0.23	52.70	2.28	20.0	570.9		567.3		Titanomagnetita pobre en Ti
CB02	04C021	13.8	2.64	14.3	0.19	26.60	1.93	21.3	560		552.7		Titanomagnetita pobre en Ti
CB03	04C028	12.0	2.13	10.2	0.21	20.84	1.74	12.0	283.6	580	236.7	580	Titanomagnetita. Primera fase rica en Ti. Segunda fase pobre en Ti
CB04	04C038	10.7	3.30	24.0	0.14	13.15	1.23	19.3	546.7		528.3		Titanomagnetita pobre en Ti
CB05	04C048	6.72	0.97	11.2	0.09	10.05	1.50	12.8	505.5		505.5		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
CB06	04C055	10.9	3.90	37.9	0.10	21.86	2.01	27.5	563.6		553.3		Titanomagnetita pobre en Ti
CB07	04C067	3.59	0.51	15.7	0.03	4.27	1.19	30.2	483.6		465.5		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
CB08	04C074	18.5	1.96	4.91	0.40	33.43	1.81	14.2	290.9	562	230.9	554.5	Titanomagnetita. Primera fase rica en Ti. Segunda fase pobre en Ti
CB09	04C083	21.3	5.09	28.1	0.18	54.17	2.54	30.0	583.6		565.5		Titanomagnetita pobre en Ti
CB10	04C095	12.3	0.68	6.36	0.11	25.38	2.06	15.8	391.2	578		573.3	Maghemita
CB11	04C109	15.3	1.27	5.16	0.25	28.79	1.88	16.7	545.5		530.9		Titanomagnetita pobre en Ti
CB12	04C115	10.5	1.52	14.6	0.10	20.37	1.94	19.4	534.5		534.5		Titanomagnetita pobre en Ti
CB13	04C125	10.5	1.44	10.2	0.14	17.01	1.62	19.8	514.5		474.5		Titanomagnetita pobre en Ti
CB14	04C140	170	0.32	0.47	0.68	527.04	3.10	32.6					Titanohematita
CB15	04C150	17.3	3.39	18.4	0.18	33.92	1.96	15.0	556.4		556.4		Titanomagnetita pobre en Ti
CB16	04C159	12.2	3.58	21.0	0.17	19.59	1.61	18.1	541.8		541.8		Titanomagnetita pobre en Ti
CB17	04C163	4.83	0.97	17.8	0.05	12.74	2.64	19.9	532.7		512.7		Titanomagnetita pobre en Ti

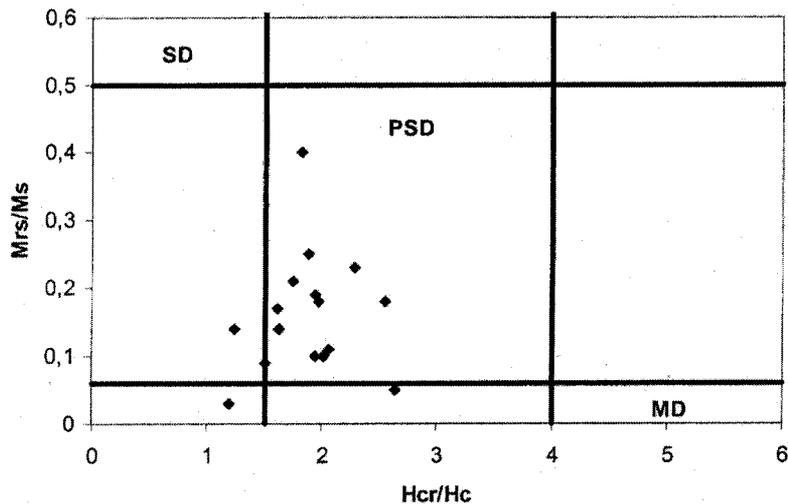


Figura 10. Diagrama de Day (H_{cr}/H_c vs M_{rs}/M_s) mostrando el dominio (sencillo SD, pseudo-sencillo PSD o multidominio MD) al que pertenecen las muestras estudiadas.

C) PROPIEDADES DE LA REMANENCIA Y PALEODIRECCIONES

Con el objetivo de disminuir la magnetización viscosa, las muestras permanecieron durante 15 días en un campo nulo. Pasado ese tiempo se midió la magnetización remanente natural (MRN) a entre siete y doce muestras de cada unidad, dependiendo de la disponibilidad de núcleos. Para ello se utilizó el magnetómetro de giro JR-6 (AGICO LtD, con sensibilidad nominal $\sim 10^{-9}$ Am²) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Posteriormente se desmagnetizaron al menos siete muestras de cada sitio, mediante uno de los siguientes métodos: campos alternos (CA) o desmagnetización térmica progresiva.

Para el primero se utilizó un desmagnetizador Molspin AF, y resultó ser el método más eficiente para muestras que fueron remagnetizadas, por ejemplo con relámpagos. La segunda técnica requirió de un horno ASC con el que se alcanzaron temperaturas máximas de entre 570 y 610°C. Después de cada paso de calentamiento se midió la susceptibilidad de bajo campo a temperatura ambiente con un susceptibilímetro Bartington. Este método resulta más eficiente para remover las componentes producidas por una magnetización viscosa; en cuanto a la mineralogía, es el único capaz de desmagnetizar

completamente muestras que contienen hematita o titanomagnetita, cuando se alcanzan sus temperaturas de desbloqueo.

Al aplicar CA, en la mayoría de las muestras se pudo aislar exitosamente una magnetización remanente característica (MRC) (Figura 11).

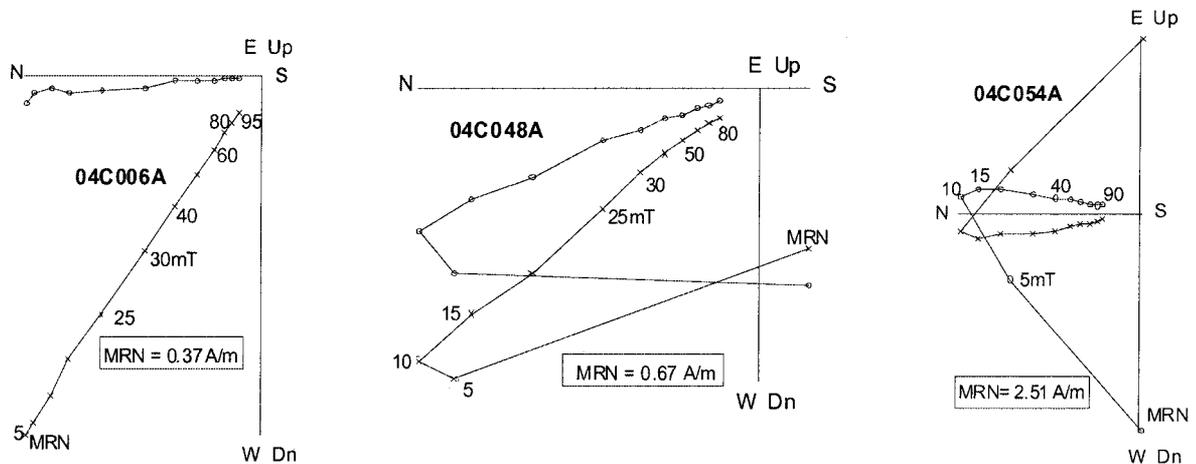


Figura 11. Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld) de la desmagnetización mediante campos alternos de tres muestras representativas. Se indica la intensidad del campo aplicado en mT. Los círculos corresponden a proyecciones en el plano horizontal y las cruces a proyecciones en el plano vertical.

En algunos casos (sitios CB07, CB09, CB11 y CB12) se presentaron componentes secundarias significativas, debido probablemente a magnetizaciones producidas por relámpagos (Figura 11, muestras 04C048A y 04C054A). Sin embargo, estas fueron removidas fácilmente, aplicando campos alternos del orden de 15-20 mT. Los campos destructivos medios estuvieron en el rango de 30 a 40 mT, sugiriendo que los portadores de la magnetización remanente son granos con dominio pseudo-sencillo [Dunlop y Özdemir, 1997].

En el caso de la desmagnetización térmica, la mayor parte de la magnetización remanente fue removida, aislando al igual que en el caso de CA, una componente estable y unidireccional (Figura 12, muestras 04C007A y 04C117A). Las temperaturas máximas estuvieron entre 500 y 540°C, lo cual nuevamente indica que son titanomagnetitas pobres en Ti las portadoras de la magnetización. En un solo caso (sitio CB14, muestra 04C132A, Figura 12), casi la mitad de la magnetización remanente permanecía aún después de un calentamiento hasta 620°, sugiriendo que la remanencia está dominada por (titano)hematitas; esto concuerda con los experimentos de histéresis.

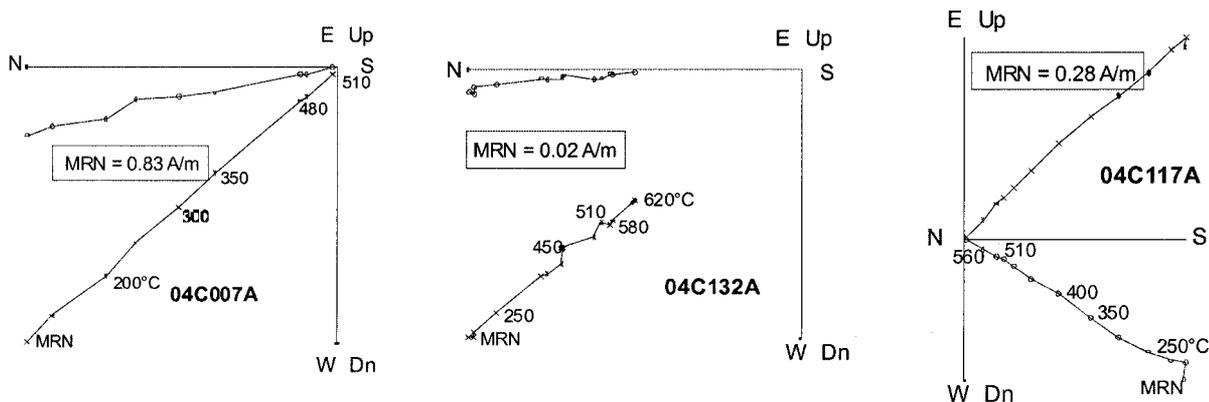


Figura 12. Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld) de la desmagnetización térmica de tres muestras representativas. Se indica la temperatura aplicada en °C. Los círculos corresponden a proyecciones en el plano horizontal y las cruces a proyecciones en el plano vertical.

Para determinar la dirección característica de la magnetización, se usó el método de los mínimos cuadrados [Kirschvink, 1980], tomando entre 5 y 10 puntos para el análisis de la componente principal. Las direcciones fueron promediadas por unidad y se calcularon los parámetros estadísticos, asumiendo una distribución Fisheriana. Las direcciones promedio por unidad fueron determinadas en general con gran precisión (Figura 13, Tabla 3).

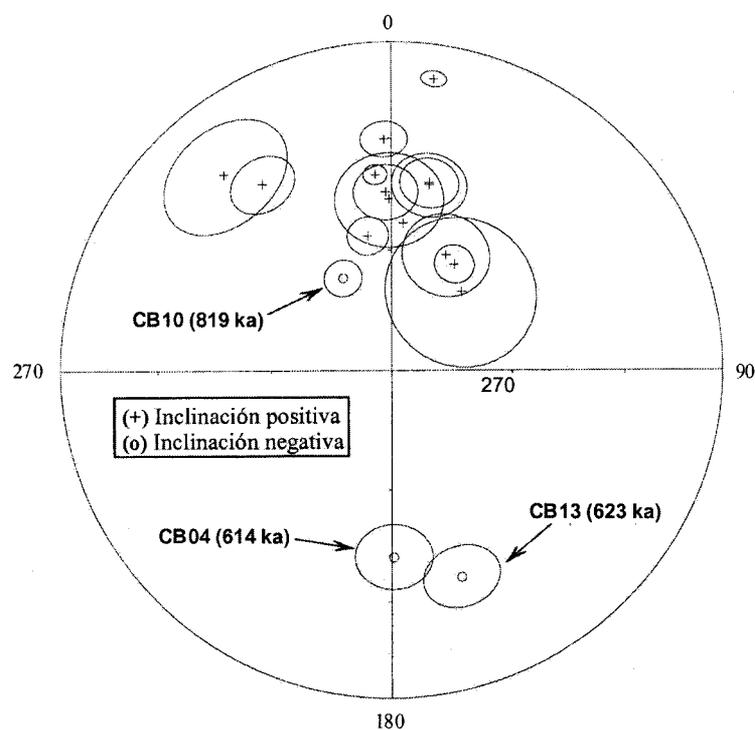


Figura 13. Proyección estereográfica de las paleodirecciones de la magnetización remanente característica de cada uno de los 17 sitios estudiados. Sólo tres de ellos resultaron con polaridad distinta a la normal: CB10 tiene una polaridad intermedia; CB04 y CB13 tienen polaridad inversa.

Tabla 3. Paleodirecciones de la magnetización remanente característica de cada uno de los 17 sitios estudiados y las posiciones de su Polo Geomagnético Virtual correspondiente.

<i>Sitio</i>	<i>Edad (ka)</i>	<i>n/N</i>	<i>Inc (°)</i>	<i>Dec (°)</i>	α_{95} (°)	<i>k</i>	<i>Plat (°)</i>	<i>Plong (°)</i>	<i>Pol</i>
CB17	2 ± 31	6/8	44.8	358.2	7.4	68	84.5	238.7	N
CB14	27 ± 7	12/12	40	355.3	2.7	253	85.3	187.5	N
CB16	57 ± 50	8/8	30.2	358.2	5.1	149	84.8	95.2	N
CB01	85 ± 19	9/10	55.8	350.1	4.9	130	72.4	228.5	N
CB15	111 ± 22	7/9	41.9	11.6	8.6	96	78.9	327.6	N
CB07	117 ± 10	6/8	22.9	319.6	14.3	26	50.3	158.8	N?
CB08	215 ± 26	7/8	59.2	30.6	4.8	197	57.8	302.6	N
CB09	250 ± 20	3/8	63.8	41.6	18.6	15	48.2	299.8	N?
CB05	264 ± 52	6/6	31.8	325.4	7.4	75	57.2	164.9	N
CB03	403 ± 15	7/9	41.4	11.5	6.7	84	79.0	329	N
CB12	441 ± 74	4/8	46.7	359.3	12.6	33	83.1	250.4	N
CB11	512 ± 34	1/8	52.9	4.6	-	-	76.9	272.8	N?
CB06	520 ± 25	8/9	11.3	8.4	2.5	696	72.6	46.5	N
CB02	521 ± 15	6/10	58.1	25.3	10.5	56	62.0	300.9	N
CB04	614 ± 16	6/10	-42.3	179.4	8.8	64	-86.5	66.5	R
CB13	623 ± 91	8/8	-33.8	161.4	8.5	48	-72.3	340.5	R
CB10	819 ± 25	8/8	-64.1	332.4	4.6	216	18.5	304.4	I

* Abreviaturas y símbolos. N: número de especímenes tratados; n: número de especímenes utilizados para los cálculos; Inc: inclinación; Dec: declinación; k: parámetro de precisión; α_{95} : radio del 95% del cono de confianza de la estadística de Fisher; Plat/Plong: latitud/longitud de la posición del PGV; Pol: polaridad magnética (N: normal; R: inversa; I: intermedia).

Todos los α_{95} son menores a 12.6°, excepto en los sitios CB09 y CB07; en ellos las dispersiones direccionales son mayores, con α_{95} iguales a 18.6° y 14.3°, respectivamente. En el sitio CB11 sólo se disponía de un espécimen, por lo que no fue posible realizar el análisis estadístico.

D) RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los experimentos y tratamientos de los datos paleomagnéticos realizados en este estudio, permitieron determinar que algunos de los sitios están caracterizados por componentes secundarias fuertes originadas por relámpagos, pero en la mayoría de los casos, se recuperó la dirección de la Magnetización Remanente Característica (MRC), usando un tratamiento de campos alternos.

Las paleodirecciones fueron determinadas con precisión en todos los sitios, excepto en los flujos CB07 y CB09. En ellos la dispersión direccional resultó inusualmente alta, con α_{95} iguales a 14.3° y 18.6° respectivamente.

Los sitios CB04 y CB13 resultaron con polaridad de magnetización inversa (Tabla 3, Figura 13), mientras que un solo sitio, CB10, parece corresponder a una polaridad geomagnética intermedia. Los flujos restantes están magnetizados normalmente, lo cual era esperado dado que se trata de unidades de enfriamiento pertenecientes al cron Brunhes.

El hecho haber encontrado polaridades tanto normales como inversas, hace pensar que las paleodirecciones determinadas son de origen primario. Además, las curvas termomagnéticas muestran que en la mayoría de los casos, la remanencia es portada por titanomagnetita pobre en Ti, resultado de la oxidación de la titanomagnetita original durante el enfriamiento inicial del flujo. Esto indica que la magnetización primaria es de origen termorremanente.

Para calcular la dirección media de magnetización del CVCS, se usaron los datos de 13 de los 17 flujos estudiados (descartando CB07 y CB09 debido a su alta dispersión, CB10 debido a su polaridad intermedia y CB11 porque está basado en un solo espécimen), obteniendo $Inc = 42.5^\circ$, $Dec = 359.7^\circ$ y los parámetros de precisión $k = 21$ y $\alpha_{95} = 9.3^\circ$.

1. Aportes a la tectónica

Para interpretar estos resultados en términos tectónicos, se ha comparado la dirección obtenida con aquella esperada para el Plio-Cuaternario, la cual se calcula a partir de los polos de referencia del cratón de Norteamérica [Besse y Courtillot, 2002]: $Inc = 33.4^\circ$; $Dec = 355^\circ$ (Figura 14). Los valores

precedentes muestran que ambas direcciones son muy cercanas, lo que hace pensar que el CVCSP no ha sido afectado por un movimiento tectónico grande a partir del Plioceno Superior.

Como un caso aislado, *Alva Valdivia et al.* [2000] calcularon la dirección media para el Mioceno, en flujos cercanos a la Ciudad de Guadalajara, obteniendo $Inc = 33.5^\circ$ y $Dec = 330.7^\circ$. Comparando con aquella esperada para la misma época en el cratón norteamericano ($Inc = 37.7^\circ$, $Dec = 354.6^\circ$, *Besse y Courtillot* [2002]), dedujeron una desviación de aproximadamente 24° en la declinación (Figura 14), como consecuencia quizá de rotaciones locales de bloques. Al parecer, la parte oeste de la FVM habría sido afectada por una rotación tectónica antihoraria de $\sim 20^\circ$ después del Mioceno superior. Sin embargo, durante el Plio-Cuaternario no habría tenido efecto ninguna rotación en la misma zona, es decir, habría permanecido estable en el cratón Norteamericano. Estas hipótesis están de acuerdo con los resultados obtenidos por *Urrutia-Fucugauchi y Rosas Elguera* [1994], quienes reportaron una rotación antihoraria de $\sim 15^\circ$ entre el final del Mioceno y el Cuaternario en lavas de la zona del lago de Chapala, al sur de Guadalajara.

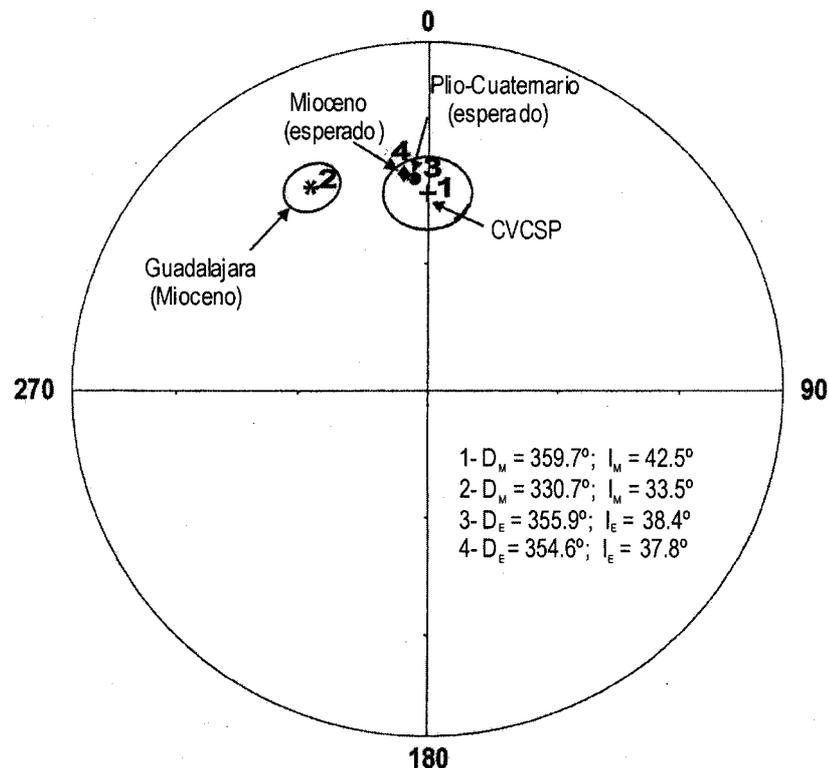


Figura 14. Proyección estereográfica de las direcciones medias de: (1) Flujos de lava cuaternarios del CVCSP, según el presente estudio. (2) Flujos miocénicos cercanos a Guadalajara, según los resultados de *Alva-Valdivia et al.* [2000]. (3) Direcciones esperadas para el Plio-Cuaternario. (4) Direcciones esperadas para el Mioceno.

Hay además otros estudios que sostienen esta hipótesis [Urrutia Fucugauchi, 1981; Urrutia-Fucugauchi y Böhnel, 1988], la cual está de acuerdo con el régimen tectónico de transtensión propuesto para el final del Mioceno [Ferrari et al., 2000a]. Sin embargo, sería necesario tener un mayor número de datos confiables y el control estratigráfico-geocronológico del Mioceno para poder hacer afirmaciones rigurosas acerca de la evolución tectónica.

2.- VARIACIÓN PALEOSECULAR

Para estimar la variación paleosecular en este estudio, se usó la fórmula clásica propuesta por Cox [1968]: $S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / n$, donde la dispersión angular total es $S_T = \left[(1/N - 1) \sum_{i=1}^N \delta_i^2 \right]^{1/2}$ [Cox, 1969], N es el número de sitios usados en el cálculo, δ_i es la distancia angular del i ésimo polo geomagnético virtual (PGV) al dipolo axial, S_W es la dispersión interna del sitio y n es el número de muestras promedio por sitio. Con los datos del presente estudio se obtuvo $S_F = 17.6$, con límite superior $S_U = 23.8$ y límite inferior $S_L = 13.9$. Esto resulta ligeramente mayor si se le compara con el modelo de McFadden et al. [1988, 1991] para los últimos 5 Ma (Figura 15).

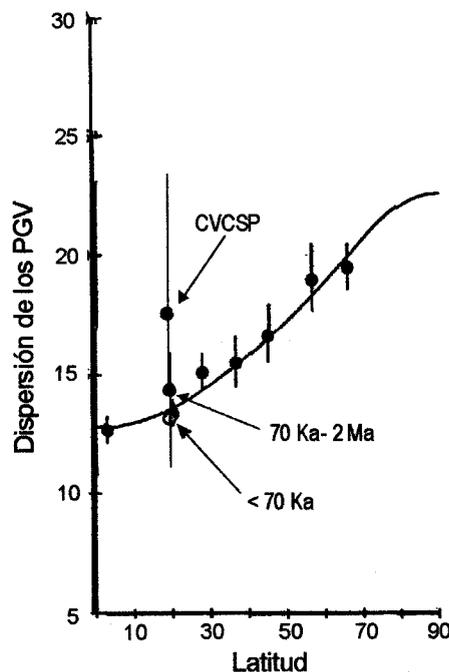


Figura 15. Gráfica de Latitud contra dispersión de los Polos Geomagnéticos Virtuales, según el Modelo de Variación Paleosecular para los últimos 5 Ma de McFadden et al. [1988; 19991] (círculos negros). Círculos amarillo y verde según los datos de Conte [2004]; círculo rojo según los datos de los sitios del CVCSP del presente estudio.

Tauxe *et al.* [2003] mostraron que son necesarias un mínimo de cinco muestras por sitio para estimar un parámetro de precisión con la exactitud suficiente que permita usarlo como determinante de la calidad de los datos. Además, se requieren varios cientos de sitios paleomagnéticos para obtener un valor adecuado de la dirección promedio del campo. Es claro que el presente estudio por sí solo no permite obtener estadísticas significativas sobre la dispersión del campo geomagnético. Por lo tanto, es preciso combinar nuestros datos con los resultados paleomagnéticos publicados previamente sobre las zonas centro y oeste de México [e. g. Conte, 2004]. De ello resulta que la amplitud de la variación secular es consistente con los valores de otros sitios dispersos alrededor del mundo.

3- Aportes a la GITS

La mayoría de los flujos de lava estudiados (14 de 17), presentan una magnetización con polaridad normal. Los sitios CB04 y CB13 tienen una polaridad inversa. El sitio CB10 parece corresponder con un régimen intermedio de polaridad. Su dirección media de magnetización tiene $Inc = -64.1^\circ$, $Dec = 332.4^\circ$ y parámetros de dispersión $\alpha_{95} = 4.6^\circ$, $k = 216$ y $N = 8$ (Tabla 3, Figuras 13 y 16).

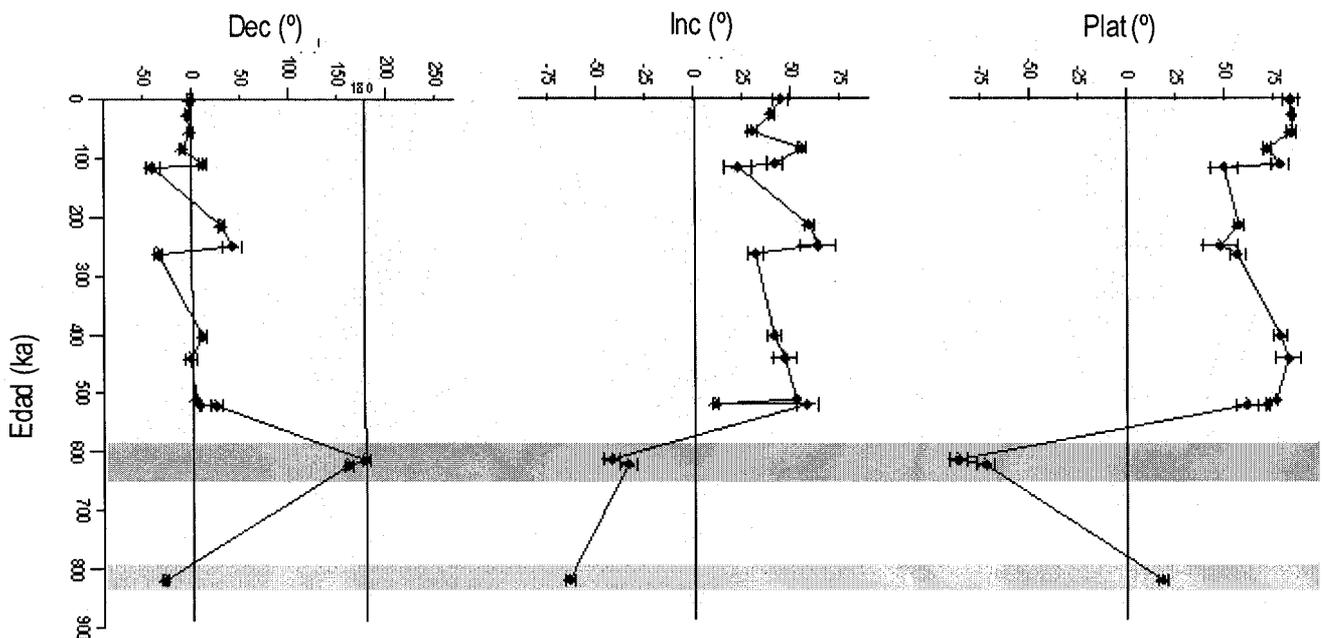


Figura 16. Variación de la declinación magnética, de la inclinación y de la paleolatitud de los Polos Geomagnéticos Virtuales en función de la edad. Las barras de los errores horizontales de cada sitio representan al parámetro α_{95} .

Estos valores corresponden al Polo Geomagnético Virtual (PGV) con latitud 18°N. Cualquiera que sea el criterio considerado para el ángulo de corte conocido como 'cut-off-angle' (ángulo generalmente de 45° que marca el límite entre la variación paleosecular y los periodos intermedios del campo magnético), esta dirección tiene una polaridad claramente intermedia. Los flujos de este sitio fueron fechados directamente mediante el método geocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obteniéndose una edad de 819 ± 25 ka [Frey *et al.*, 2004], siendo marginalmente anterior a Brunhes en base a su error analítico.

La primera evidencia volcánica de una excursión geomagnética fue reportada por *Quidelleur y Valet* [1996], y ocurrió unos 40 ka antes de la transición M-B (Matuyama-Brunhes). En un flujo de las Islas Canarias magnetizado transicionalmente, encontraron una edad de 821 ± 13 ka usando la técnica K-Ar. Después *Singer et al.* [2002], usando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtuvieron la edad de 822.2 ± 8.7 ka en tres flujos de lava con polaridad intermedia también de las Canarias, lo que las coloca dentro del periodo Matuyama (Figura 17). Estos sitios están asociados con latitudes VGP de entre 65° y 56°, además, su paleointensidad absoluta dio valores relativamente bajos [*Quidelleur y Valet*, 1996], como generalmente se acepta en los casos de transiciones y excursiones [e. g. *Goguitchaichvili et al.*, 1999b]. *Kent y Schneider* [1995], *Hartl y Tauxe* [1996] y *Carcaillet et al.*, [2004] han encontrado otras pruebas de la presencia de un evento geomagnético, justo antes de la transición Matuyama-Brunhes (M-B), en registros sedimentarios. Ellos observaron inclinaciones someras asociadas a una caída en la paleointensidad relativa, hacia ~15 ka antes de la transición M-B. Por lo tanto, se puede pensar que el evento geomagnético definido como un precursor de M-B (Figuras 16 y 17), podría ser de extensión global. A pesar de la buena determinación de las direcciones y el fechamiento radiométrico razonablemente correcto, la dirección intermedia obtenida podría también correlacionarse con la transición Brunhes-Matuyama ocurrida hace ~ 790 ka.

La característica más importante del registro geomagnético obtenido del Campo Volcánico Ceboruco-San Pedro, es que dos flujos independientes de lava (CB13 y CB04), fechados en 623 ± 91 y 614 ± 16 ka respectivamente, resultaron con paleodirecciones completamente inversas. *Quidelleur y Valet* [1996] basándose en lavas magnetizadas transicionalmente de las Islas Canarias (edad K-Ar de 602 ± 24 ka), interpretaron el evento como una nueva excursión, para la cual propusieron el nombre de 'La Palma'. *Guyodo y Valet* [1999] encontraron un mínimo relativo de paleointensidad de extensión global en

sedimentos marinos de aproximadamente 590 ka, lo cual apoya los hallazgos de *Quidelleur y Vallet* [1996].

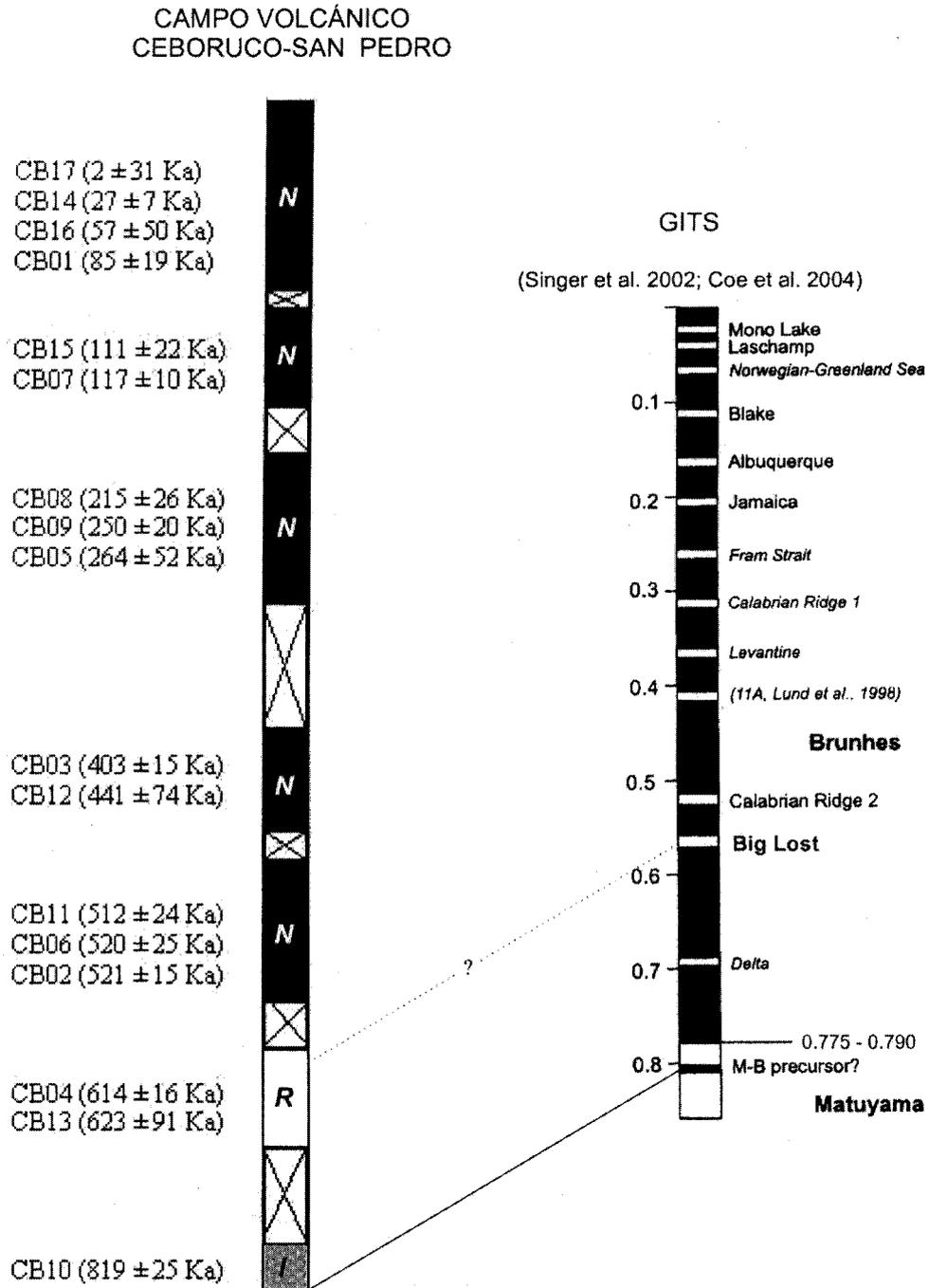


Figura 17. Correlación magnetoestratigráfica tentativa entre las formaciones volcánicas del CVCSP y la Escala de Referencia de Inestabilidades Geomagnéticas (GITS) de *Singer et al.*, [2002] y *Coe et al.* [2004].

Sin embargo, *Singer et al.* [2002] propusieron que las lavas de Barranco de los Tilos, cuya edad mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ resultó ser de 580.2 ± 7.8 ka, registraron el evento Big-Lost en vez de la excursión 'La Palma' (Figuras 16 y 17).

El evento Big Lost fue descrito por primera vez por *Champion et al.* [1981 y 1988] en flujos de lava de Idaho. También hay algunas evidencias marinas: *Lund et al.* [1998] identificaron en el núcleo ODP 172, tres casos de direcciones anómalas en 610 ka. *Langereis et al.* [1997] encontraron evidencias adicionales del Big Lost entre 560-570 ka. Más recientemente, *Carcaillet et al.* [2004] hallaron tres mínimos en el momento virtual dipolar entre 750 y 500 ka; el más viejo, cercano a los 700 ka, fue identificado como la excursión Delta. La única evidencia de un evento corto con inversión completa en 630-640 ka está en el estudio de *Liu et al.* [1985 y 1988], quienes investigaron detalladamente la serie de Loess Lishi en el área de Xifeng en China.

Las incertidumbres de las edades de los dos flujos de lava completamente invertidos en el CVCSP, hacen difícil afirmar que se ha descubierto un nuevo evento geomagnético. Es posible que estas lavas hayan eruptado durante la excursión Big Lost que se observa alrededor del mundo. Sin embargo, queda abierta la posibilidad de que pertenezcan al evento geomagnético Delta, ocurrido en ~690 ka. Se recomendaría realizar experimentos radiométricos adicionales $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, disminuyendo el margen de los errores analíticos, para precisar la edad de los afloramientos estudiados.

IV ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DEL CAMPO VOLCÁNICO TEQUILA

A) LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS

Con base en los resultados de fechamientos publicados por *Lewis-Kenedi et al.* [2005], se muestrearon coladas de lava cuyas edades se encuentran entre 115 y 1130 ka. Se pudo acceder fácilmente a 24 sitios, donde los afloramientos se encontraban frescos y aparentemente poco alterados.

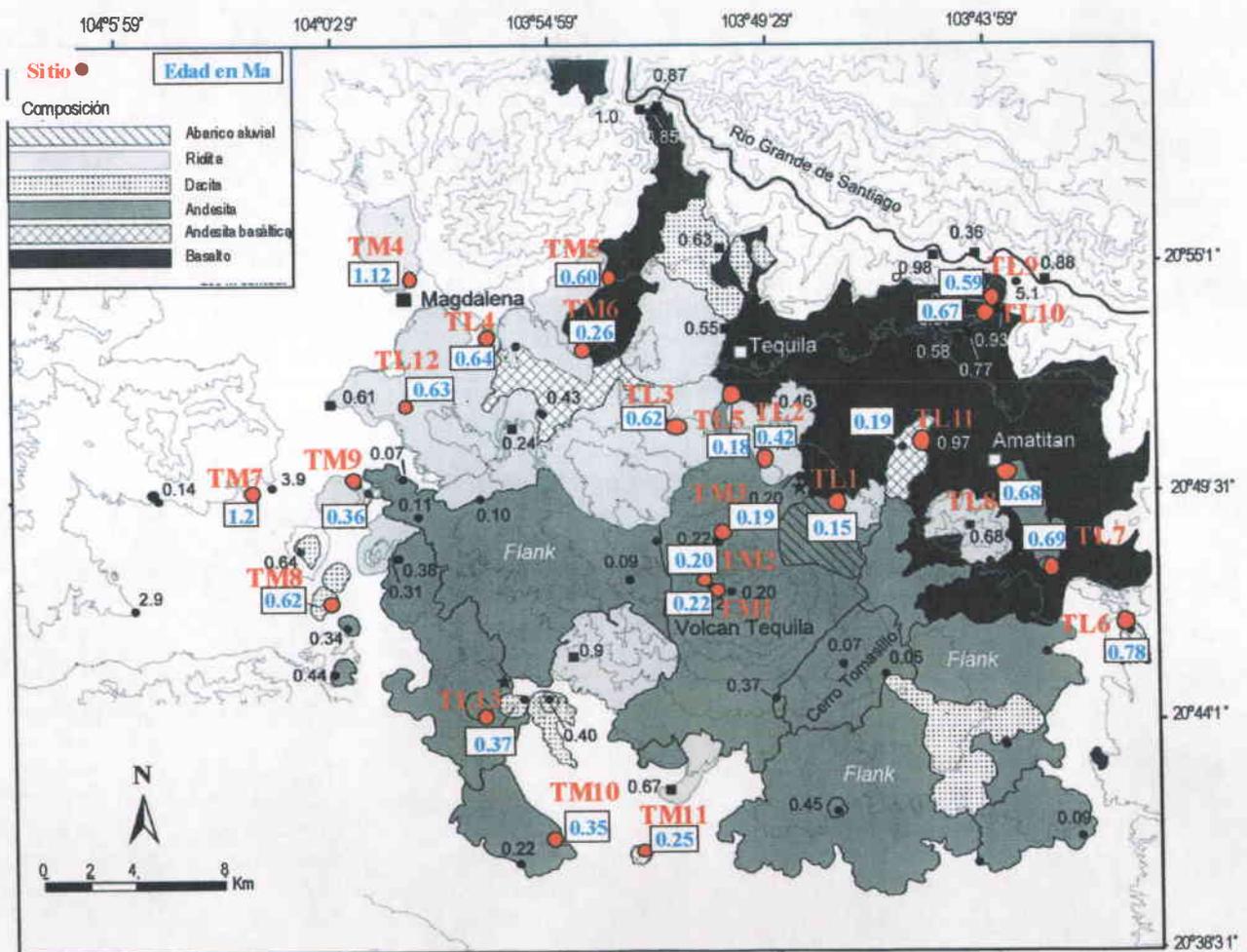


Figura 18. Mapa geológico simplificado del Campo Volcánico Tequila, donde se muestra la localización de los 24 sitios estudiados (círculos y numeración en rojo), con sus respectivas edades en millones de años (numeración en azul). Los puntos y numeración en negro indican los sitios del estudio de *Lewis-Kenedi et al.* [2005]. Los colores negro y grises que rellenan algunas zonas del mapa distinguen los diferentes tipos de lavas de edades inferiores a 1Ma. (Modificado de *Lewis-Kenedi et al.* [2005]).

Diez y ocho de ellos se localizan en el municipio de Tequila, siendo la mayoría flujos de lava andesíticos pertenecientes al edificio principal del Volcán Tequila o a conos andesíticos circundantes

(TL1, TL5, TM3, TM2, TM1, TM9, TL6, TL8 y TL7). Hay también algunos domos y flujos riolíticos (TL12, TM5, TL3, TL12, TL4 y TM4), flujos basálticos de conos de ceniza (TM6 y TL11) y otros que pertenecen al Cañón de Santiago (TL9 y TL10); sus edades fluctúan entre 115 ± 18 y 1121 ± 149 ka. Otros tres sitios están en los municipios de Aqualulco y Teuchitlán, al sur del Volcán Tequila (TM11, TM10 y TL13), con edades entre 343 ± 38 y 374 ± 11 ka. Los dos sitios restantes se encuentran en el municipio Etzatlán, en la parte oeste del campo volcánico (TM8 y TM7), y tienen edades de 619 ± 8 ka y 1130 ± 159 ka respectivamente (Figura 18, Tabla 4).

Tabla 4. Localización de los sitios, edades radiométricas y descripciones litológicas de las unidades volcánicas estudiadas del CVCSP

<i>Sitio y localización</i>	<i>Edad (ka)</i>	<i>Latitud (N)</i>	<i>Longitud (O)</i>	<i>Descripción/Litología</i>
TL1* (TEQ25) <i>Flanco NE del V. Tequila, cerca de Los Sandoval</i>	115 ± 18	20°49.26	103°47.79	Flujo andesítico del V. Tequila
TL5* (TEQ60) <i>Flanco N del V. Tequila, al norte de Chaloaca</i>	178 ± 8	20°51.96	103°50.42	Flujo andesítico del edificio principal del V. tequila
TM3* (TEQ17) <i>Flanco N del V. Tequila, cercano a la cima</i>	191 ± 13	20°48.60	103°50.70	Flujo andesítico del V. Tequila
TM2* (TEQ15) <i>Cima del V. Tequila (parte NE)</i>	196 ± 8	20°47.41	103°51.08	Flujo andesítico del V. Tequila
TM1* (TEQ6) <i>Cima del V. Tequila</i>	216 ± 11	20°47.38	103°50.96	Flujo andesítico del edificio principal del V. Tequila
TM6* (TEQ36) <i>NO del Cerro El Tezontle.</i>	261 ± 11	20°53.03	103°53.96	Flujo basáltico de un cono de ceniza
TM11* (TAL26) <i>Norte de El Milagro</i>	343 ± 38	20°41.10	103°52.79	Flujo basáltico-andesítico
TM10* (TAL25) <i>Oeste de Granjas</i>	354 ± 15	20°41.34	103°55.06	Flujo andesítico periférico al V. Tequila
TM9* (TEQ33) <i>Oeste del Cerro Colorado</i>	362 ± 13	20°49.75	103°59.69	Cono de ceniza basáltico-andesítico
TL13* (TAL8) <i>SE de Chapulimita</i>	374 ± 11	20°44.85	103°55.82	Flujo dacítico

TL2* (TEQ22) <i>Flanco N del V. Tequila, al sur de Chaloaca</i>	416 ± 3	20°50.46	103°49.66	Domo riolítico
TL9* (TEQ12) <i>Entre La Parota y La Quebradora</i>	592 ± 20	20°53.99	103°43.71	Flujo basáltico de la pared sur del cañón de Santiago
TM5* (TEQ45B) <i>Al SE de Santa Teresa</i>	604 ± 3	20°54.76	103°53.44	Domo riolítico
TM8* (ETZ11) <i>Al este del Cerro Los Reyes</i>	619 ± 8	20°47.00	104°00.46	Cono de ceniza dacítico
TL3* (TEQ21A) <i>Flanco NO del V. Tequila, al SE de Chaloaca</i>	622 ± 3	20°51.26	103°51.86	Flujo riolítico
TL6* (TEQ32) <i>Oeste del Cerro Cascahuín, al S del Arenal</i>	625 ± 60	20°46.23	103°40.52	Flujo basáltico-andesítico
TL12* (TEQ35) <i>Al norte de La Joya, NE del Cerro el Copo</i>	632 ± 8	20°51.81	103°58.65	Domo riolítico
TL4* (TEQ18) <i>Al sur Las Navajas. NO del V. Tequila</i>	642 ± 6	20°53.42	103°56.60	Domo riolítico
TL10* (TEQ10) <i>Entre La Parota y La Quebradora</i>	671 ± 13	20°53.88	103°44.18	Flujo basáltico de la pared sur del Cañón de Santiago
TL8* (TEQ38) <i>En el flanco NE del Cerro Amatitán, Amatitán</i>	683 ± 32	20°50.30	103°43.50	Cono andesítico
TL7* (TEQ31) <i>Al SE del Cerro Amatitán, La Soledad</i>	691 ± 26	20°47.68	103°42.43	Cono andesítico
TL11* (TEQ39) <i>Al N del Cerro Amatitán, en Tepecoste</i>	949 ± 68	20°50.85	103°45.45	Cono de ceniza basáltico
TM4* (TEQ29) <i>Al SE de Magdalena</i>	1121 ± 149	20°54.80	103°58.50	Domo riolítico
TM7* (ETZ6) <i>Al SE del Cerro El Suspiro, en La Sidra</i>	1130 ± 159	20°49.60	104°02.60	Flujo basáltico-andesítico

* Los números de sitio corresponden a la numeración asignada en este trabajo; a un lado entre paréntesis están los números de sitio de referencia según el estudio de *Lewis-Kenedi et al.* [2005]. Debajo y en letras itálicas se encuentra el nombre de la localidad más cercana al sitio.

B) MINERALOGÍA MAGNÉTICA

1.- Curvas Termomagnéticas Continuas

Con el objetivo de determinar cuales son los minerales portadores de la magnetización en base a la temperatura de Curie que les caracteriza, se realizó la medición de la susceptibilidad en función de la temperatura en aire (curvas k-T) a una muestra de cada sitio. Para ello se usó un puente de susceptibilidad Bartington, equipado con un horno. El proceso inicia con el calentamiento de la muestra a una tasa de 10°C/min, hasta llegar a ~600°C. Luego se enfría a la misma tasa hasta llegar a 40°, obteniendo así las curvas termomagnéticas de calentamiento y enfriamiento. A partir de ellas se determinó la temperatura de Curie, mediante el método propuesto por *Prévoit et al.* [1983]. En los resultados se detectaron cuatro diferentes tipos de comportamiento (Figura 19, Tabla 5), que se describen a continuación.

- 1) 12 de los 24 sitios (TL2, TL3, TL6, TL7, TL8, TL9, TL10, TM4, TM5, TM7, TM8, y TM11) presentan una sola fase magnética/ferrimagnética simple, compatible con titanomagnetita relativamente pobre en Ti (temperatura de Curie entre los 473 y 574°C) (Figura 19, muestra T067).
- 2) En un solo sitio, TM3, el principal portador magnético parece ser titanomagnetita rica en Ti, ya que su punto de Curie es cercano a los 240°C (Figura 19, muestra T521).
- 3) En cinco sitios (TL5, TL13, TM2, TM6 y TM9) se detectaron dos fases termomagnéticas distintas, tanto en el calentamiento como en el enfriamiento. Durante el calentamiento, los puntos de Curie menores están entre 180 y 326°C, y los mayores entre 494 y 540°C. Esto indica la coexistencia de titanomagnetitas tanto pobres como ricas en Ti (Figura 19, muestra T099).
- 4) Los sitios TL1, TL4, TL12, TM1 y TM10 tienen dos fases termomagnéticas distintas durante el calentamiento (Figura 19, muestras T001 y T589). El punto de Curie más bajo está entre 236 y 402°C, mientras que el mayor está en el rango entre 472 y 570°C. Durante el enfriamiento se observa una sola fase termomagnética con temperatura de Curie entre 500 y 570°C, es decir, cercana a la de la magnetita. Este tipo de curvas k-T irreversibles pueden explicarse mediante la posible transformación de titanomaghemita en titanomagnetita durante el calentamiento [*Readman y O'Reilly*, 1972; *Özdemir*, 1987]. Los estudios experimentales y teóricos [e. g. *Heider y Dunlop*, 1987; *Nishitani y Kono*, 1989; *Goguitchaichvili et al.*, 1999a] muestran que la remagnetización química para la maghemitización,

registra las mismas direcciones que la magnetización original MTR (magnetización termorremanente).

Por lo tanto, las paleodirecciones no resultan afectadas por esta alteración.

Finalmente, no se obtuvo una curva adecuada para la muestra T088 (sitio TL11), debido a la baja señal inicial de la susceptibilidad magnética (Figura 19).

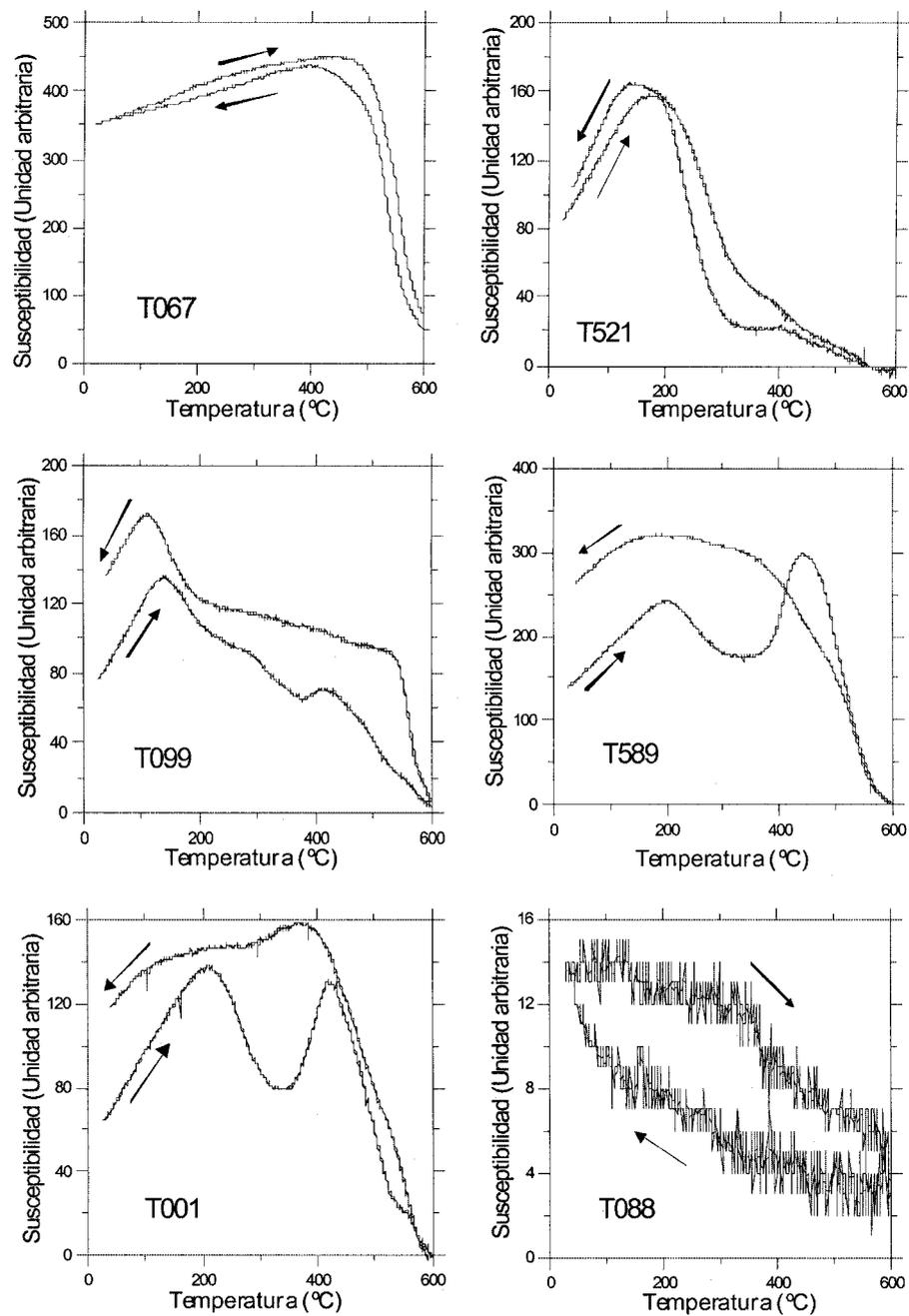


Figura 19. Curvas de susceptibilidad magnética contra temperatura (en aire), de muestras representativas de los cuatro tipos de comportamiento observados. Las flechas indican las curvas de calentamiento y de enfriamiento.

2.- Experimentos de Histéresis

Se llevó a cabo el experimento del ciclo de histéresis a temperatura ambiente en un espécimen de cada uno de los flujos estudiados. Para ello se utilizó un Micromag AGFM, con campos máximos de 1.2 Teslas. Estas mediciones ayudan a determinar el estado de dominio magnético de las muestras, cuyo peso fue variable entre 13 y 35 mg. Se calcularon la magnetización de saturación M_s , la saturación de la remanencia M_{rs} y la coercitividad H_c , con una corrección por la contribución paramagnética (Tabla 5).

Posteriormente, aplicando campos progresivamente crecientes en direcciones opuestas a las de la saturación (Magnetización Remanente Isotermal, MRI), se determinó la coercitividad de la remanencia (H_{cr}) (Tabla 5). Algunas curvas típicas de histéresis se muestran en la Figura 20.

Cerca del origen, en 23 sitios no se detectaron comportamientos de 'cintura de avispa', ni los conocidos como 'potbellied' [Tauxe et al., 1996]. Es probable que esto refleje que hay rangos muy restringidos de coercitividades de minerales magnéticos (Figura 20, muestras T001 y T035).

La única excepción ocurrió en el sitio TL11 (Figura 20, muestra T084), donde la curva de histéresis tiene una forma clara de 'cintura de avispa'. Este comportamiento podría indicar la presencia de fases ferrimagnéticas con diferentes coercitividades, aunque es más probable que su origen esté en la presencia dominante de granos con dominio simple y superparamagnéticos [Gogutchichvili y Prévot, 2000]. Otra posibilidad es que se deba a la mezcla de magnetita y hematita, dado que no se alcanzó la saturación de la remanencia isotermal al aplicar un campo de aproximadamente 1 Tesla.

A juzgar por los valores de sus parámetros de histéresis, todas las muestras, exceptuando la del sitio TL11, parecen contener granos 'pequeños' con dominio pseudo-sencillo [Day, 1977; Dunlop et al., 2002] (Figura 21). Es importante hacer notar que si también existiera alguna fracción superparamagnética en estas muestras, la fuerza coercitiva medida y la magnetización de saturación serían de alguna forma menores o mayores respectivamente, que aquellas de las fracciones ferrimagnéticas solas.

Las curvas correspondientes a la adquisición de remanencia isotermal (MRI) se hallaron muy similares en todas las muestras (Figura 20, lado derecho). La saturación se alcanzó en campos moderados del orden de 100-200 mT, lo cual apunta a que algunas espinelas son portadoras de la remanencia.

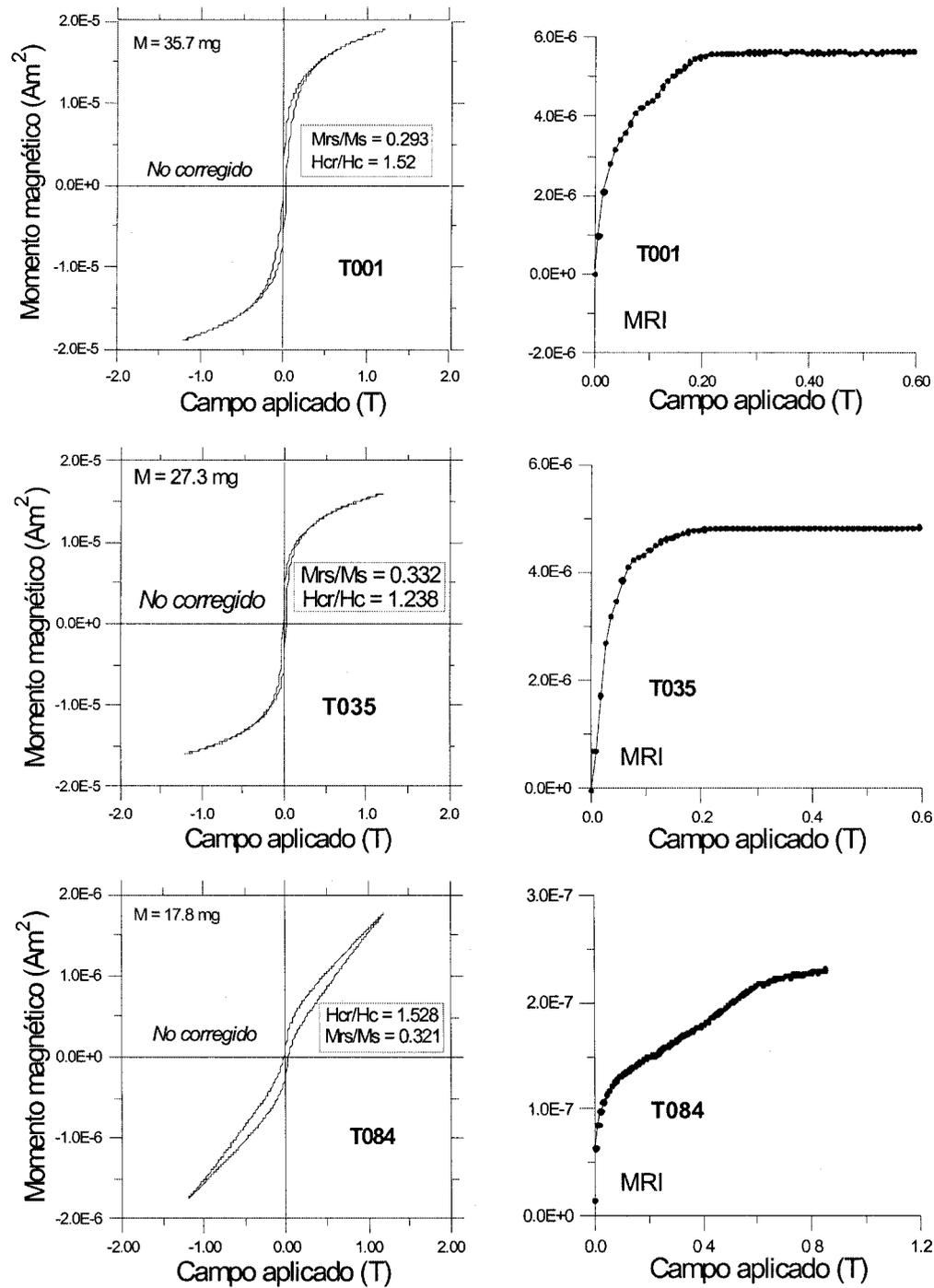


Figura 20. Ejemplos de ciclos de histéresis característicos (no corregidos) y de curvas de adquisición de la magnetización remanente isoterma (MRI) asociadas.

Tabla 5. Resultados obtenidos de los experimentos de histéresis y de la medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, y su interpretación en términos de los minerales magnéticos estimados.

Sitio	Muestras histéresis* y susc. vs T	Hc (mT)	M _{RS} (μAm ²)	M _S (μAm ²)	M _{RS} /M _S	H _{CR} (mT)	H _{CR} /Hc	Masa (mg)	Temperatura de Curie					Material magnético estimado
									Calentamiento			Enfriamiento		
									T _{C1}	T _{C2}	T _{C3}	T _{C1}	T _{C2}	
TL1	T001*	16.5	4.22	14.4	0.29	25.08	1.52	35.7	260	472	575	500		Titanomaghemita
TL2	T016*	13.5	0.489	3.65	0.13	28.69	1.53	20.4	526			530		Titanomagnetita pobre en Ti
TL3	T019* T020	9.80	0.907	7.99	0.11	27.78	2.83	28.8	574			570		Titanomagnetita pobre en Ti
TL4	T034* T029	21.5	3.94	21.8	0.18	42.23	0.51	34.1	402	570		571		Titanomaghemita
TL5	T035* T039	16.2	3.94	11.9	0.33	20.05	1.24	27.3	270	494		342	548	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
TL6	T043*	25.3	0.400	1.06	0.38	38.66	1.53	14.1	473			542		Titanomagnetita pobre en Ti. (Baja señal magnética)
TL7	T056*	9.26	5.09	45.8	0.11	16.62	1.79	24.8	558			560		Titanomagnetita pobre en Ti
TL8	T059* T060	5.96	1.77	18.9	0.09	10.96	1.84	13.5	520			512		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
TL9	T072* T067	16.9	7.92	35.7	0.22	28.54	1.68	20.7	544			532		Titanomagnetita pobre en Ti
TL10	T074* T081	8.71	4.54	45.7	0.09	18.35	2.11	20.6	516			436		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
TL11	T084* T088	33.2	0.170	0.530	0.32	423.97	12.77	17.8						No determinado por baja señal magnética
TL12	T094* T097	6.61	0.408	5.10	0.08	18.71	2.83	32.2	390	550		542		Titanomaghemita
TL13	T100* T099	15.9	3.16	10.2	0.31	23.53	1.48	26.1	326	494		154	562	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
TM1	T506* T500	15.5	1.4	6.15	0.23	24.80	1.60	30.3	236	500		538		Titanomaghemita
TM2	T518* T513	10.1	2.48	17.8	0.14	17.99	1.78	33.4	246	512		272	550	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
TM3	T520* T521	18.5	1.21	5.52	0.22	40.14	2.17	14.5	236			262		Titanomagnetita rica en Ti
TM4	T533*	11.6	0.985	8.92	0.11	30.24	2.61	34.5	568			572		Titanomagnetita pobre en Ti
TM5	T543* T540	20.2	1.76	8.09	0.22	36.82	1.82	25.2	550			552		Titanomagnetita pobre en Ti
TM6	T547*	13.8	3.5	15.3	0.23	24.87	1.80	24.8	180	540		170	554	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
TM7	T557* T561	8.66	1.99	16.6	0.12	21.08	2.43	28.8	550			530		Titanomagnetita pobre en Ti
TM8	T568* T567	13.0	3.19	18.2	0.18	24.04	1.85	27.4	544			564		Titanomagnetita pobre en Ti
TM9	T577* T581	7.50	2.26	19.9	0.11	15.80	2.11	28.5	224	500		230	504	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
TM10	T591* T589	14.8	2.41	8.37	0.2	19.94	1.35	21.5	248	512		506		Titanomaghemita
TM11	T602* T596	23.8	5.13	14.9	0.34	37.91	1.59	22.0	530			536		Titanomagnetita pobre en Ti

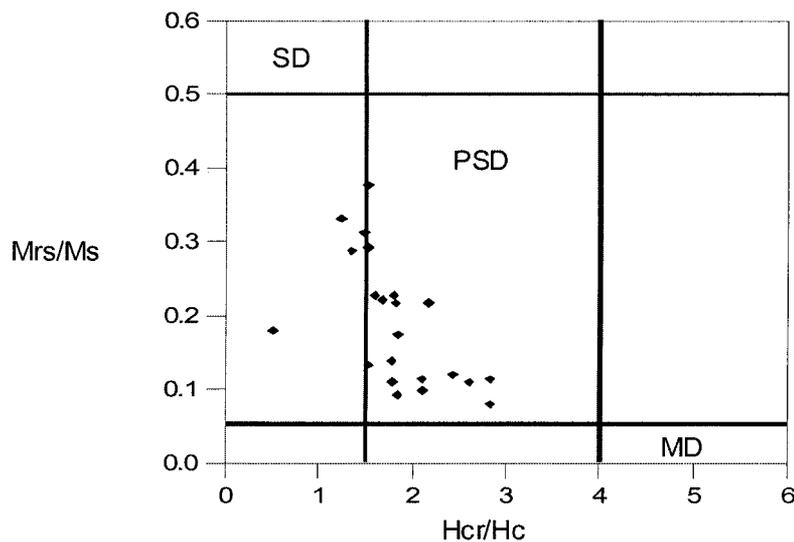


Figura 21. Diagrama de Day (Hcr/Hc vs Mrs/Ms) mostrando el dominio (sencillo SD, pseudo-sencillo PSD o multidominio MD) al que pertenecen las muestras estudiadas.

C) PROPIEDADES DE LA REMANENCIA Y PALEODIRECCIONES

Antes de iniciar los tratamientos magnéticos, se colocaron las muestras en un campo nulo, donde permanecieron durante 15 días. El objetivo era reducir la magnetización viscosa. Posteriormente se midieron las magnetizaciones remanentes naturales MRN, a entre siete y doce muestras de cada flujo de lava. Para ello se usó el magnetómetro de giro JR-6 (AGICO LtD, con sensibilidad nominal $\sim 10^{-9}$ Am²) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Luego se realizó la desmagnetización mediante uno de los siguientes métodos: campos alternos (CA, usando un desmagnetizador Molspin AF), o desmagnetización térmica progresiva (con un horno ASC). Las temperaturas máximas alcanzadas estuvieron entre 575 y 610°C. Después de cada paso de calentamiento se midió la susceptibilidad a temperatura ambiente con un susceptibilímetro Bartington.

En la mayoría de las unidades estudiadas se reconocieron al menos dos componentes de magnetización, siendo en muchos casos la secundaria más fuerte que la primaria (Figura 22). En general, las componentes de la Magnetización Remanente Característica (MRC) fueron aisladas exitosamente luego de aplicar 400°C (Figura 22, muestra 04T034A) o CA máximos de 50 mT (Figura 22, muestras 04T537B, 04T567A y 04T595A), aunque los tratamientos con CA probaron ser los más eficientes.

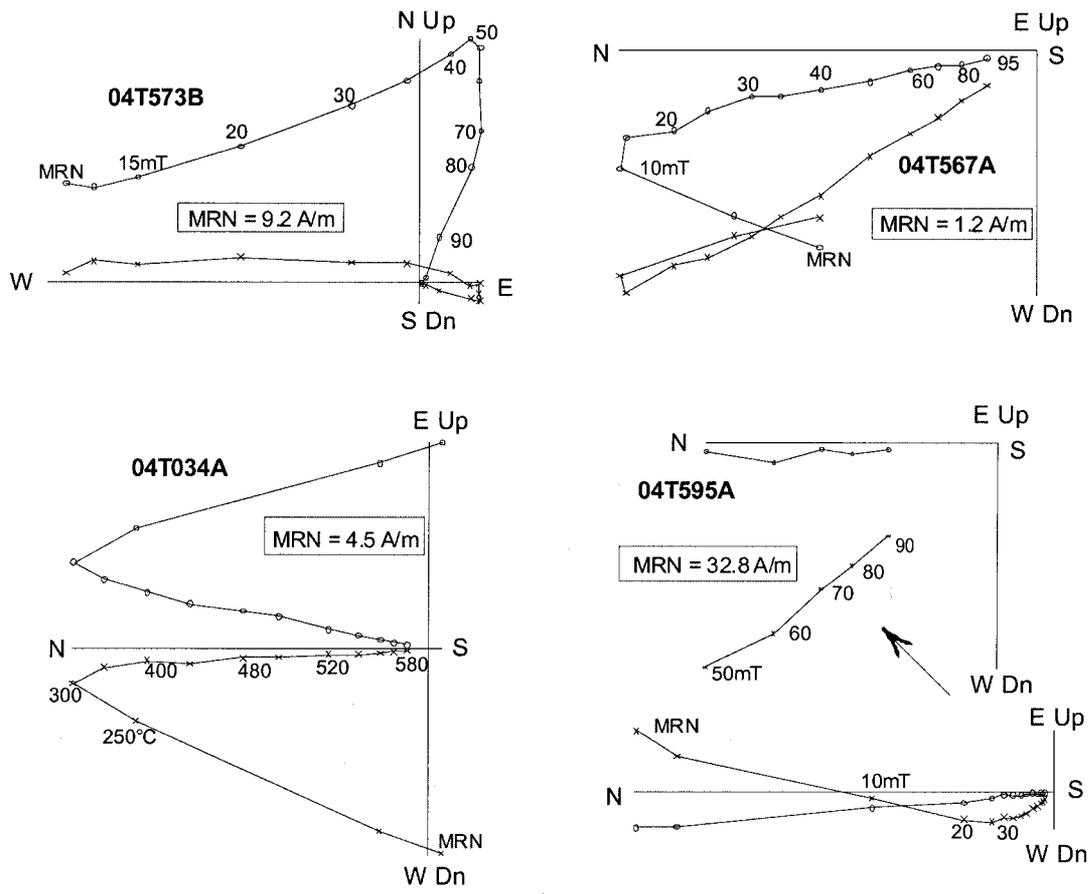


Figura 22. Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld) de la desmagnetización de muestras representativas con dos o más componentes de magnetización (coordenadas estratigráficas). Los números indican las temperaturas en °C o los campos alternos aplicados en mT. Los círculos corresponden a proyecciones en el plano horizontal; las cruces a proyecciones en el plano vertical.

Las causas de las componentes secundarias en la mayoría de los casos parecen ser los relámpagos, a juzgar por la intensidad relativamente alta de la MRN y la gran dispersión dentro del sitio. En los demás sitios, las componentes secundarias más pequeñas, quizá de origen viscoso, fueron removidas fácilmente, aplicando 200°C o 10 mT aproximadamente. Algunos ejemplos representativos están en la Figura 23, donde las muestras 04T022A, 04T086A y 04T079A fueron desmagnetizadas con el método térmico, y la muestra 04T541A mediante CA. Cuando se usó el método térmico, la mayor parte de la magnetización remanente de casi todos los sitios fue removida con temperaturas entre 520 y 580°C, lo cual indica, una vez más, que los minerales responsables de la magnetización son titanomagnetitas pobres en Ti.

En al caso de la desmagnetización aplicando CA, los campos destructivos medios estuvieron en un rango de 20 a 50 mT. Esto sugiere que los granos con dominio pseudo-sencillo son los portadores de la magnetización remanente [e. g. Dunlop y Özdemir, 1997].

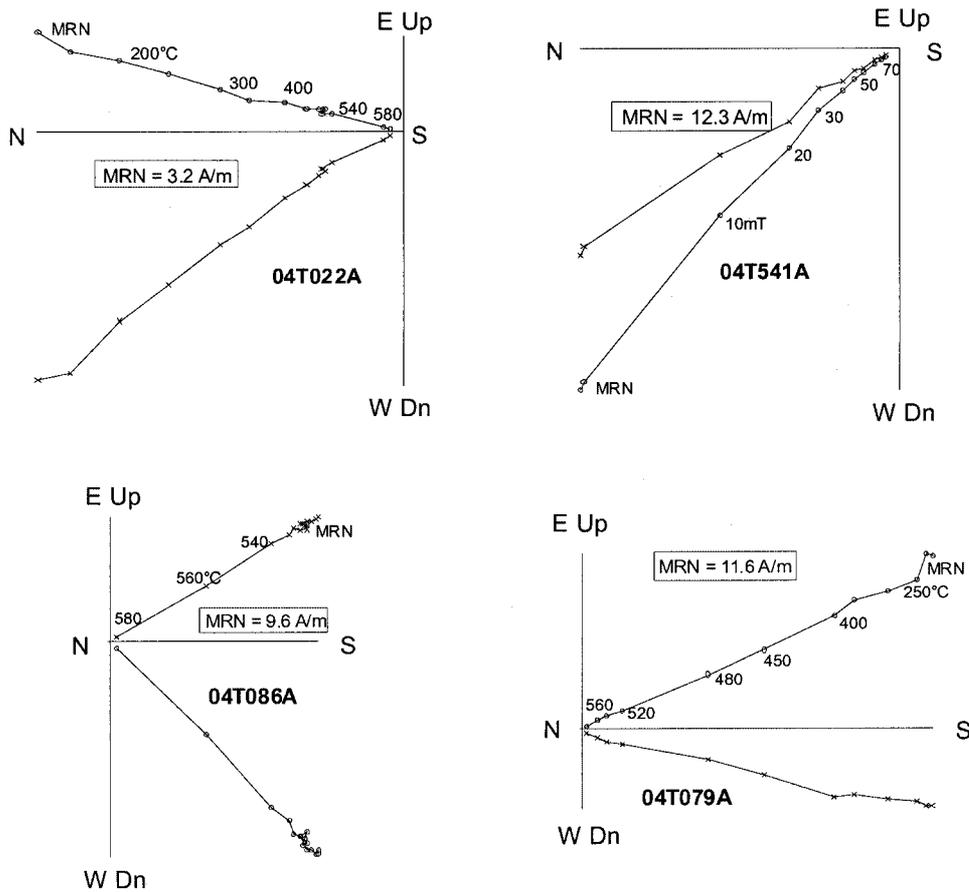


Figura 23. Proyección ortogonal (diagrama de Zijderveld) de la desmagnetización de muestras representativas con una componente de magnetización (coordenadas estratigráficas). Los números indican las temperaturas en °C o los campos alternos aplicados en mT. Los círculos corresponden a proyecciones en el plano horizontal; las cruces a proyecciones en el plano vertical.

Graficando las direcciones de la MRN en una proyección de igual área, se aprecia una gran dispersión. Cuando se proyectan las direcciones con desmagnetización hasta 40 mT, la dispersión de la MRN se ve drásticamente reducida y es cercana a la dirección de la MRC (Figura 24).

Para conocer la dirección de la MRC se usó el método de mínimos cuadrados [Kirschvink, 1980], tomando entre 4 y 10 puntos para el análisis de la componente principal (Tabla 6). Se promediaron las direcciones obtenidas por unidad y se calcularon los parámetros estadísticos asumiendo una distribución Fisheriana. Las direcciones de las unidades promedio que se determinaron con mayor precisión pertenecen a 20 de los sitios (Tabla 6), ya que sus valores de α_{95} son menores a 15° , e incluso en la gran mayoría de los casos son menores a 10° . De los otros cuatro sitios, en tres no se pudo aislar una componente de magnetización característica (TL13, TL6 y TL8), y en el sitio TL9 fue posible en una sola muestra, por lo que no se hizo el análisis estadístico (Tabla 6).

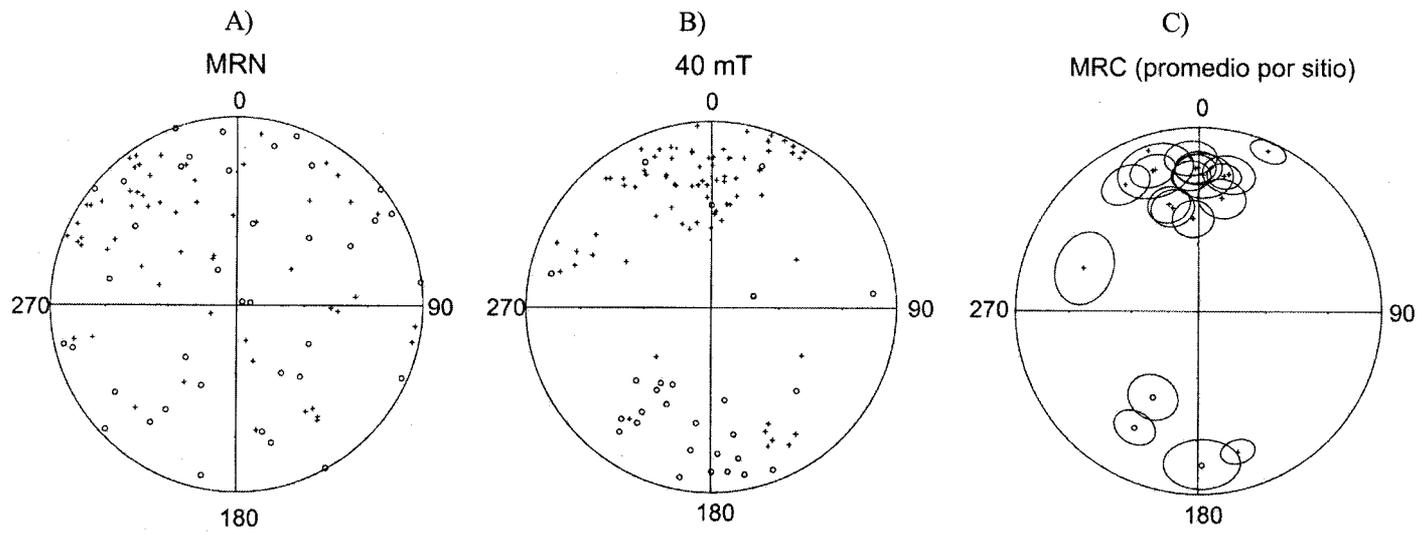


Figura 24. Proyección igual-área de las direcciones de magnetización. A) Direcciones de la Magnetización Remanente Natural (MRN). B) Direcciones de la Magnetización con desmagnetización hasta 40 mT. C) Direcciones de la Magnetización Remanente Característica (MRC) promediada por sitio.

Tabla 6. Paleodirecciones de la Magnetización Remanente Característica de los 24 sitios estudiados y las posiciones de su Polo Geomagnético Virtual correspondiente.

<i>Sitio</i>	<i>Edad (ka)</i>	<i>n/N</i>	<i>Inc (°)</i>	<i>Dec (°)</i>	α_{95} (°)	<i>k</i>	δ_D (°)	<i>Plat (°)</i>	<i>Plong (°)</i>	<i>Pol</i>
TL1	150 ± 18	6/8	23.3	358.5	7.7	78	6.33	81.5	86.5	N
TL5	178 ± 8	3/7	22.9	359.7	8.8	56	6.71	81.4	78.5	N
TM3	191 ± 13	6/8	26.1	10.5	6.5	128	10.6	77.9	16.7	N
TM2	196 ± 8	5/8	41.5	345.6	8.9	61	16.2	76.2	183.4	N
TM1	216 ± 11	6/9	24.7	12.3	9.9	45	12.6	76.0	17.1	N
TM6	261 ± 11	5/7	37.3	11.5	9.6	64	12.8	79.2	342.7	N
TM11	343 ± 38	6/8	48.1	356.4	8.7	63	18.6	80.7	236.6	N
TM10	354 ± 5	3/7	33.3	290.5	14.5	23	57.6	24.9	177.7	I
TM9	362 ± 13	9/12	5.8	23.3	6.2	222	32.9	61.3	21.1	I
TL13	374 ± 11	0/8	-	-	-	-	-	-	-	X
TL2	416 ± 3	6/9	20.5	341.6	8.5	63	18.3	69.7	140.0	N
TL9	592 ± 20	1/8	9.2	342.3	-	-	25.8	66.6	126.2	N?
TM5	604 ± 3	7/9	24.3	339.7	9.4	84	18.2	69.1	147.6	N
TM8	619 ± 8	6/7	26.9	356.5	7.6	79	3.6	82.9	104.7	N
TL3	622 ± 3	7/9	17.5	356.7	9.5	82	12.3	78.0	92.4	N
TL6	625 ± 60	0/8	-	-	-	-	-	-	-	X
TL12	632 ± 8	4/8	20.5	342.6	14.2	33	17.6	70.5	138.3	N
TL4	642 ± 6	5/8	26.8	1.6	11.5	53	3.8	83.5	62.7	N
TL10	671 ± 13	8/8	21.4	164.1	6.4	107	53.1	-54.7	284.3	I
TL8	683 ± 32	0/8	-	-	-	-	-	-	-	X
TL7	691 ± 26	6/8	39.4	344.1	8.7	52	15.8	75.1	176.7	N
TL11	949 ± 68	8/8	-28.2	208.6	8.3	122	25.7	-62.2	173.3	R
TM4	1121 ± 149	5/9	-45.7	207.7	10.6	65	27.5	-63.9	146.4	R
TM7	1130 ± 159	4/8	-16.9	178.6	13.8	80	12.7	-78.1	262.7	R

* Abreviaturas y símbolos. N: número de especímenes tratados; n: número de especímenes utilizados para los cálculos; Inc: inclinación; Dec: declinación; α_{95} : radio del 95% del cono de confianza de la estadística de Fisher; k: parámetro de precisión; δ_D : desviación estándar angular del PGV; Plat/Plong: latitud/longitud de la posición del PGV; Pol: polaridad magnética (N: normal; R: inversa; I: intermedia, X: indeterminada).

D) RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las direcciones paleomagnéticas características determinadas en este estudio se consideran de origen primario. Lo anterior está apoyado en la observación de polaridades normales e inversas. Además, las curvas termomagnéticas muestran que la remanencia es portada en la mayoría de los casos por titanomagnetitas pobres en Ti, como resultado de la oxidación de la titanomagnetita original durante el enfriamiento inicial del flujo. Es probable que esto indique un origen termorremanente de la magnetización primaria. Los análisis termomagnéticos revelan que algunas muestras parecen contener titanomaghemitas, por lo que es posible que porten una magnetización remanente química. Sin embargo, los estudios tanto experimentales como teóricos [e. g. *Heider y Dunlop*, 1987; *Özdemir y Dunlop*, 1989; *Nishitani y Kono*, 1989] muestran que la remagnetización química debido a la maghemitización tiene la misma dirección que la magnetización termorremanente original. Por consiguiente, no es muy probable que las paleodirecciones hayan sido afectadas por la alteración, y pueden ser usadas para aplicaciones tectónicas y de magnetoestratigrafía. Por otra parte, el espectro de distribución de las temperaturas de bloqueo y la coercitividad relativamente alta, apuntan a que los responsables de la magnetización remanente son granos 'pequeños' con estructura magnética de pseudo-dominio sencillo.

Para calcular la paleodirección media del CVT, fueron descartados los sitios para los que no se aisló exitosamente su componente de magnetización característica (TL13, TL6, TL8) así como el sitio TL9, representado por una sola muestra. Tampoco se tomaron en cuenta las unidades con polaridad (aparentemente) transicional: TM10, TM9 y TL10. La paleodirección media obtenida tiene una $Inc = 29.6^\circ$, $Dec = 359.2^\circ$ y parámetros de dispersión $k = 26$, $\alpha_{95} = 7.1^\circ$ y $N = 17$ (Figura 25). Ésta corresponde a la posición media del polo paleomagnético con $Plat = 84.3^\circ$, $k = 27.5$ y $\alpha_{95} = 6.9^\circ$.

Las direcciones anteriores son prácticamente indistinguibles de las paleodirecciones esperadas para el Plio-Cuaternario ($Inc = 33.4^\circ$ y $Dec = 355^\circ$), obtenidas a partir de los polos de referencia de la curva de deriva polar de América del Norte [*Besse y Curtilot*, 1991 y 2002] y concuerdan con direcciones previamente reportadas de la FVM [e. g. *Alva-Valdivia et al.*, 2001; *Morales et al.*, 2001]. Por lo tanto, se infiere que no ocurrió una gran deformación tectónica en el área de estudio desde el Plioceno Tardío-Pleistoceno hasta el presente, y los datos obtenidos podrían usarse en estudios de variación paleosecular (VPS).

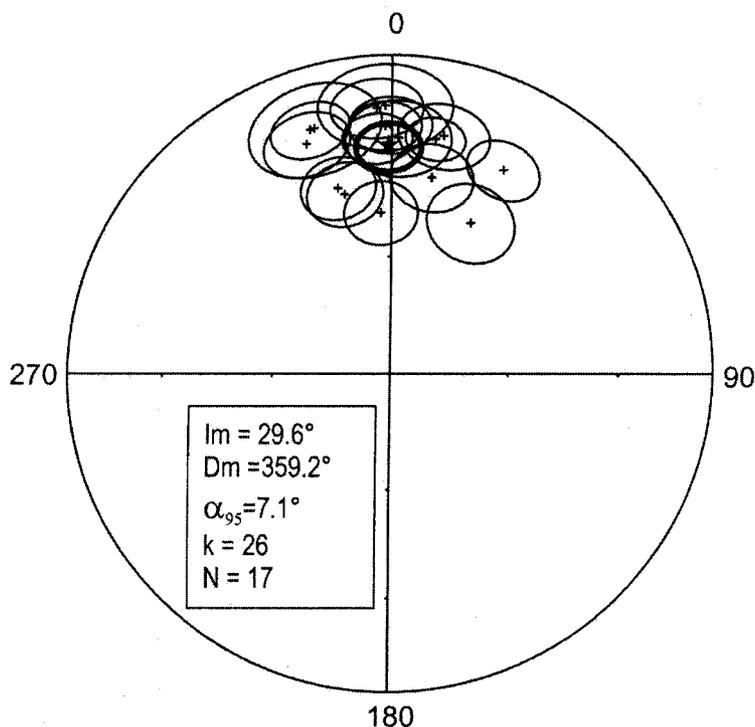


Figura 25. Paleodirecciones medias por sitio (círculos con líneas delgadas) y paleodirección media del Campo Volcánico Tequila (círculo con línea gruesa).

Una forma simple de estimar la VPS es calculando la desviación estándar angular (DEA) del polo geomagnético virtual para una localidad dada [McFadden *et al.*, 1991]. En este trabajo se usó la fórmula clásica propuesta por Cox [1968]: $S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / n$, donde la dispersión angular total es $S_T = \left[(1/N - 1) \sum_{i=1}^N \delta_i^2 \right]^{1/2}$ [Cox, 1969], N es el número de sitios usados en el cálculo, δ_i la distancia angular del i -ésimo polo geomagnético virtual al dipolo axial, S_W es la dispersión interna del sitio y n el número promedio de muestras por sitio. Usando los datos obtenidos, se encontró $S_F = 15.4$, con límite superior $S_U = 19.9$ y límite inferior $S_L = 12.5$. Por lo tanto, la dispersión del PGV es consistente con el valor predicho por el modelo de la variación dependiente de la latitud de McFadden *et al.* [1988, 1991] para los últimos 5 Ma.

En la Figura 26 se muestran la declinación paleomagnética, inclinación y paleolatitud del Polo Geomagnético Virtual del CVT contra su posición estratigráfica. Los sitios más viejos analizados (TM7, TM4 y TL11), resultaron con polaridad de magnetización inversa, como se espera de las unidades que pertenecen al cron Matuyama (Figuras 26 y 27).

La característica interesante del registro está en el flujo de lava TL10, con fechamiento de 671 ± 13 ka, para el cual resultaron direcciones transicionales claramente definidas.

La elección del ángulo de corte, el cual separa los regímenes intermedio y de variación secular es todavía objeto de debate, en virtud de la complejidad del registro paleomagnético del CVT. En este estudio se consideró formalmente la combinación de dos parámetros: las paleodirecciones se toman como intermedias si la latitud del PGV es menor a 60° o si la distancia angular desde las direcciones medias excede a 30° . Por lo tanto, al flujo TL10 se le asignó una la polaridad intermedia, la cual podría corresponder a la excursión Delta, observada ya en otros lugares del mundo. Este evento fue reportado por primera vez a partir de unos núcleos de sedimentos de Calabria [Creer et al., 1980], basándose en valores menores en la inclinación. Champion [1988] lo fechó en 630-640 ka, ubicando la frontera Brunhes/Matuyama en 730 ka.

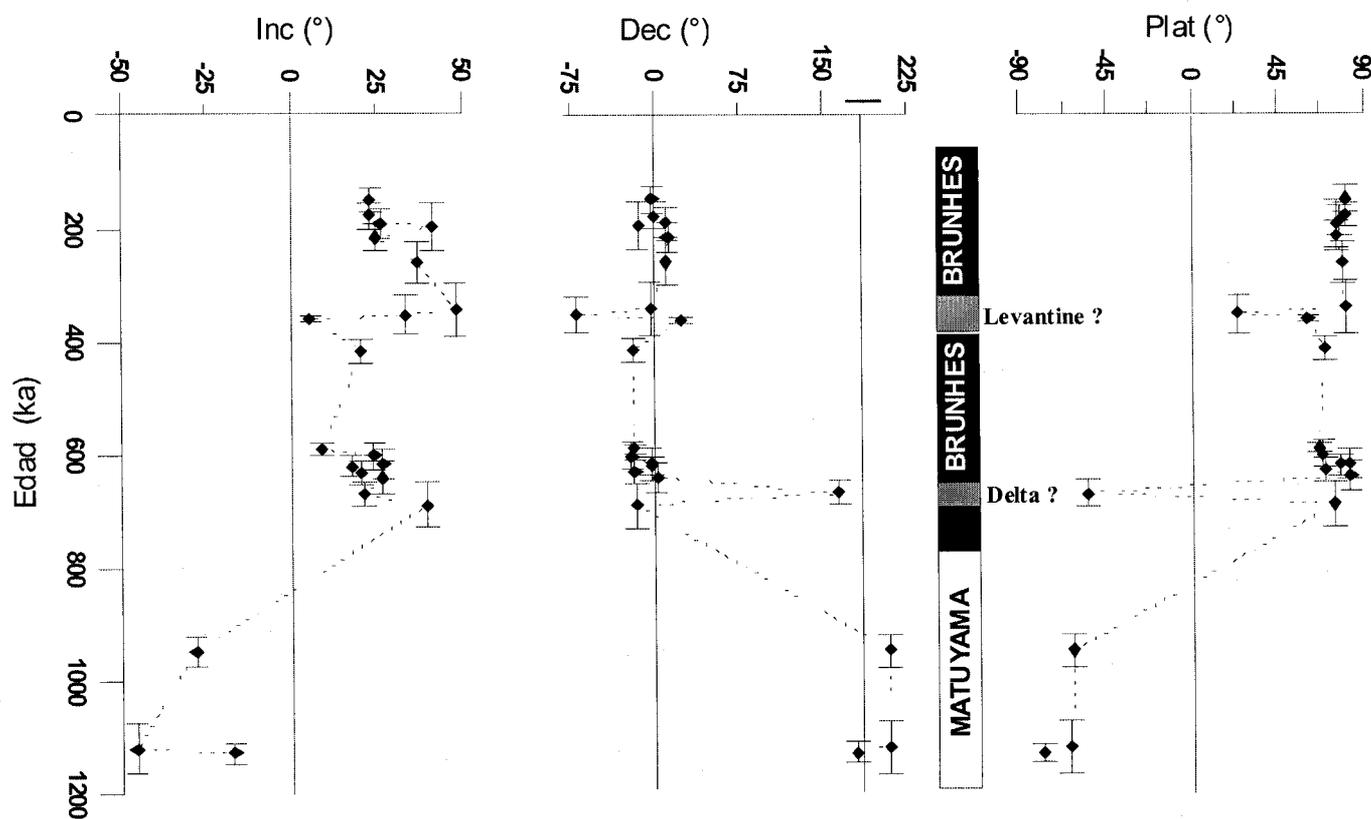


Figura 26. Curvas de variación de la declinación paleomagnética, inclinación y paleolatitud del Polo Geomagnético Virtual del CVT en función de la edad, según las direcciones obtenidas en cada uno de los sitios estudiados. Las barras de error indican el parámetro α_{95} de cada sitio.

Las investigaciones más recientes [Biswas *et al.*, 1999] colocan al evento Delta en alrededor de 690 ka. Carcaillet *et al.* [2004] encontraron tres momentos virtuales dipolares mínimos entre 750 y 500 ka, e identificaron a los más viejos, de ~700 ka, como pertenecientes a la excursión Delta. Cabe mencionar que este resultado un tanto preliminar debe confirmarse con otros fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, tanto más numerosos como precisos.

De los resultados obtenidos en este trabajo, todas las unidades con fechamientos dentro del cron Brunhes están normalmente magnetizadas (Figuras 26 y 27), exceptuando los flujos TM9 y TM10 (362 ± 13 y 354 ± 5 ka respectivamente), a quienes consideramos portadores de paleodirecciones intermedias (para TM9, $\text{Plat} = 61.3^\circ$ y $\delta_D = 32.9^\circ$; para TM10, $\text{Plat} = 24.9^\circ$ y $\delta_D = 57.6^\circ$). Sin embargo, se observa que las direcciones del sitio TM10 están pobremente constreñidas y muestran una dispersión relativamente alta (Tabla 6). La estadística sólo se basa en tres muestras repartidas a lo largo y ancho del flujo. Lamentablemente no se pudieron aislar exitosamente las direcciones características para las cuatro muestras restantes, debido a un comportamiento inestable de las magnetizaciones remanentes naturales ante los tratamientos térmicos y de campos alternos aplicados.

La Escala de Tiempo de Inestabilidades Geomagnéticas (GITS), (propuesta por Singer *et al.*, [2002]) que describe la geocronología de las excursiones (ver también Knudsen *et al.*, [2003]), muestra evidencias de 14 excursiones geomagnéticas en el cron Brunhes. Sin embargo, sólo cinco de estos eventos, Laschamps, Blake, Jamaica, Calabrian Ridge y Big lost están documentados por estudios paleomagnéticos y geocronológicos de alta resolución usando rocas volcánicas. Los eventos restantes fueron obtenidos a partir de registros sedimentarios y por lo tanto deben considerarse como confiables. La excursión Levantine, ocurrida en ~360 ka [Singer *et al.*, 2002] está particularmente pobremente definida [Ryan, 1972].

Torii *et al.* [1974] encontraron direcciones completamente inversas en la ceniza de Kasuri del grupo Osaka -la apatita en la ceniza dio la edad de 370-380 ka-, lo que concuerda con la edad estimada para el evento Biwa III [Yaskawa *et al.*, 1974]. Por otro lado, Champion *et al.* [1988] sugirieron que las declinaciones anómalas vistas en Summer Lake por Negrini *et al.* [1988], justo sobre el depósito de ceniza fechado en 360-370 ka, podría también corresponder a la excursión Levantine. Los datos del

presente estudio dan algunas nuevas evidencias de la confiabilidad de este evento. Sin embargo, se necesitan muchas más aportaciones de otras partes del mundo para hacer conclusiones más firmes.

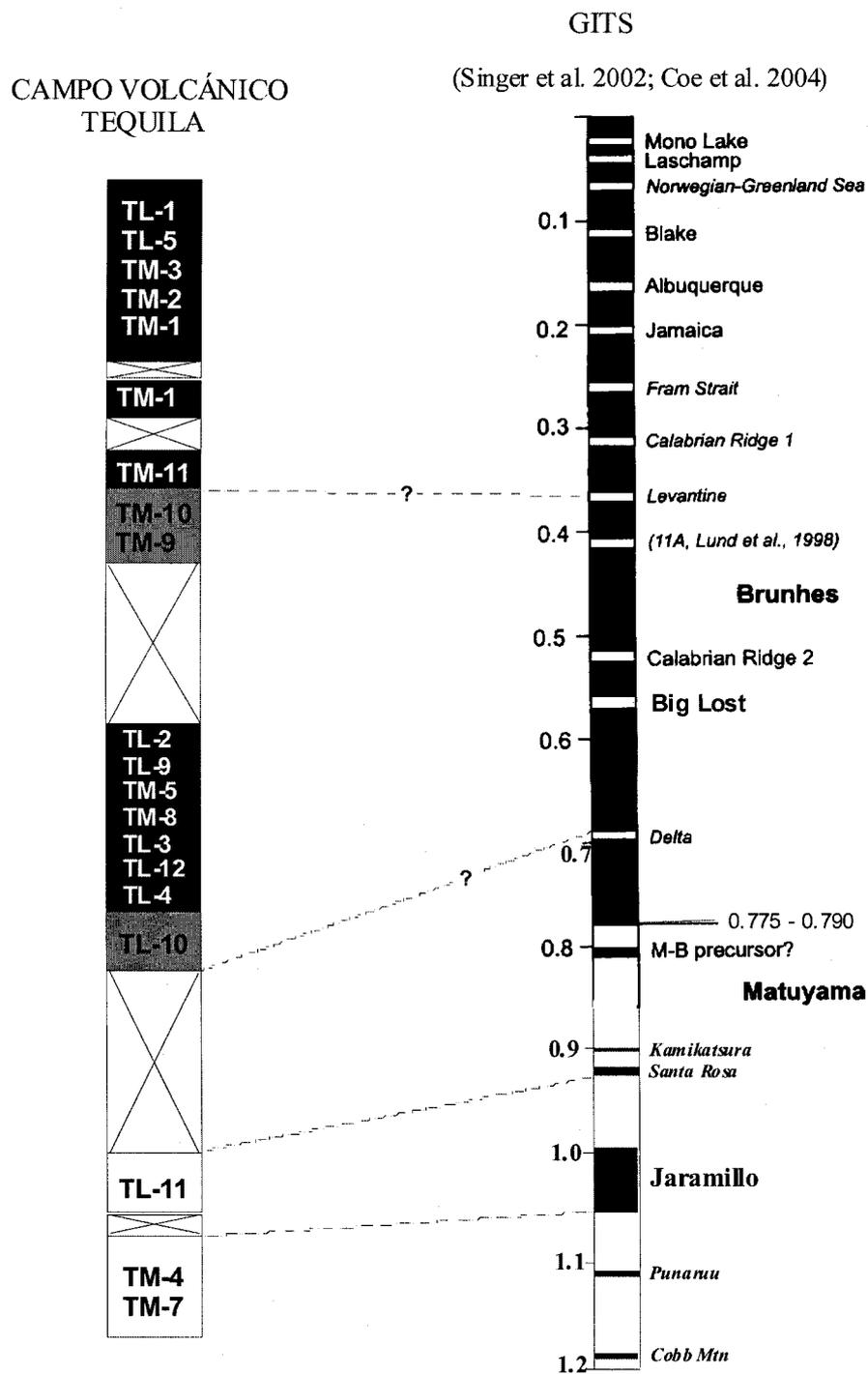


Figura 27. Correlación magnetoestratigráfica tentativa entre las formaciones volcánicas del CVT y la Escala de Referencia de Inestabilidades Geomagnéticas (GITS) (Singer et al., [2002] y Coe et al., [2004]).

V CONCLUSIONES GENERALES

El estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas sobre los campos volcánicos Ceboruco-San Pedro y Tequila, pertenecientes a la FVM, ha aportado información sobre mineralogía magnética, tectónica de la región y variación secular. Además, ha sido posible realizar una interpretación magnetoestratigráfica y correlacionar con los eventos reportados en la Escala Temporal de Inestabilidades Geomagnéticas (GITS). Las edades de los flujos de lava del CVCSP están entre 819 y 2 ka, mientras que las del CVT se encuentran entre 115 y 1130 ka, según los estudios de *Frey et al.* [2004] y *Lewis-Kenedi et al.* [2005], respectivamente.

Las mediciones de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, los experimentos de histéresis y de la MRI, confirman en la mayoría de las lavas estudiadas de ambos campos volcánicos, la presencia de una fase ferrimagnética única. Su temperatura de Curie es cercana a los 500°C, compatible con la de las titanomagnetitas pobres en Ti. La remanencia es portada principalmente por granos con dominio pseudosencillo, indicando la probable mezcla de granos multidominio y de una cantidad significativa de granos monodominio. En algunas muestras hay presencia de titanomaghemitas, aunque esto no influye negativamente para poder determinar la dirección de la magnetización termorremanente. En un solo sitio del CVCSP se detectaron titanohematitas.

Se calcularon las paleodirecciones medias, obteniendo para el CVCSP, $Inc = 42.5^\circ$, $Dec = 359.7^\circ$, $k = 21$, $\alpha_{95} = 9.3^\circ$ y $N = 13$. El CVT resultó con $Inc = 29.6^\circ$, $Dec = 359.2^\circ$, $k = 26$, $\alpha_{95} = 7.1^\circ$ y $N = 17$. El conjunto de las paleodirecciones obtenidas en 17 sitios del CVT junto con 13 sitios del CVCSP arrojan direcciones medias con $Im = 35.2^\circ$, $Dm = 359.4^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9$ y $k = 21$ (Figura 28). Se observa que estas paleodirecciones son similares a las esperadas para el Plio-Cuaternario en sitios pertenecientes al cratón de Norte América ($Inc = 33.4^\circ$ y $Dec = 355^\circ$), por lo que se sugiere que en esta área no ha habido un movimiento tectónico considerable después del Plioceno Superior hasta el presente.

De los flujos estudiados del CVCSP, CB04 y CB13 tienen polaridad inversa. Sus edades radiométricas son 623 ± 91 y 614 ± 16 ka respectivamente. Es probable que estas lavas hayan eruptado durante la excursión Big Lost, observada ya en varios lugares del mundo [e. g. *Champion et al.*, 1981 y 1988; *Langerais et al.*, 1997; *Carcaillet et al.*, 2004], de la cual se han reportado edades entre 560 y 610 ka. Alternativamente, estas direcciones intermedias bien podrían pertenecer al evento Delta, ocurrido hace

alrededor de 690 ka, considerando el error analítico relativamente alto en las determinaciones de la edad por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

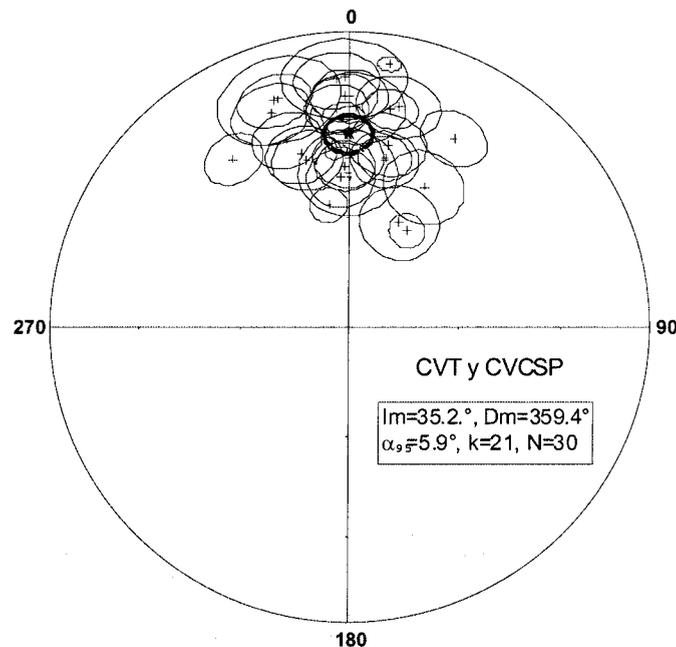


Figura 28. Paleodirecciones medias por sitio de CVT y del CVCSP (círculos con líneas delgadas) y paleodirección media total de ambos campos (círculo con línea gruesa)

Adicionalmente, se observa que lavas del CVT, que aparentemente tienen la misma edad (sitios TM5, TM8, TL3, TL6 y TL12), muestran paleodirecciones normales (Figura 29). Este registro inhabitual indicaría o la complejidad del CMT o algunos errores analíticos en las determinaciones de las edades absolutas con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

En el sitio CB10, con edad radiométrica de 819 ± 25 ka, se observó una polaridad intermedia. Su paleodirección media tiene una $\text{Inc} = -64.1^\circ$ y $\text{Dec} = 332.4^\circ$, la cual corresponde al PGV con latitud 18°N . A juzgar por estudios anteriormente publicados, esta polaridad transicional podría corresponder al evento de excursión geomagnética definido como precursor de Matuyama-Brunhes (M-B), para el cual se han reportado edades de $\sim 822 \pm 8.7$ ka [e. g. *Singer et al.*, 2002; *Quidelleur y Valet*, 1996; *Kent y Schneider*, 1995; *Hartl y Tauxe*, 1996; *Carcaillet et al.*, 2004]. Alternativamente, y considerando de nuevo la precisión en la determinación de las edades, esta dirección podría formar parte de la transición Matuyama-Brunhes, ocurrida hace ~ 790 ka.

En el CVT, tres de los sitios resultaron con polaridad de magnetización inversa, lo cual era esperado por tratarse de unidades cuya edad está dentro del cron Matuyama.

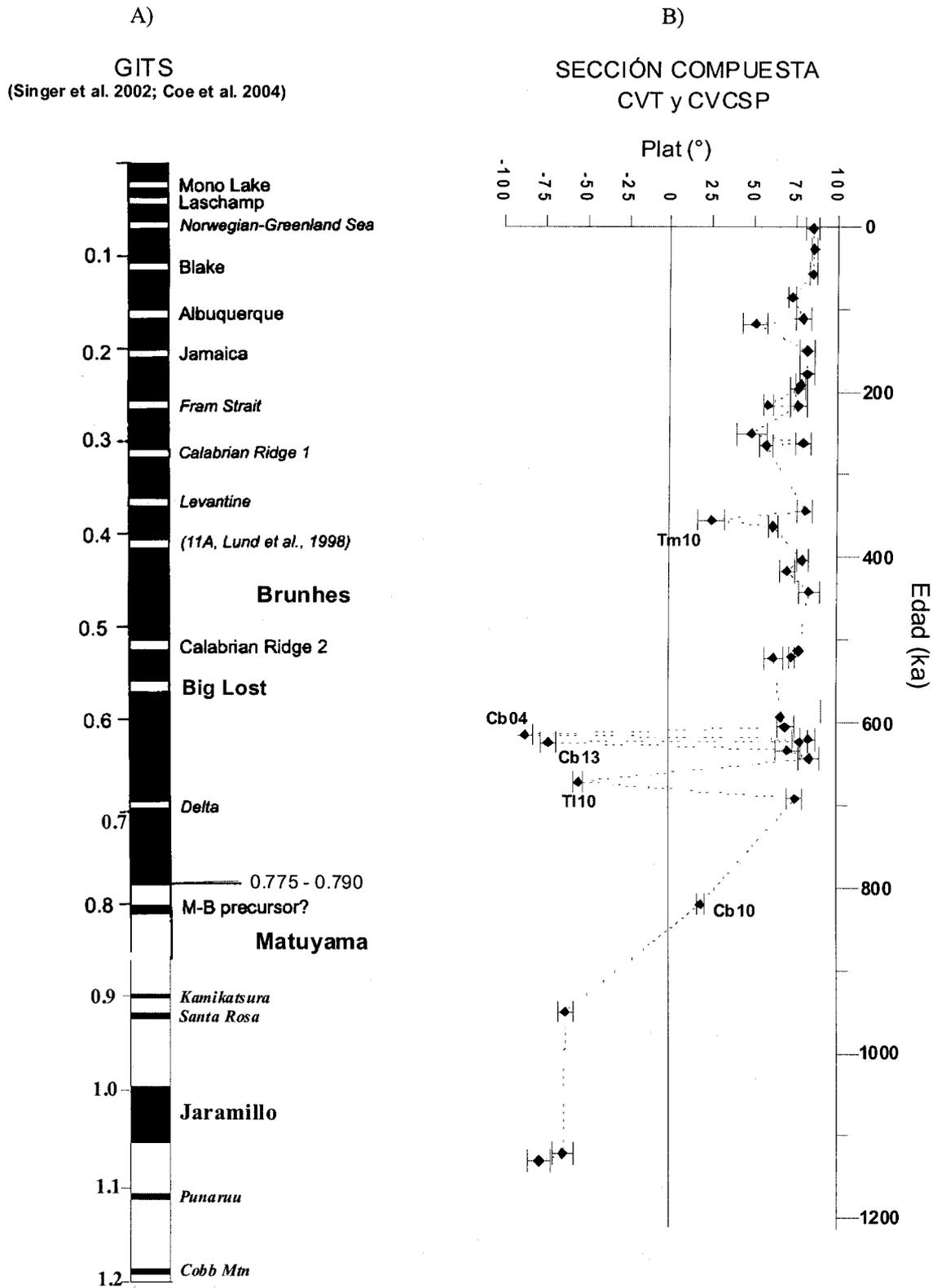


Figura 29. A) Escala de Referencia de Inestabilidades Geomagnéticas (GITS) (Singer et al. [2002] y Coe et al., [2004]).
B) Curva de variación de la paleolatitud de los polos geomagnéticos virtuales del CVCSP y del CVT en función de la edad.

El sitio TL10, con edad radiométrica de 671 ± 13 ka, presentó una polaridad transicional. Éste podría correlacionarse, tentativamente, con la excursión Delta ya reportada en otros lugares del planeta, y a la cual se le ha asignado una edad de entre 630 y 700 ka [Creer *et al.*, 1980; Biswas *et al.*, 1999; Carcaillet *et al.*, 2004]. Nuevas determinaciones de las edades absolutas con alta calidad serían decisivas para optar por esta hipótesis.

De las unidades pertenecientes al cron Brunhes, los sitios TM9 y TM10 presentaron paleodirecciones intermedias y sus edades corresponden a 362 ± 13 y 354 ± 5 ka respectivamente. Aunque las direcciones del segundo están pobremente constreñidas, el primero podría corresponder a la excursión Levantine, de cuya existencia hay otras evidencias que le asignan una edad entre 360 y 380 ka [e. g. Torii *et al.*, 1974; Champion *et al.*, 1988; Negrini *et al.*, 1988].

Para calcular la VPS, se estimó la desviación estándar angular según la fórmula propuesta por Cox [1968]. En el CVCSP se obtuvo un valor $S_F = 17.6$, con límites superior e inferior $S_U = 23.8$ y $S_L = 13.9$, respectivamente. Esto resulta ligeramente mayor si se compara con el modelo de McFadden *et al.* [1988, 1991] para los últimos 5 Ma. De forma similar se calculó la VPS en el CVT, obteniendo $S_F = 15.4$, con límites superior $S_U = 19.9$ e inferior $S_L = 12.5$. El conjunto de los datos del CVT y del CVCSP dan los siguientes valores de dispersión de la VPS: $S_F = 17.7$, con límite superior $S_U = 22.9$, e inferior $S_L = 14.1$. Estos valores indican que la dispersión del PGV es consistente con el valor predicho por el modelo de la variación dependiente de la latitud de McFadden *et al.* [1988, 1991] para los últimos 5 Ma.

VI REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz G. (1997).** Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 10-51.
- Aguirre-Díaz G. J. Nelson S. A., Ferrari L. y López-Martínez M. (1997).** Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt-Amealco y Huichapan calderas, states of Querétaro and Hidalgo: Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico. *A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions. Instituto de Geología, UNAM.* 1-39.
- Allan J.F., Nelson S.A., Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Wopat M. y Wallace P.J. (1991).** Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making, in The Gulf and Peninsular province of the Californias. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, 425-445.
- Alva-Valdivia L.M., Goguitchaichvili A., Ferrari L., Rosas-Elguera J., Urrutia-Fucugauchi J. y Zamorano-Orozco J.J. (2000).** Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Planets Space*, vol. 52, 467-478.
- Alva-Valdivia L. M, Goguitchaichvili A. y Urrutia-Fucugauchi J. (2001).** Further Constraints for the Plio-Pleistocene Geomagnetic Field Strength: new results from Los Tuxtlas volcanic field (Mexico). *Earth, Planets and Space 53(9)*, 873-881.
- Atwater T. (1970).** Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol.Soc.Am.Bull.*, vol. 81, 3513-3536.
- Berggren W. A., Kent D. V., Swisher C. C. III y Aubry M. P. (1995).** A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In Berggren W. A.; Kent, D. V.; Aubry M. P.; and Hardenbol, J., eds. Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, *SEPM Spec. Pub. 54*: 130-212.
- Besch T.H., Negendank J.F.W., Emmermann R. y Tobschall H.J. (1989).** Geochemical constraints of the origin of calcalkaline and alkaline magmas of the eastern transmexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 27, p. 641-663.
- Besse J. y Courtillot V. (2002).** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, vol. 107, n° B11, doi 1029/2000JB000050.

- Biswas D.K., Hyodo M., Taniguchi Y., Kaneko M., Katoh S., Sato H., Kinugasa Y. y Mizuno K. (1999).** Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, Southwestern Japan, short geomagnetic events in the middle Matuyama, early Bruñes chrons. *Paleogeogr. Plaeoclimatol. Paleoecol.* 148, 233-248.
- Butler R.F. (1992).** Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. *Blackwell Scientific Publications*, 1-120.
- Cande S., Kent D. V. (1992).** A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 97 13917-13951.
- Cande S.C. y Kent D.V. (1995).** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, 6093-6095.
- Carcaillet J.T., Bourles D. y Thouveny N. (2004).** Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 5, n°5, doi 1029/2003GC000641.
- Carmichael I.S.E., Lange R.A. y Luhr J.F. (1996).** Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico- a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 302-333.
- Carrasco-Núñez G., Milán M. y Verma S.P. (1989).** Geología del volcán El Zamorano, Estado de Querétaro. *Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista*, v.8, p. 194-201.
- Carrasco-Núñez G., Gómez-Tuena A. y Lozano L. (1997).** Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. *Geological Society of America Maps and Charts series*, MCH 081.
- Coe R. S., Singer B.S., Pringle M. y Zhao X. (2004).** Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222, 667-684.
- Conte G. (2004).** Estudio integrado de rocas volcánicas Plio-Cuaternarias de México e Italia. *Tesis de doctorado, UNAM*, 154 pp., México.
- Cox A. (1968).** Lengths of geomagnetic polarity intervals. *J. Geophys. Res.*, 73, 3247- 3260.

- Cox A. (1969). Confidence limits for the precision parameter k. *Geophys. J. R. astr. Soc.* V. 18, pp. 545-549.
- Creer, K.M., P. Readman y Jacobs A.M. (1980). Paleomagnetic and paleontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: Identification of the Blake event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 289-300.
- Champion D.E., G.B. Dalrymple y M.A. Kunz (1981). Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0.46 m.y. in basalt lava flows from the eastern Snake River Plain, Idaho. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 8. 1055-1058.
- Champion D. E., Lanphere M.A. y Kunz M.A. (1988). Evidence for a new geomagnetic polarity reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons. *J. Geophys. Res.*, vol. 93, 11667-11680.
- Day R., Fuller M. y Schmidt V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 13, 260-267.
- Demant A. (1979). Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico. UNAM *Revista del Instituto de Geología* 3: 39-57.
- De Mets C. y Traylen S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, vol. 318, 119-159.
- Doell R., y Cox A. (1971). Pacific geomagnetic secular variation. *Science*, 71, pp. 248-254.
- Doell R. y Cox A. (1972). The Pacific geomagnetic secular variation anomaly and the question of lateral uniformity in the lower mantle, in *The Nature of the Solid Earth*, edited by E. C. Robertson, McGraw-Hill, New York, pp. 245-284.
- Druitt T.H., Edwards R., Mellors M., Pyle D. M., Sparks R. S. J., Lanphere M. A., Davies M., y Barreiro B. (1999). Santorini Volcano. *Geological Society Special Memoir 19, London Geol Soc, London*, pp 1-165.
- Dunlop D.J. (1990). Developments in rock magnetism. *Rep. Prog. Phys.*, 707-792.
- Dunlop D. y Özdemir (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.*, doi 107, 10.1029/2001JB000486.
- Ferrari L., Garduño V.H., Pasquarè G. y Tibaldi A. (1991).** Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermical Research*, 47, p. 129-148.
- Ferrari L., Garduño, V.H., Innocenti F., Manetti P., Pasquarè G. y Vaggelli G. (1994a).** A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofis. Int.* 33, 107-124.
- Ferrari L., Garduño V.H., Pasquarè G. y Tibaldi A. (1994b).** Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligo-cene to Recent. *Geofis. Int.* 33, 91-105.
- Ferrari L., Nelson S.A., Rosas-Elguera J. y Venegas-Salgado S. (1997).** Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt: Magmatism and Tectonics of central and northwestern Mexico. *A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions. Instituto de Geología, UNAM*, p. 85-129.
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. y Carrasco-Núñez G. (1999a).** Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27, 303-306.
- Ferrari L. y Rosas-Elguera J. (1999b).** Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* #334. Chapter 03, in press.
- Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli G., Petrone C.M. y Manetti P. (2000a).** Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, vol. 318, 161-185.
- Ferrari, L. (2000b).** Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. V. LIII, 84-92.
- Ferrari L., Petrone C.M., Francalanci L., Tagami T., Eguchi M., Conticelli S., Manetti P. y Venegas-Salgado S. (2003).** Geology of the San Pedro-Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 20, n° 3, 165-181.

- Frey, H. M., Lange, R., Hall, C. M. y Delgado-Granados, H. (2004).** Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 116, 259-276.
- Gilbert C.M., Mahood G.A., Carmichael I. S. E. (1985).** Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofis Int* 24:169-192.
- Goguitchaichvili A. (1999a).** A simple, alternative presentation of paleomagnetic demagnetization data. *Geofísica Internacional*, vol. 38, n° 4, 285-290.
- Goguitchaichvili A., Prévot M. y Camps P. (1999b).** No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 167, 15-34.
- Goguitchaichvili A. and Prévot M. (2000).** Magnetism of oriented single crystals of hemo-ilmenite showing self-reversal of thermoremanent magnetization. *J. Geophys. Res. B2*, Vol 105, 2761-2781.
- Gubbins D. (1999).** The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophys. J. Int.*, 137, F1-F3.
- Guyodo Y. y Valet J.P. (1999).** Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, vol. 399, 249-252.
- Hall C. M. y York D. (1978).** K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature* 274: 462-464.
- Hall C. M. y York D. (1984).** The applicability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating to young volcanics. In: Mahaney WC (ed) *Quaternary dating methods*. Elsevier, Amsterdam, pp 67-74.
- Harland W.B., Armstrong R., Cox A., Craig L.E., Smith A.G. y Smith D.G. (1990).** 'A Geological time scale 1989'. *Cambridge University press*, UK.
- Harris J. M. (1986).** Silicics volcanics of Volcan Tequila, Jalisco, Mexico. *MSc thesis*, University of California, Berkeley, CA.
- Heider F. y D.J. Dunlop (1987).** Two types of chemical remanent magnetization during oxydation of magnetite. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 46, 24-45.

- Hildreth W., Fierstein J. y Lanphere M. (1994).** Potassium-argon geochronology of a basalt-andesite-dacite arc system: the Mount Adams Volcanic Field, Cascade Range of southern Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106: 1413-1429.
- Hildreth W., Fierstein J. y Lanphere M. (2003).** Eruptive history and geochronology of the Mount Baker volcanic field, Washington. *Geol Soc Am Bull* 115: 729-764.
- Kent D. V. y Schneider D.A. (1995).** Correlation of paleointensity variation records in the Brunhes/Matuyama polarity transition interval. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 129, 135-142.
- Kirschvink J. L. (1980).** The least-square line and plane and analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, vol. 62, 699-718.
- Klitgord K.D. y J. Mammerickx (1982).** Northern East Pacific Rise-Magnetic anomaly and bathymetric framework. *J. Geophys. Res.*, vol. 87, 6725-6783.
- Knudsen M. F., Abrahamsen N. y Riisager P. (2003).** Paleomagnetic evidence from Cape Verde Islands basalts for fully reversed excursions in the Brunhes Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 199-214.
- Lange R. y Carmichael I.S.E. (1991).** A potassic volcanic front in western Mexico: lamprophyric and related lavas of San Sebastian. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 928-940.
- Langereis C. G., Dekkers M. J., de Lange G. J., Paterne M. y Van Santvoort P. J. M. (1997).** Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophys. J. Int.*, vol. 129, 75-94.
- Lanphere M. A. (2000).** Comparison of conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of young mafic volcanic rocks. *Quaternary Res* 53: 292-301.
- Lewis-Kenedi C. B., Lange R. A., Hall C. M. y Delgado-Granados H. (2005).** The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes and relative proportions of lava types. *Bull Volcanol.* 67: 391-414.
- Liu T., Yuan B. y Han J. (1985).** The loess-paleosol sequence in China and climatic history. *Episodes*, vol. 8, 21-28.

- Liu T., Liu X., Xu T., Liu C. y Chen M. (1988).** The Chinese loess in Xifeng - the primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu province. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, vol. 92, 345-348.
- Lonsdale P. (1991).** Structural pattern of the Pacific floor offshore peninsular California: in Dauphin, J. P., and Simoneit, B. R. T., eds., *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47*, p. 87-125.
- Lonsdale P. (1995).** Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches*, v. 17, p. 323-359.
- Love J. J. (2000).** Palaeomagnetic secular variation as a function of intensity, *Philos. Trans. R. Soc.*, 358, 1191-1223.
- Luhr J. F., Nelson S. A., Allan J. F. y Carmichael I. S. E. (1985).** Active rifting in Southwestern Mexico- manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.
- Luhr J., Allan J., Carmichael I.S.E., Nelson S.A. y Hasenaka T. (1989).** Primitive calc-alkaline and alkaline rock type from the western Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 4,515-4,530.
- Lund S. P., Acton G., Clement B., Hastedt M., Okada M. y Williams T. (1998).** Geomagnetic field excursions occurred often during the last million years. *EOS Trans., AGU*, 78(14), *Spring Meet. Suppl.*, S178-S179.
- McFadden P., Merrill T. y McElhinny W. (1988).** Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.*, 93, 11,583-11,588.
- McFadden P. L., Merrill R., McElhinny M. W. y Lee S. (1991).** Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 3923-3933.
- McWilliams M., Holcomb R., and Champion D. (1982).** Geomagnetic secular variation from ¹⁴C dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific non-dipole low. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, V. 306, pp. 211-222.
- Mejía, V. Böhnel, H., Ortega-Rivera M. A., Lee, J., Aranda-Gomez, J.J. (2005).** Paleosecular variation and time-averaged field recorded in Late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico. *Geochem., Geophys., Geosyst. Vol. 6*, N. 7, doi: 10.1029/2004GC000871.

- Moore G., Marone C., Carmichael I.S.E. y Renne P. (1994).** Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol.Soc.Am.Bulletin*, vol. 106, 383-394.
- Morales J., Goguitchaichvili A., and Urrutia-Fucugauchi J. (2001).** A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene. *Earth Planet. Space* V. 53, pp. 839-902.
- Negrini, R.M., Verosub K., y Davis J. O. (1988).** The middle to late Pleistocene geomagnetic field recorded in fine-grained sediments from Summer lake (Oregon) and double Hot Spring (Nevada), USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87, 173-192.
- Nelson S. A. (1980).** Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico-Summary. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 91, 639-643.
- Nishitani T. y M. Kono (1989).** Effects of low-temperature oxidation on the remanence properties of titanomagnetites. *J. Geomag. Geoelec.*, vol. 41, 19-38.
- Nixon G. T., Demant A., Armstrong R.L. y Harakal J.E. (1987).** K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geofis Int* 26:109-158.
- Opdyke N. D. y Channell J. E. T. (1996).** Magnetic Stratigraphy. *Ed. Academic Press*. 24 pp.
- Özdemir Ö. (1987).** Inversion of titanomagnemites. *Phys. Earth Planet. Intern.*, 125-136.
- Pardo M. y Suárez G. (1995).** Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico- Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, 12357-12373.
- Pérez-Venzor J.A., Aranda-Gómez J.J., McDowell F.W. y Solorio-Munguía J.G. (1997).** Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 13, no. 2, p. 174-183.
- Petrone C. M., Tagami T., Francalanci L., Matsumura A. y Sudo M. (2001).** Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochemical journal*, vol. 35, 77-88.

- Petrone C. M., Francalanci L., Carlson R.W., Ferrari L. y Conticelli S. (2003).** Unusual coexistence of subduction-related and intraplate magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace elements data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, 193, 1-24.
- Prévot M., Mankinen E. A., Grommé S. y Lecaille A. (1983).** High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic study on rift valley pillow basalts from the mid-atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 88, 2316-2326.
- Quidelleur X. y J. P. Valet (1996).** Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from la Palma (Canary Islands). *J. Geophys. Res.*, vol. 101, 13755-13773.
- Readman P.W. y O'Reilly W. (1972).** Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites, (Fe, Ti)O₄. *J. Geomag. Geoelec.*, 69-90.
- Renne P., Sharp W., Deino A., Orsi G and Givetta L. (1997).** ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating into the historical realm: calibration against Pliny the Younger. *Science*, 277, 1279-1280.
- Renne P. R., Swisher C. C., Deino A. L., Karner D. B., Owens T. L. y De Paolo D. J. (1998).** Intercalibration of standards, absolute ages, and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Chem Geol* 145:117-152.
- Righter K. y Carmichael I.S.E. (1992).** Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*. 104, 1592-1607.
- Righter K., Carmichael I.S.E. y Becker T. (1995).** Pliocene-Quaternary faulting and volcanism at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin.*, 107, 612-627.
- Rosas-Elguera J., Ferrari L., Garduño V.H. y Urrutia-Fucugauchi J. (1996).** Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24, 921-924.
- Ryan W.B. (1972).** Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. In the *Mediterranean sea*, edited by D.J. Stanley, pp. 149-169, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.

- Singer B. S., Thompson R. A., Dungan M. A., Feeley T. C., Nelson S. T., Pickens J. C., Brown L. L., Wulff A. W., Davidson J. P. y Metzger J. (1997).** Volcanism and erosion during the past 930 k.y. at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes. *Geol Soc Am Bull* 109:127-142.
- Singer B. S., Relle M. K., Hoffman K. A., Battle A., Laj C., Guillou H. y Carracedo J. C. (2002).** Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Island, and the geomagnetic instability timescale. *J. Geophys. Res.*, vol. 107 (B11), 10.1029/2001JB001613.
- Tauxe L. (1993).** Sedimentary records of relative paleointensity: Theory and practice. *Rev. Geophys.*, 31, 319-354.
- Tauxe L., Mullender T.A.T. y Pick T. (1996).** Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, 12337-12350.
- Tauxe L., Constable C., Johnson C. L., Koppers A. A. P., Miller W. R., y Staudigel H. (2003).** Paleomagnetism of the southwestern U.S.A. recorded by 0-5 Ma igneous rocks. *Geochem.Geophys. Geosysy.* 4(4), 8802, doi: 10.1029/2002GC000343.
- Torii M., S. Yoshikawa and M. Itihara, (1974).** Paleomagnetism on the water-laid volcanic ash layers in the Osaka Group, Sennan and Senpoku hills, southwest Japan. *Rock Magn. Paleogeophys.*, 2, 34-37.
- Urrutia-Fucugauchi J. y Böhnel H. (1988).** Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data, *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 52, 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi J. y Rosas-Elguera J. (1994).** Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico. *Tectonophysics*, vol. 239, 61-71.
- Valdez-Moreno G. y Aguirre-Díaz G. J. (1996).** Volcán La Joya: Un ejemplo de magmatismo inicial del Cinturón Volcánico Mexicano. *VI Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ*, vol. 2, p. 51-56.
- Wallace P., Carmichael I.S.E., Richter K. y Becker T. (1992).** Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance: *Geology*, 20, p. 625-628.

- Wallace P. J. y Carmichael I.S.E. (1994). Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib Mineral Petr* 117: 345-361.
- Westphal M. y Pfaff H. (1986). Paléomagnétisme et magnétisme des roches. *DOIN Editeurs*, 5-48.
- Wopat M. A. (1990). Quaternary alkaline volcanism and tectonics in the Mexican volcanic belt near Tequila, Jalisco, southwestern Mexico. *PhD dissertation, University of California, Berkeley, CA.*
- Yaskawa, K., (1974). Reversals, excursions and secular variations of the geomagnetic field in the Brunhes normal polarity epoch. In *paleolimnology of lake Biwa and the japanese Pleistocene*, edited by S. Horie, pp. 77-88, Kyoto University Press.

APÉNDICE: EL MÉTODO DE FECHAMIENTO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A) INTRODUCCIÓN

El potasio (K) es un metal alcalino del grupo I-A, y uno de los ocho elementos químicos más abundantes en la corteza terrestre. Es además uno de los elementos más importantes en minerales formadores de roca, como los feldespatoideos, minerales arcillosos y ciertos minerales evaporíticos.

El argón (Ar) es un gas noble perteneciente al grupo 8-A. Es el tercer elemento en abundancia en la atmósfera y el gas noble más abundante en las rocas.

Tabla 1. Abundancias relativas de los isótopos de K y Ar

<i>Isótopo</i>	<i>Abundancia %</i>
^{39}K	93.2581
^{40}K	0.01167
^{41}K	6.7302
^{36}Ar	0.337
^{38}Ar	0.063
^{40}Ar	99.60

El método de fechamiento mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, descrito por *Merrihue y Turner* [1966], supera algunas de las limitaciones del método K-Ar. Entre sus ventajas se encuentra que sólo se requieren mediciones de las tasas isotópicas de argón. Con ello, el problema de la inhomogeneidad de las muestras y la necesidad de medir las concentraciones absolutas de potasio y de argón se eliminan.

B) PRINCIPIOS DEL MÉTODO

Se basa en la irradiación con neutrones rápidos y térmicos sobre muestras que contienen K, dentro de un reactor nuclear. Con esto se forman isótopos de argón, con la siguiente reacción:



El ^{39}Ar es un isótopo inestable con una vida media de 269 años. Decae a ^{39}K por emisión de partículas beta y no se presenta naturalmente, pero debido a su baja tasa de decaimiento, se le considera estable mientras dura el análisis para el fechamiento. Así, el número de átomos de ^{39}Ar producidos en la muestra por irradiación de neutrones es:

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \quad (\text{b})$$

donde ^{39}K es el número de átomos de este isótopo en la muestra irradiada, ΔT es el tiempo de irradiación, $\varphi(\varepsilon)$ es la densidad del flujo de neutrones en la energía ε y $\sigma(\varepsilon)$ es la sección eficaz de captura de ^{39}K . La integral abarca todos los espectros de energía de los neutrones. Utilizando un monitor de flujo, que es una muestra con edad conocida t , se puede calcular el número de átomos radiogénicos de ^{40}Ar presentes, debidos al decaimiento de ^{40}K a lo largo su vida:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{c})$$

donde λ_e es la constante de decaimiento de ^{40}K por la captura de electrones y λ es la constante de decaimiento total de ^{40}K . Después de la irradiación con neutrones, puede calcularse la tasa $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, dada por:

$$\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} = \frac{\lambda_e}{\lambda} \frac{^{40}\text{K}}{^{39}\text{K}} \frac{1}{\Delta T} \frac{e^{\lambda t} - 1}{\int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon} \quad (\text{d})$$

De la ecuación (d) se define al parámetro J , que depende de las distancias y posición entre las muestras y el colector:

$$J = \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{^{39}\text{K}}{^{40}\text{K}} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \quad (\text{e})$$

Para determinarlo, se irradia una muestra de edad conocida (t_m) junto con muestras de edades desconocidas:

$$J = \frac{e^{\lambda t_m} - 1}{^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}} \quad (\text{f})$$

midiendo $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en el monitor mediante un espectrómetro de masas. Para calcular la edad se usa la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} J + 1 \right) \quad (\text{g})$$

El error analítico estimado en el cálculo de la fecha es, según *Dalrymple y Lanphere* [1971]:

$$\sigma_t \cong \left[\frac{J^2 F^2 (\sigma_F^2 + \sigma_J^2)}{t^2 \lambda^2 (1 + FJ)^2} \right]^{1/2} \quad (\text{h})$$

donde $F = {}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}$; σ_F^2 y σ_J^2 son las varianzas de F y de J; t es la edad de la muestra y λ es la constante de decaimiento total de ${}^{40}\text{K}$. En el caso ideal, se asume que todo el ${}^{40}\text{Ar}$ en la muestra irradiada es radiogénico o atmosférico, que todo el ${}^{36}\text{Ar}$ es atmosférico y que el ${}^{39}\text{Ar}$ es producido sólo mediante la reacción ${}^{39}\text{K}(\text{n,p}){}^{39}\text{Ar}$. En tal caso, se usa la siguiente ecuación:

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}} = \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m - 295.5 \left(\frac{{}^{36}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right)_m \quad (\text{i})$$

donde m indica los valores medidos y ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295.5$. Lo que sucede en la realidad es que los isótopos de argón también se producen por la interacción con otros isótopos como calcio, potasio y cloro, lo que hace necesario introducir correcciones en el parámetro F para calcular el error analítico. *Dalrymple y Lanphere* [1971] desarrollaron la siguiente expresión para F, considerando las interacciones anteriores:

$$F = \frac{A - C_1 B + C_1 C_2 D - C_3}{1 - C_4 D} \quad (\text{j})$$

donde: A = valor medido de la tasa ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$

B = valor medido de la tasa ${}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$

C_1 = tasa ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ en la atmósfera (igual a 295.5)

C_2 = tasa ${}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar}$ producido por las reacciones de los neutrones que interfieren con calcio ($272 \pm 0.014 \times 10^{-4}$)

C_3 = tasa ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ producida por las reacciones de los neutrones que interfieren con potasio (0.0059 ± 0.00042)

C_4 = tasa ${}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar}$ producida por las reacciones de los neutrones que interfieren con calcio ($6.33 \pm 0.043 \times 10^{-4}$)

D = tasa ${}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ presente en la muestra después de la corrección por el decaimiento de ${}^{37}\text{Ar}$.

C) LA TÉCNICA DEL INCREMENTO DE LA TEMPERATURA

Debido a que es posible calcular una fecha a partir de la tasa de $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, podrían obtenerse varias fechas en una misma muestra, liberando argón de diferentes dominios en una serie de calentamientos por pasos. *Turner* [1968, 1969] usó un modelo que predice el espectro de $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en un grano de mineral que contiene K y que ha experimentado una pérdida parcial de $^{40}\text{Ar}^*$ radiogénico, debido al calentamiento durante un evento metamórfico. La figura 1(A) muestra la distribución uniforme de la tasa $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar}$ esperada para un sistema cerrado desde el tiempo del enfriamiento, por lo que las tasas $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, y por lo tanto las fechas calculadas en cada paso, deben ser constantes. En la figura 1(B) se ilustra el efecto de la pérdida parcial del $^{40}\text{Ar}^*$ debido al calentamiento, teniendo como resultado que la tasa de $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ en la orilla del grano sea reducida a cero, aunque no se ve afectada en el centro. En la figura 1(C) se presenta la distribución de las tasas $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ en el grano un tiempo después de que el sistema vuelve a cerrarse, después del evento metamórfico. Los valores de $\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}$ en la superficie del grano reflejan el tiempo transcurrido desde la desgasificación parcial, mientras que el valor del centro del grano corresponde a la edad del mineral.

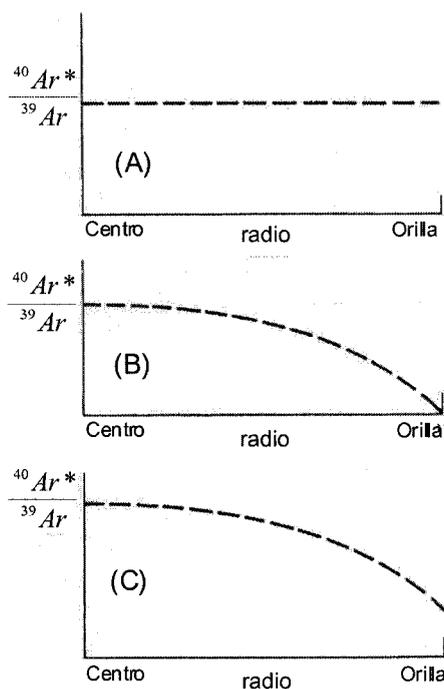


Figura 1. Diagrama esquemático mostrando la distribución de la tasa $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en un grano de mineral esférico para los casos (A) sistema cerrado desde su formación; (B) pérdida parcial debido a un calentamiento; (C) tiempo después de la pérdida parcial de argón, cuando el sistema se ha cerrado de nuevo para $^{40}\text{Ar}^*$ (*Turner* [1968]).

Con el incremento de la temperatura, las tasas de $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ del gas liberado varían en formas sistemáticas, alcanzando una meseta o línea horizonte de la edad (plateau) que corresponde a una fecha aproximada al tiempo transcurrido desde el enfriamiento original del mineral.

D) LA PRECISIÓN INTERNA Y LA EXACTITUD

La precisión interna en la determinación de edades, también se conoce como "error analítico". Este ha mejorado a través de los años, mediante la corrección de los errores de los aparatos de medición. Sin embargo, aún siguen siendo objeto de debate, por un lado, los valores aceptados en las constantes de decaimiento del potasio (e. g. *Steiger y Jäger*, [1977]), y por otro, las calibraciones inter-laboratorio e inter-estándares de las edades Ar-Ar, que en conjunto determinan la exactitud.

Todos los fechamientos mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se derivan de la edad de minerales estándares. Es por ello que la precisión externa de un fechamiento Ar-Ar está limitada por la exactitud con la cual fue determinada la edad del estándar. Esto se hace mediante el método K-Ar o algún otro.

Los estándares más usados internacionalmente son de hornblendas, biotita, moscovita y sanidinas, provenientes de tobas de Fish Canyon. Sus edades han sido ampliamente aceptadas (e. g. *McDougall y Harrison*, [1999]) y determinadas por medio de otros métodos radiométricos, como Rb-Sr y U-Pb. El problema evidente en estas determinaciones es, que si los estándares no son intercalibrados correctamente, se introducen errores que afectarían la exactitud de cualquier fechamiento basado en ellos.

Adicionalmente, las constantes de decaimiento de ^{87}Rb y de ^{40}K también tienen un porcentaje de error, debido principalmente a los criterios de selección y a las técnicas estadísticas usadas en su determinación. No obstante lo anterior, la disminución en la edad por estos errores es de ~2% [*Renne*, 2000].

Los errores analíticos en el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se calculan generalmente usando la propagación del error de *Dalrymple et al.* [1971]:

$$\sigma_i^2 \approx \frac{J^2 \sigma_R^2 + F^2 \sigma_J^2}{\lambda^2 (1 + FJ)^2} \quad (\text{k})$$

donde σ_1 es el error en la edad, F es la tasa $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$, λ es la constante de decaimiento combinada, σ_R es el error en la tasa $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ y σ_J es el error en J . En esta determinación no se incluyen los errores externos provenientes del estándar o de las constantes de decaimiento.

E) LOS FECHAMIENTOS CON $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EN EL CVCSP Y EN EL CVT

La aplicabilidad de la técnica de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en lavas del Pleistoceno y su comparación con el método K-Ar fue documentada inicialmente por *Hall y York* [1978, 1984]. Estudios posteriores detallan inversiones geomagnéticas (e. g. *Hall y York*, [1978]; *Baksi et al.*, 1991 y *Singer et al.*, [2002]), así como secuencias eruptivas (e. g. *Renne et al.*, [1997]) que han mostrado una gran precisión (≤ 5 ka).

En los estudios realizados por *Frey et al.* [2004] y por *Lewis-Kenedi et al.* [2005], el análisis del error en cada muestra incluye incertidumbres en los picos de las señales, sistemas blanco, discriminación del espectrómetro de masas, correcciones del reactor y de los valores de J . Para las edades del plateau y de las isocronas, se usaron una serie de criterios técnicos y estadísticos para determinar si un experimento resultó con una edad geológicamente significativa.

La exactitud de los fechamientos se aseguró de varias formas:

- 1) Comparación con las relaciones estratigráficas observadas en el campo
- 2) Comparación con fechas obtenidas en las mismas muestras en otros laboratorios con el método K-Ar.
- 3) Reproducción de las fechas obtenidas en varias muestras del mismo edificio o flujo para evaluar la consistencia entre los resultados.

F) REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baksi A. K., Archibald Da y Farrar E. (1996). Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem Geol* 129:307-324.

Dalrymple, G. B., y Lanphere M. A. (1971). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K/Ar dating: A comparison with the conventional technique. *Earth Planet Sci. Letters*, 12, 300-308.

Faure G. (1986). Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, Inc, pp. 165-181.

- Frey H. M., Lange, R., Hall, C. M. y Delgado-Granados, H. (2004).** Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 116, 259-276.
- Hall C. M. y York D. (1978).** K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature* 274: 462-464.
- Hall C. M. y York D. (1984).** The applicability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating to young volcanics. In: Mahaney WC (ed) *Quaternary dating methods*. Elsevier, Amsterdam, pp 67-74.
- Lewis-Kenedi C. B., Lange R. A., Hall C. M. y Delgado-Granados H. (2005).** The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes and relative proportions of lava types. *Bull Volcanol.* 67: 391-414.
- McDougall I. y Harrison T. M. (1999).** Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford University Press, New York, 212 p.
- Merrihue C., y G. Turner (1966).** Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, 71, 2852-2857.
- Porcelli D., Ballentine C. J., Wieler R. Editors. (2002).** Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Vol 47, pp 792-795.
- Renne P., Sharp, W., Deino, A., Orsi, G and Givetta, L, (1997).** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historical realm: calibration against Pliny the Younger. *Science*, 277, 1279-1280.
- Singer B. S., Relle M. K., Hoffman K. A., Battle A., Laj C., Guillou H. y Carracedo J. C. (2002).** Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Island, and the geomagnetic instability timescale. *J. Geophys. Res.*, vol. 107 (B11), 10.1029/2001JB001613.
- Steiger R. J. y Jäger E (1977).** Sucommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett.* 36: 359-362.
- Turner G. (1968).** The distribution of potassium and argon in chondrites, 387-398. In *Origin and Distribution of the Elements*, L. H. Ahrens, ed. Pergamon Press, London.
- Turner G. (1969).** Thermal histories of meteorites by the ^{39}Ar - ^{40}Ar method. In *Meteorite Research*, P. M. Millman, ed., pp. 407-417. Reidel Publ. Co.