

03092

1
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
(SEDE: INSTITUTO DE GEOFISICA)

LA VARIACION SECULAR EN MEXICO CENTRAL DURANTE LOS ULTIMOS 30,000 AÑOS POR MEDIO DEL ESTUDIO MAGNETICO DE LAVAS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN GEOFISICA

P R E S E N T A:

IRMA SILVIA GONZALEZ HUESCA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

México, D. F.

1992

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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 está 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.

INDICE

	Pag.
- RESUMEN	
- ABSTRACT	
1) INTRODUCCION.....	1
1.1 Metodología empleada	
2) CARACTERISTICAS GEOLOGICAS Y EDADES DE LAS REGIONES MUESTREADAS.....	7
2.1 Características geológicas generales de la Faja Volcanica Mexicana	
2.2 Geología del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.	
2.3 Geología del Campo Volcánico Monogenético de la Sierra de Chichinautzin.	
3) GEOQUIMICA DE LAS MUESTRAS.....	21
3.1 Metodología utilizada.	
3.2 Resultados e interpretación de los datos geoquímicos.	
4) PETROGRAFIA DE MINERALES MAGNETICAS DE LAS LAVAS ESTUDIADAS.....	32
4.1 El sistema $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$.	
4.1.1 Las titanomagnetitas.	
4.1.2 Las ilmeno-hematitas.	
4.2 Oxidación del sistema $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$.	
4.2.1 Oxidación de alta temperatura (deutérica)	
4.2.2 Oxidación a bajas temperaturas (maghemitización).	
4.3 Identificación e interpretación de los minerales magnéticos de las lavas muestreadas.	

5)	PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS MUESTRAS.....	56
5.1	Susceptibilidad magnética.	
5.1.1	Susceptibilidad a temperatura ambiente y cociente de Königsberger.	
5.1.2	Variación en la susceptibilidad magnética a bajas temperaturas.	
5.2	Temperatura de Curie.	
5.3	Parámetros de la histéresis magnética.	
5.4	Discusión de resultados sobre las propiedades magnéticas.	
6)	PALEODIRECCIONES MAGNETICAS.....	78
6.1	Muestreo Paleomagnético.	
6.2	Procedimientos utilizados en la determinación de paleodirecciones del Campo Magnético Terrestre.	
6.3	Resultados e interpretación.	
7)	PALEOINTENSIDADES MAGNETICAS DE LAS MUESTRAS DE LAVAS.....	94
7.1	Introducción al problema del estudio de paleointensidades.	
7.2	Bases teóricas de la determinación de paleointensidades del Campo Magnético Terrestre.	
7.3	Selección de muestras para estudios de paleointensidad.	
7.4	Presentación de datos de paleointensidad.	
7.5	Métodos utilizados y resultados obtenidos.	
7.5.1	Experimentos Thellier.	
7.5.2	Experimentos Shaw.	
7.6	Interpretación de resultados.	
8)	CONCLUSIONES.....	128
-	REFERENCIAS.....	134
-	ANEXO 1 Petrografía de los minerales magnéticas.....	144

RESUMEN

Se estudiaron 20 diferentes flujos de lava, la mayoría con edades conocidas (por medio de dataciones con C^{14} y K/Ar), muestreados dentro los volcanes monogenéticos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (10 sitios) y de la Formación Chichinautzin (10 sitios), las dos regiones incluidas dentro de la Faja Volcánica Mexicana (México Central), a fin de conocer la Variación Secular del Campo Geomagnético. En general los volcanes hizieron erupción dentro de un lapso de tiempo que va desde 0 hasta 30,000 años.

Se obtuvo la composición química para cada uno de los flujos de lava, mediante el espectrómetro de absorción atómica (AAS). Los resultados de elementos mayores muestran que para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, las lavas tienen una composición andesítica muy homogénea, mientras que las lavas de la Formación Chichinautzin presentan una composición más heterogénea con andesitas y basaltos. En general estas rocas pertenecen a la serie calcoalcalina, asociadas con una franja volcánica continental.

Estas lavas fueron estudiadas en detalle por métodos de magnetismo de rocas (susceptibilidad magnética a temperatura ambiente, susceptibilidad magnética a bajas temperaturas, histéresis magnética, temperatura de Curie), en combinación con observaciones con el microscopio mineragráfico y el microscopio electrónico (SEM), para deducir la mineralogía magnética y los estados de dominio magnético. Los portadores magnéticos son titanomagnetitas, las cuales muestran diferentes grados de oxidación deutérica de alta temperatura, predominantemente de dominio sencillo (SD).

Se obtuvieron direcciones paleomagnéticas promedio en 14 de los 16 sitios muestreados. Varios sitios mostraron componentes magnéticas secundarias muy fuertes que afectaron la dirección de la magnetización remanente original.

Las lavas estudiadas muestran un patron de Variación Secular similar a los datos reportados a partir de mediciones paleomagnéticas de sedimentos del Lago de Chalco, para un rango de edad semejante (Ortega-Guerrero, 1992).

En conjunto estos datos indican un cambio muy fuerte para la Variación Secular para una edad de cerca de 5,000 años, principalmente en la declinación magnética.

Se determinaron valores de paleointensidad para 13 diferentes flujos de lava por medio de los métodos de Thellier y de Shaw usando varios especímenes por flujo.

Los valores del momento dipola virtual (VDM), encontrados varían entre 2.4 y 19.3×10^{22} Am².

En general estos valores coinciden con los valores publicados en diferentes partes del mundo para este periodo de tiempo.

ABSTRACT

Twenty different lava flows, the majority of known age (determined by C_{14} or K/Ar dating), have been studied in order to determine the secular variation of the geomagnetic field. Samples were taken from the monogenetic volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (10 sites) and the Chichinautzin Formation (10 sites), which lie within the Transmexican Volcanic Belt. In general the lavas were erupted within the last 30,000 years.

The chemical composition was determined for each of the lavas using an atomic absorption spectrometer (AAS). The major element analyses show that for the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field the lavas have a very homogeneous andesitic composition. However, the lavas of the Chichinautzin Formation are more heterogeneous with andesitic and basaltic compositions. In general these rocks are all calc-alkaline, associated with a subduction-related continental volcanic belt.

The lavas were studied in detail using rock magnetic methods (magnetic susceptibility at room temperature, low temperature susceptibility behaviour, hysteresis loops, Curie temperatures), in combination with reflected light microscopy and the scanning electron microscope (SEM), in order to deduce their magnetic mineralogy and the domain states of the magnetic minerals. The magnetic carriers are titanomagnetites, which show different degrees of high temperature deuteric oxidation, predominantly single domain (SD).

Mean directions were obtained from 14 out of 16 sites measured in the paleomagnetic study. The rocks in some sites possess very strong secondary components of magnetization which affect the original remanent magnetization.

The lavas in this study show a pattern of secular variation

similar to the data reported from paleomagnetic measurements of sediments of Lake Chalco (Ortega-Guerrero, 1992).

Together these data indicate a very sharp change in the secular variation about 5,000 years ago, principally in the declination.

Using several specimens from each flow, paleointensity values were obtained, with both Thellier and Shaw techniques, from 13 different lavas.

The calculated values of the virtual dipole moment (VDM) range from 2.4 to 19.3×10^{22} Am². In general these values are similar to previously published values for this period from different parts of the world.

1) INTRODUCCION

El estudio del Paleomagnetismo de las rocas nos proporciona una historia muy rica sobre el comportamiento del Campo Magnético de la Tierra (CMT) con respecto al tiempo.

Dicho estudio ha revelado muchas características del campo geomagnético que no hubiera sido posible encontrar, con sólo mediciones directas realizadas en observatorios magnéticos.

Uno de los objetivos principales del estudio del paleomagnetismo es precisamente el identificar las variaciones que ha sufrido el CMT en el pasado geológico (como son, por ejemplo, cambios en dirección e intensidad del campo geomagnético).

Además, se ha observado que las variaciones temporales pueden ocurrir con periodos de duración que van desde segundos hasta millones de años (Tabla 1).

La importancia del estudio de las variaciones del CMT reside en el hecho de conocer cual ha sido su evolución con respecto al tiempo, para de esta forma tener bases sólidas para establecer teorías sobre su origen y formación.

De manera especial, una de estas variaciones que presenta el campo magnético, conocida con el nombre de "Variación Secular", esta definida por cambios en la dirección del campo entre 10° - 20° en periodos de tiempo entre 10^2 - 10^4 años, asociada con cambios en el CMT interno (Tabla 1).

El conocimiento de este tipo de variación del CMT es de gran utilidad para efectuar:

- Dataciones en Arqueomagnetismo.
- Dataciones en Sedimentos Recientes.

- Inferencias sobre el origen del CMT (mediante la interpretación de los cambios espaciales y temporales que ha tenido el campo). Es importante sobre todo en las condiciones límite para las teorías de los procesos del "dinamo" que tienen lugar en el núcleo de la Tierra y que originan al campo geomagnético.

La variación secular del CMT fue primeramente observada mediante mediciones directas del campo magnético terrestre. Estudios paleomagnéticos en secuencias de lavas en varias partes del mundo (Cox, 1969) permitieron la estimación de la variación secular para períodos más allá del intervalo histórico (conocida con el nombre de "Paleovariación Secular").

Los estudios de paleovariación secular realizados en sedimentos de lagos, lavas y material arqueológico son bien conocidos para los últimos 30,000 años en Europa, Estados Unidos y Japón, pero son muy limitados para el resto del mundo; por lo que los resultados no podrán ser generalizados, hasta tener una mayor cobertura geográfica; especialmente en regiones con latitudes menores a los 30° en el Hemisferio Norte (como es el caso particular de México), mientras que en el Hemisferio Sur existen muy pocos datos publicados.

Durante tiempos históricos, con base en mediciones directas del CMT, se ha observado que tanto la cantidad de variación secular, así como de la magnitud del campo no-dipolar (cuyos cambios causan la mayor parte de la variación secular observada), han estado distribuidos de una manera más bien irregular sobre la superficie de la tierra.

Esta componente no-dipolar es para el tiempo presente de mayor magnitud en el Hemisferio Sur con respecto al Hemisferio Norte y es casi completamente inexistente en la región del Pacífico Central (McWilliams et al., 1982). Para México estudios de paleovariación secular realizados por Herrero et al., (1986) indican que México

Tabla 1 Espectro de las variaciones del Campo Magnético Terrestre en función de su duración (modificado de Merrill y McElhinny, 1983).

Clases de Variación	Período	Origen	Comentarios
Variaciones de período largo del momento dipolar geomagnético	$10^9 - 10^8$	Campo Geomagnético (CGM) dipolar	
Epocas, cambios de polaridad	$10^7 - 10^5$	CGM dipolar y no-dipolar	El comportamiento es distinto en las diferentes edades geológicas
Eventos de polaridad	$10^5 - 10^3$	CGM dipolar y no-dipolar	Por medio de estudios paleomagnéticos
Variaciones de período corto del momento dipolar geomagnético	$10^5 - 10^3$	CGM dipolar	Por medio de estudios paleomagnéticos
Variación secular	$10^4 - 10^2$	CGM no-dipolar interno	Mediciones directas e indirectas del CGM
Tormentas magnéticas	$10^{-1} - 10^{-2}$	CGM externo	Mediciones directas del CGM
Variación diurna	$10^{-2} - 10^{-3}$	CGM externo	Mediciones directas del CGM
Micropulsaciones	$10^{-6} - 10^{-7}$	CGM externo	Mediciones directas del CGM
Variaciones sub-acústicas	$10^{-8} - 10^{-9}$	CGM externo	Mediciones directas del CGM

no debe de ser incluido dentro de la "ventana dipolar" de valores bajos de Paleovariación secular, donde se tiene incluido a Hawaii; mientras que Böhnell et al., (1990) indican que la componente no-dipolar es más baja que la esperada para esta latitud y que por lo tanto la franja de valores bajos o casi inexistentes incluye tanto a Hawaii como a México.

El objetivo principal de esta tesis es el de contribuir al estudio de la paleovariación secular del campo geomagnético para la parte Central de México, mediante la obtención de datos de referencia para la variación de la declinación, inclinación e intensidad magnéticas, durante los últimos 30,000 años a partir del estudio de lavas con edades conocidas, dentro de la Faja Volcánica Mexicana.

Se escogió deliberadamente el intervalo de tiempo de 0 a 30,000 años, considerando que abarca varios ciclos completos de variación secular y porque para este rango de tiempo se contaba con el mayor número de dataciones con C^{14} con un rango de error aceptable en la edad de los volcanes.

1.1 Metodología empleada

Durante el desarrollo de esta investigación se realizaron las siguientes actividades de manera consecutiva, a fin de cumplir con el objetivo previamente expuesto:

a) Selección de los sitios, dentro de la Faja Volcánica Mexicana, que presentan lavas recientes (< 30,000 años). El requisito indispensable fue que dichos sitios contaran con datos disponibles sobre su edad (mediante el método de C^{14}).

Como resultado de una cuidadosa revisión bibliográfica, finalmente se escogieron dos regiones dentro de la Faja:

1) El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, al Norte de

Uruapan.

2) La Formación Chichinautzin al Sur de la Ciudad de México.

b) Reconocimiento geológico de las 2 regiones escogidas a fin de seleccionar los sitios más apropiados para este estudio.

c) Muestreo de los sitios escogidos para estudios de geoquímica, petrografía y paleomagnetismo.

d) Análisis geoquímico de las muestras, mediante un espectrómetro de absorción atómica, a fin de conocer la composición química de las muestras para su clasificación; este estudio fue realizado en la Universidad de Trier, Alemania.

e) Petrografía de las muestras; identificación de los diferentes tipos de rocas, en láminas delgadas, mediante el microscopio de luz polarizada.

f) Identificación de los óxidos magnéticos presentes en las muestras de lavas, definiendo tipos de minerales y el estado de oxidación en el que se encuentran los especímenes, por medio tanto del microscopio mineragráfico, así como por el microscopio electrónico de barrido, actividades desarrolladas en la Universidad de Trier, Alemania.

g) Determinación de las propiedades magnéticas de las muestras, incluyendo: susceptibilidad magnética, temperatura de Curie, histéresis magnética, susceptibilidad magnética a bajas temperaturas; en la Universidad de Liverpool, Inglaterra.

h) Paleomagnetismo de los especímenes, el cual incluye: el análisis detallado de la Magnetización Remanente Natural (NRM), desmagnetización de los especímenes por pasos sucesivos, mediante la aplicación de Campos Alternos (AF), obtención de polos virtuales geomagnéticos (VGP).

- i) Determinación de Paleointensidades del campo geomagnético, mediante el método de Thellier (en la Universidad de Münster, Alemania) y el método Shaw-Rolph (en la Universidad de Liverpool, Inglaterra).
- j) Análisis numérico de los datos obtenidos.
- k) Interpretación de los resultados y conclusiones.

2) CARACTERISTICAS GEOLOGICAS Y EDADES DE LAS REGIONES MUESTREADAS

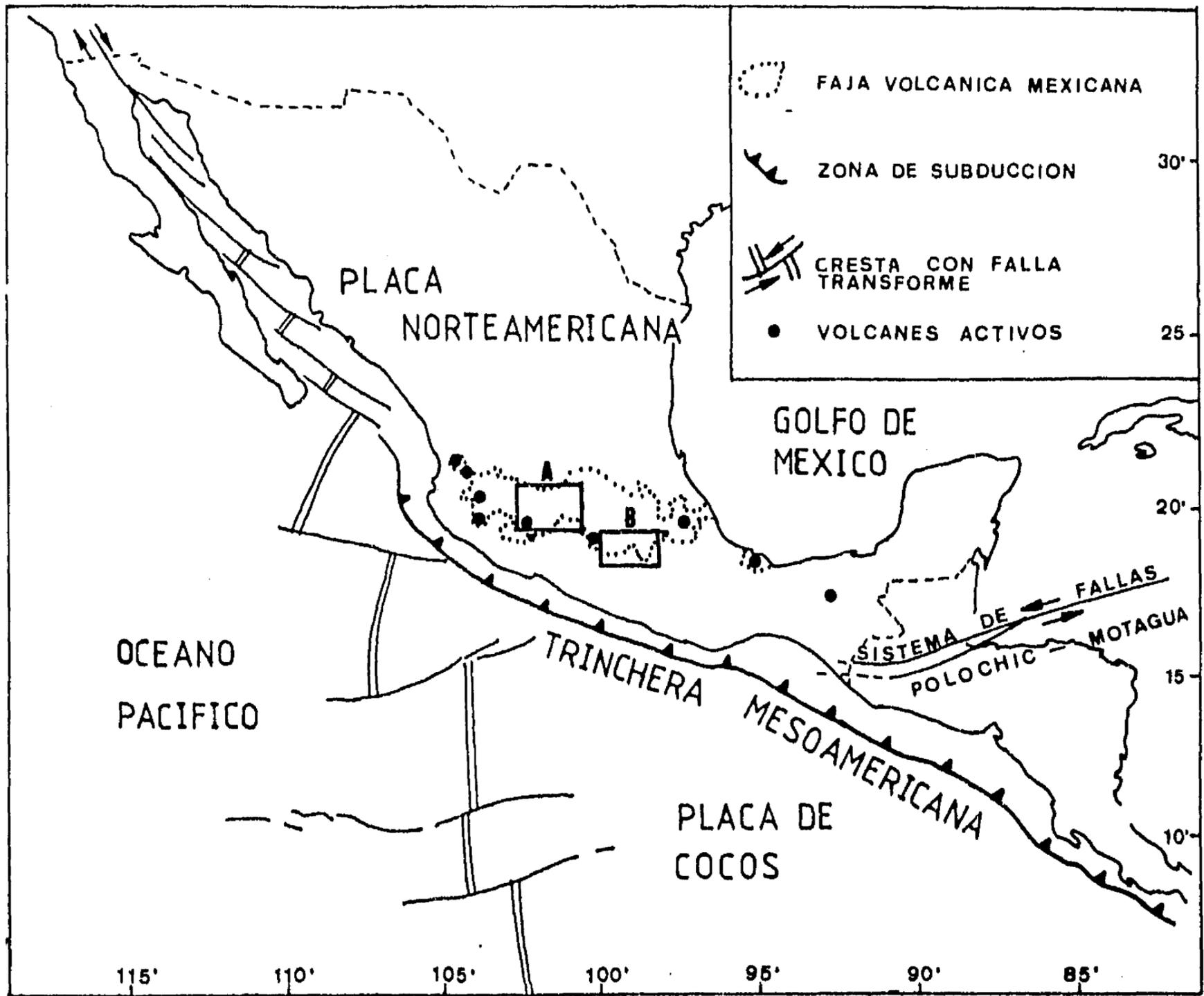
Se estudiaron dos regiones dentro de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) (Fig. 1):

- 1) Una dentro de la Formación Chichinautzín al Sur de la Ciudad de México.
- 2) La otra dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), al Norte de Uruapan.

Estas regiones fueron escogidas para realizar este estudio sobre la variación secular del campo geomagnético, principalmente porque las dos presentan volcanes monogenéticos fechados con el método de C^{14} con edades hasta 30,000 años, periodo escogido previamente para tratar de detectar varios ciclos completos de variación secular. Los errores en las edades en general son menores de 1000 años; siendo menores que la mayoría de los periodos de variación secular.

De la mayoría de las lavas muestreadas durante este estudio, se conocía previamente la edad relativa de las erupciones mediante dataciones con C^{14} o K/Ar (Tabla 2). Con respecto a los datos de K/Ar cabe hacer la siguiente aclaración: En las primeras etapas de este estudio se tomaron las muestras de lavas considerando que todas se encontraban dentro del rango de edad de 0 a 30,000 años, sin embargo los resultados obtenidos recientemente por Ban (comunicación personal) indican que los volcanes Paracho y Yahuarato son mucho más antiguos.

A continuación se comentan las características geológicas más importantes, tanto de la Faja Volcánica Mexicana como de las dos regiones estudiadas en detalle.



- A** Michoacán-Guanajuato, Campo Volcánico Monogenético.
- B** Valle de México-Valle de Toluca, Campo Volcánico Monogenético, Fm. Chichinautzin.

Fig.1 Localización de las regiones estudiadas.

2.1 Características Geológicas Generales de la Faja Volcánica Mexicana.

De manera general la Faja Volcánica Mexicana es una franja volcánica continental formada como consecuencia de los procesos de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana en la Trinchera Mesoamericana (Fig. 1).

Esta franja esta compuesta principalmente por series de rocas volcánicas calco-alcalinas con productos alcalinos subordinados (Aguilar-Vargas y Verma, 1987; Luhr y Carmichael, 1985).

Se extiende desde las costas del Pacífico hasta las del Golfo de México, aproximadamente entre los paralelos 19° y 21° de Lat. Norte; posee una longitud aproximada de 900 km de largo por 100 km de ancho en promedio; sus límites al Norte son el Altiplano Mexicano y al Sur la Sierra Madre del Sur.

La mayoría de los aparatos volcánicos de la FVM son de edad Cuaternaria, donde algunos de ellos se encuentran aún en actividad (Fig. 1). Pero también se tienen otros centros volcánicos de edad Pliocénica, e inclusive se tiene la presencia de productos volcánicos de edad Miocénica los cuales son motivo de discusión en cuanto a atribuirlos dentro de la FVM o no, donde en realidad estas divisiones arbitrarias son muy subjetivas (Negendank et al., 1985; Robin, 1982).

Los productos de la FVM cubren discordantemente a las principales unidades tectónicas de México Sur y Central. Donde estas últimas estan representadas tanto por un basamento complejo ígneo-metamórfico en la porción occidental, formando el cinturón orogénico cordillerano (Campa y Coney, 1983), así como por rocas sedimentarias marinas Cretácicas plegadas, en la porción oriental.

Considerando el vulcanismo Plio-Cuaternario, Demant (1978, 1981)

ha subdividido la FVM en 5 grandes sectores:

1) El graben de Tepic-Chapala, el cual constituye el límite occidental de la FVM e incluye varios de los grandes estratovolcanes activos como son el Sangangüey y el Ceboruco.

2) El graben de Colima, el cual esta orientado casi N-S e incluye al estratovolcán de Colima, uno de los volcanes mas activos dentro de la Faja.

3) El campo de conos cineríticos de Michoacán-Guanajuato, el cual parece ser la zona más activa de la FVM, con aproximadamente 3000 conos en 20,000 km².

4) Los valles de Toluca, México y Puebla, bordeados por altos estratovolcanes en sus límites, con la presencia de lagos de bajo tirante de agua y baja energía (incluyendo también un extenso grupo de conos cineríticos del Cuaternario, que generaron la Formación Chichinautzin).

5) El límite oriental de la FVM esta en discusión, ya que algunos autores como Negendank et al. (1985) consideran que este incluye las rocas alcalinas de la región de San Andrés Tuxtla; mientras que Demant y Robin (1985) y Robin (1982) proponen la existencia de una "Provincia Oriental Alcalina", que se extiende a lo largo de la planicie costera del Golfo de México y fijan el límite oriental de la FVM en la Sierra formada por los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote.

La composición química de las rocas que conforman la FVM es muy variable, pero abundan los derrames y productos piroclásticos de composición dacítico-andesítica, aunque existen otras unidades de composición riódacítica o riolítica que por su volumen sólo tienen importancia local.

Algunas unidades definidas inicialmente como basálticas, tales

como la Formación Chichinautzin y el Basalto Tenango, han sido reclasificados como andesitas con base a análisis geoquímicos (Negendank, 1972a; Bloomfield, 1973, 1975).

Las manifestaciones locales de vulcanismo riolítico se localizan en zonas aisladas y definen estructuras de colapso como la Caldera de la Primavera, Jalisco o complejos de domos como en el área de los Azufres, Michoacán, o bien como los de la Laguna de Santa María del Carmen y la Magdalena (Demant, 1978).

Generalizando, desde un punto de vista geoquímico, la FVM es una provincia de composición calco-alcalina que se caracteriza por la abundancia de dacitas y andesitas, pero que también presenta productos alcalinos subordinados.

Como ya se comentó anteriormente el régimen tectónico de México Central, donde se encuentra incluida la FVM, está dominado por los procesos de subducción de la Placa de Cocos por debajo del margen sur-oeste de la Placa Norteamericana; donde la Placa de Cocos al oeste del meridiano 96° W tiene un echado muy bajo (~15°), y es sismogénica a una profundidad de cerca de 100 km (Dewey y Suárez, 1991). Este echado se encuentra entre los más bajos a nivel mundial, reflejando la edad relativamente joven de la litósfera oceánica que es subductada en esta región.

La mayoría de los volcanes que se incluyen dentro de la Faja Volcánica Mexicana se localizan más allá de 50 km del término de la zona sismogénica.

2.2 Geología del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

El campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) está situado en la parte media de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) y contiene más de 1000 aparatos volcánicos del Cuaternario Superior (Figs. 1 y 2a).

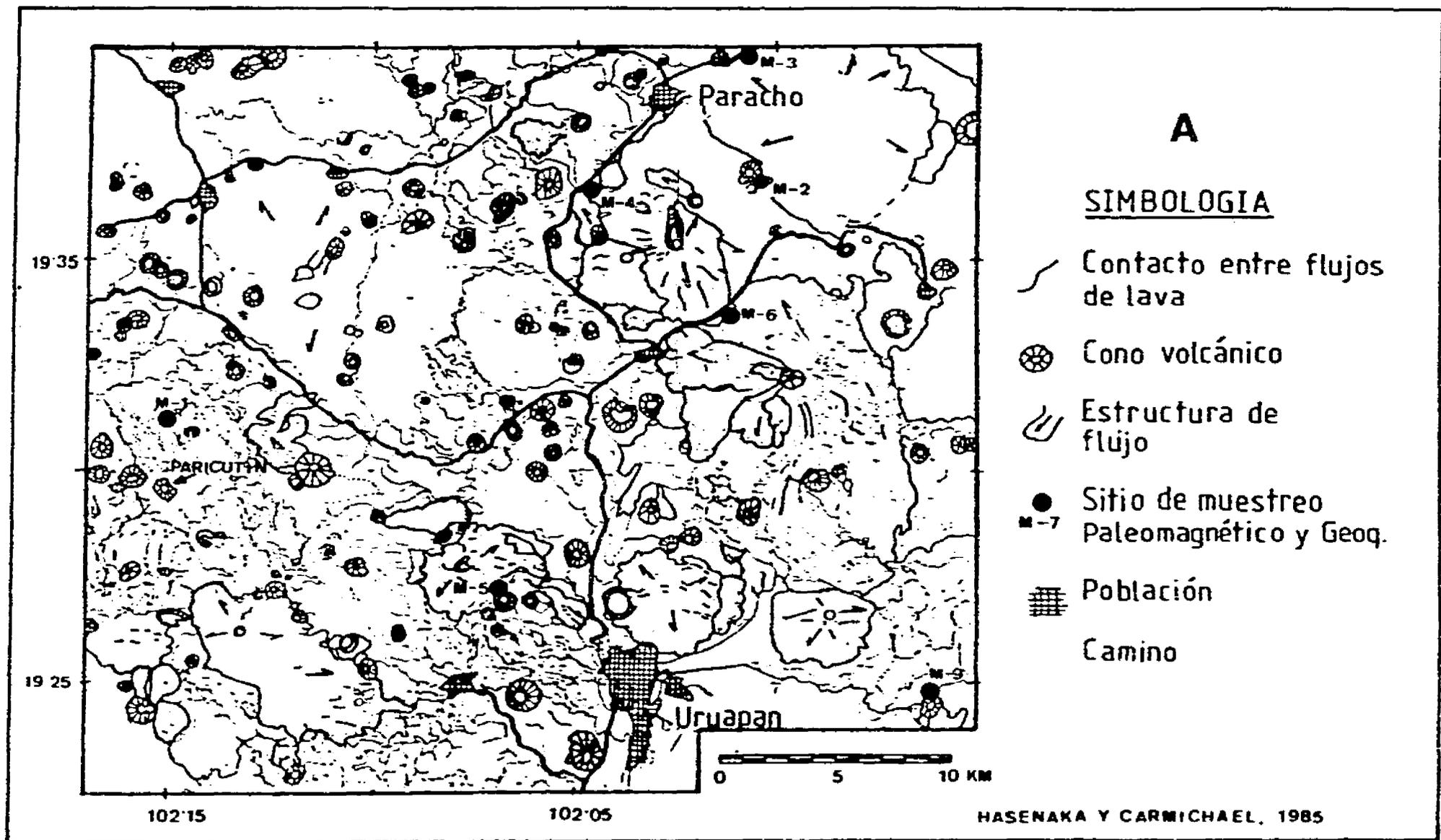


Fig. 2.a Mapa de los volcanes y flujos de lava asociados en una porción del Campo Volcánico Michoacán - Guanajuato.

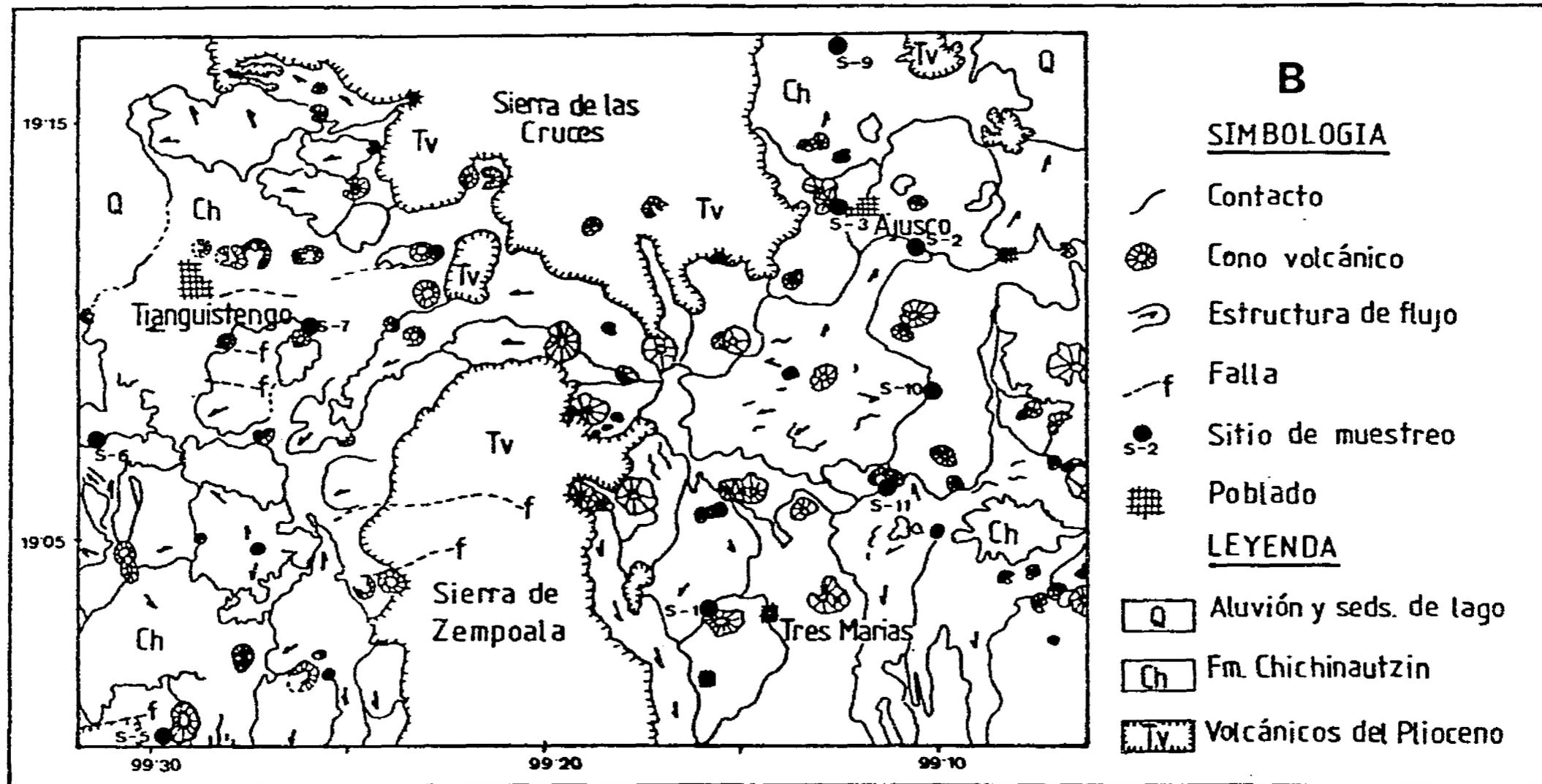


Fig. 2.b Mapa geológico y localización de las muestras dentro de la Fm. Chichinautzin, Valle de México-Valle de Toluca.

De estos aproximadamente el 90% son conos monogenéticos de ceniza y lava, por lo que esta región difiere considerablemente de otras dentro de la FVM, donde los grandes estratovolcanes compuestos son los dominantes.

En general los conos de ceniza y lava monogenéticos son activos sólo por un período de tiempo muy corto, que va desde unos pocos meses hasta aproximadamente 15 años y rara vez vuelven a estar activos. Por el contrario, los grandes volcanes poligenéticos son alimentados por uno o varios conductos, los cuales repetidamente extruyen magma hacia la superficie, formando volcanes compuestos o de escudo, los cuales presentan diferentes etapas de actividad volcánica interrumpidas por períodos de reposo o calma relativa. Estos volcanes pueden estar en actividad por más de un millón de años.

Los conos de ceniza y lava normalmente ocurren cerca de un gran volcán central, o bien se agrupan para formar un campo volcánico, como en el caso del CVMG.

Otras formas volcánicas de este campo incluyen conos de lava, domos, maars, anillos de toba, pequeños volcanes de escudo y flujos de lava sin cono asociado.

Dos volcanes históricamente activos se localizan dentro del CVMG: El Parícutín (1943-1953) y El Jorullo (1759-1774).

Los conos de este campo volcánico están situados a una distancia de 200 a 400 km de la Trincherá Meso-Americana. Tienen una composición química que varía de andesita-basáltica hasta andesita y en general son menos silícicos que las rocas que forman a los volcanes compuestos de la FVM.

Las muestras de rocas del CVMG muestran también de manera

general valores altos de MgO, Cr y Ni, así como valores bajos de K₂O, P₂O₅ y Zr, en comparación con rocas más alejadas de la Trinchera (Capítulo 3).

De los conos de escoria de este campo volcánico, Hasenaka y Carmichael (1985a y b) obtuvieron edades en 7 de ellos por medio de análisis por Carbono 14 (Tabla 2).

El carbón utilizado para estas dataciones fue colectado del suelo justo por debajo de las capas de ceniza y lapilli producidas por la erupción de dichos volcanes, a distancias que fluctúan entre los 500 a 2,000 m del cráter.

El carbón fué encontrado en el contacto de la ceniza con el suelo o cuando mucho a 20 cm por debajo de este contacto. Esto indica que hay una relación temporal muy estrecha entre la formación de dicho carbón y la lluvia de cenizas o piroclásticos; por lo que estas dataciones pueden ser usadas para representar la edad de la erupción (considerando la corta duración de estos eventos volcánicos).

Como es posible observar de la Tabla 2, las edades de estos volcanes del CVMG varían desde la erupción del Parícutín en 1943-1952 hasta 60,000 años para el volcán Paracho (la excepción es el volcán Yahuarato, el cual es mucho más antiguo).

Utilizando esta información acerca de la edad de estos volcanes monogenéticos, se tomaron muestras de lavas en un total de 10 diferentes volcanes, dentro de este campo volcánico con el fin de hacer estudios paleomagnéticos, geoquímicos y petrográficos (Fig. 2a y Tabla 2).

Por otra parte desde un punto de vista estructural, es muy conspicuo, el alineamiento que presentan muchos de los conos de ceniza y otros volcanes que han hecho erupción dentro de este campo

Tabla 2 Edades y localización de los sitios muestreados

Campo Volcanico Michoacan-Guanajuato				
Sitio	Volcan	Latitud	Longitud	Edad
M-1	Paricutin	19.48N	102.22W	1943-1952 *
M-2	El Huanillo	19.67N	101.98W	9,180 ± 250 *
M-3	Pacaracua	19.70N	101.99W	No determinada
M-4	Paracho	19.62N	102.07W	60,000 ± 2,000 #
M-5	El Jabali	19.45N	102.11W	3,830 ± 150 *
M-6	El Metate	19.57N	102.01W	4,700 ± 200 *
M-7	El Pueblito	19.82N	101.92W	29,000 ± 3,300 *
M-8	Las Cabras	19.81N	101.89W	> 40,000 *
M-9	Yahuarato	19.62N	101.57W	560,000 ± 70,000 #
M-10	La Mina	19.71N	101.42W	17,170 ± 430 *

Grupo Chichinautzin				
Sitio	Volcan	Latitud	Longitud	Edad
S-1	Tezontle	19.05N	99.25W	No determinada
S-2	Pelado	19.20N	99.17W	4,070 ± 150 φ
S-3	Maninal	19.22N	99.21W	18,900 ± 600 φ
S-5	Tezontle	19.02N	99.47W	21,860 ± 380 θ
S-6	Tres Cruces	19.12N	99.49W	8,440 ± 70 θ
S-7	Cuautl	19.17N	99.42W	19,530 ± 160 θ
S-8	Lama	19.09N	99.54W	No determinada
S-9	Xitle	19.32N	99.18W	2,422 ± 250 δ
S-10	Pelado	19.14N	99.17W	4,070 ± 150 φ
S-11	Cima	19.10N	99.18W	10,160 ± 70 φ

Referencias: * Hasenaka and Carmichael (1985a)
 φ Martin del Pozzo (1990)
 θ Bloomfield (1973, 1975)
 δ Libby (1952)
 # Ban (comunicación personal)

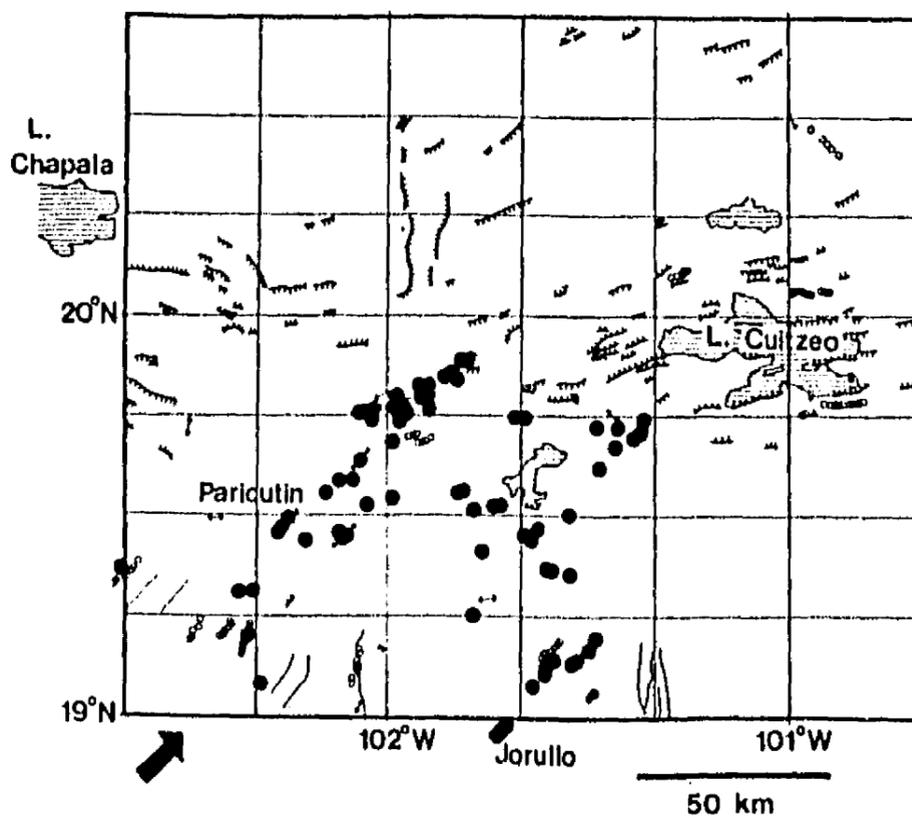


Fig. 3 Estructuras presentes en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Se pueden observar los alineamientos de conos monogenéticos y de fallas normales. Los puntos negros indican los conos de ceniza y flujos de lava más jóvenes de 40,000 años. La flecha indica el vector de movimiento relativo entre las Placas de Cocos y la Norteamericana (Hasenaka y Carmichael, 1985a).

volcánico.

Uno de tales alineamientos incluye al volcán Parícutín y se extiende por cerca de 100 Km hacia el NE. Otro alineamiento importante tiene 40 Km de longitud, incluyendo al volcán Jorullo en su parte Sur, presentando también una dirección preferencial hacia el NE.

La dirección de estos alineamientos de conos jóvenes, de edad Cuaternaria, coincide con el vector de movimiento relativo entre las Placas de Cocos y la Norte-americana (Fig. 3). Por otra parte es difícil obtener información tectónica adicional, porque esta región está casi completamente cubierta por productos volcánicos muy jóvenes (Fig. 2a).

2.3 Geología del Campo Volcánico Monogenético de la Sierra de Chichinautzin.

Dentro de la FVM una de las áreas que cuenta con una abundancia relativa de estudios geológicos es el Valle de México, el cual está formado desde un punto de vista tectónico por un graben con una orientación N-S. Este Valle está rodeado completamente por cadenas montañosas de origen volcánico: en el Oeste se localiza la Sierra de las Cruces, al este la Sierra de Río Frío, en el Norte la Sierra de Tezontlalpan y la Sierra de Pachuca, mientras que en el Sur se encuentra la Sierra de Chichinautzin. Estas sierras forman los límites de la Cuenca de México, la cual fue rellenada con sedimentos lacustres y cenizas volcánicas.

Particularmente la Sierra del Chichinautzin incluye la actividad volcánica más reciente dentro de la Cuenca de México, como por ejemplo la actividad histórica del Xitle, representada por los flujos de lava del Pedregal de San Ángel y aparentemente constituye la última fase de actividad volcánica en la región, la cual culminó la formación de la cuenca (Mooser et al., 1974).

La Sierra del Chichinautzin esta constituida principalmente por un campo extenso de volcanes monogeneticos, los cuales abarcan una region muy amplia entre la Ciudad de Mexico y Cuernavaca; esta formada por conos de ceniza y escoria, asi como por una secuencia de lavas y piroclasticos de composicion calco-alcalina. Las lavas son predominantemente andesitas de bloques, aunque tambien se presentan basaltos y dacitos en mucho menor proporcion. El vulcanismo es principalmente de tipo estromboleano.

La Formacion Chichinautzin comprende a todos estos productos, siendo definida por Fries (1960) como "todas las corrientes lavicas, tobas, brechas y materiales clasticos interestratificados, depositados por agua, de composicion andesitica o basaltica, que descanen encima de la Formacion Cuernavaca o de unidades mas antiguas". Originalmente esta unidad fue atribuida al Cuaternario por Fries, sin embargo esta unidad se encuentra interdigitada con las Formaciones Tarango y Atotonilco el Grande, por lo cual se estima que sus primeras erupciones tuvieron lugar en el Plioceno Tardio (Fries, 1966).

Por otra parte los resultados paleomagneticos para la Formacion Chichinautzin (Mooser et al., 1974; Herrero y Pal, 1977; Herrero et al., 1986; Böhnell et al., 1990) indican que todas las unidades estudiadas presentan una polaridad magnetica normal. Tomando en consideracion la ocurrencia de actividad historica y las caracteristicas geomorfologicas jovenes de la Formacion Chichinautzin (Martin del Pozzo, 1982), esta polaridad normal se ha correlacionado con la Epoca de Polaridad de Brunhes, por lo que la actividad volcanica es por lo tanto mas joven de aprox. 0.73 Ma.

Sin embargo las caracteristicas sobre la evolucion temporal del magmatismo, es decir, cuando dentro de este tiempo se inici6 la actividad y si esta ha sido continua o discreta, no pueden estimarse de la informacion paleomagnetica.

En la Tabla 2 se resumen, por otra parte, los datos sobre las edades obtenidas por medio de Carbono 14, que han sido publicados para los volcanes monogenéticos de la Formación Chichinautzin, los cuales fueron utilizados en la selección de los sitios de muestreo para esta región. Como se puede observar, las edades de dichos volcanes varían desde $2,422 \pm 250$ años para el volcán Xitle hasta $21,860 \pm 380$ años para el volcán Tezontle.

De este campo volcánico se muestrearon un total de 10 sitios para realizar estudios paleomagnéticos, geoquímicos y petrográficos (Fig. 2b y Tabla 2).

3) GEOQUIMICA DE LAS MUESTRAS

Con el fin de conocer la composición química de las lavas muestreadas para el estudio paleomagnético, paralelamente se tomaron muestras para hacer análisis químicos de elementos mayores.

Por lo tanto, los sitios de muestro para el estudio geoquímico son exactamente los mismos que los del estudio paleomagnético (Figs. 2a y 2b, Tabla 2), haciendo un total de 20 diferentes volcanes monogenéticos muestreados dentro de la Faja Volcánica Mexicana.

De estos, 10 sitios pertenecen al Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin y los 10 sitios restantes corresponden al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG).

3.1 Metodología utilizada.

Las muestras de roca fueron analizadas por medio del espectrómetro de absorción atómica (AAS), de la Universidad de Trier, Alemania. Para la medición en el aparato fue necesario preparar las muestras de la siguiente manera:

Las muestras fueron molidas y tamizadas hasta tener un tamaño < 0.06 mm.

Posteriormente se mezclaron 0.4 g de $\text{Li}_2\text{B}_2\text{O}_4$ (metaborato de litio o spectroflux) con 0.1 g de la muestra en un crisol de platino.

Dicha mezcla fue fundida en el crisol por medio de un mechero de gas con flama, hasta lograr una "perla de fundición", mediante movimientos lentos y paulatinos del crisol, para obtener así una mezcla homogénea.

La perla de fundición fue colocada en vaso de precipitado de 100 ml al cual se agregaron 40 ml de HCl al 0.5N. Inmediatamente, dicho vaso de precipitado fue colocado en un agitador automático a fin de disolver completamente la perla en el ácido clorhídrico (el proceso de dilución dura entre 1 a 2 hrs.).

Esta solución fue colocada en un matraz Erlen-Meyer de 100 ml y rellenada con agua bidestilada hasta la marca.

Finalmente esta solución es vaciada en una pequeña botella de plástico por medio de un embudo de cristal.

Este proceso fue realizado por duplicado en cada una de las muestras por analizar, haciendo un total de 40 botellas de plástico con sus respectivas soluciones de roca, todo esto con el fin de tener un control sobre los resultados al final, mediante comparación.

Es muy importante, preparar también soluciones de muestras de rocas "standard", cuyos valores son previamente conocidos, con el fin de tener un control estricto sobre la calibración de las mediciones efectuadas con el espectrómetro de absorción atómica.

Particularmente para este estudio se prepararon soluciones de 3 diferentes rocas "standard": una sienita, un basalto y un gabro respectivamente (Atusushi-Ando et al, 1988) considerando que las muestras por analizar caerían dentro de estas posibles composiciones.

Finalmente, todas las soluciones obtenidas fueron analizadas por medio de mediciones a la flama mediante el espectrómetro de absorción atómica (AAS), para cada uno de los óxidos mayores que componen a las rocas ígneas (estos incluyen Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K).

La descripción del modo de empleo del AAS no está incluida dentro de esta tesis, pero detalles del método pueden ser consultados en Dittrich (1982).

3.2 Resultados e interpretación de los datos geoquímicos.

Los resultados obtenidos sobre la composición de las rocas analizadas se encuentran resumidos en las Tablas 3 y 4, incluyendo también los cálculos de la norma CIPW para cada una de las muestras, así como el índice de diferenciación (D.I) (Thornton y Tuttle, 1960).

Como se puede observar, los contenidos en sílice varían de 55.25% hasta 60.35% en las lavas muestreadas en la región de Michoacán (Tabla 3, Fig. 4), indicando que en general para los últimos 60,000 años, la composición ha sido principalmente de tipo andesítica.

Mientras que para las lavas de la Sierra de Chichinautzin, los contenidos de sílice varían desde 51.03% hasta 61.89% (Tabla 4, Fig. 4), indicando también una composición principalmente de tipo andesítica, pero incluyendo la presencia de algunos basaltos, como son las muestras de los volcanes Tezontle (S-5), Xitle (S-9) y Cima (S-11).

Una gráfica de la edad contra el contenido de sílice (Fig. 4), nos indica que de manera general, las muestras analizadas del CVMG tienen una composición mucho más homogénea, mientras que las muestras provenientes de la Formación Chichinautzin muestran un rango de composición mucho más amplio, observándose que no existe una correlación directa entre el grado de diferenciación magmática de estas rocas con respecto a la edad, teniéndose seguramente la presencia de diferentes cámaras magmáticas funcionando al mismo tiempo.

Se utilizaron diversos diagramas geoquímicos, con el fin de caracterizar la composición química de las lavas analizadas, los cuales se comentan a continuación.

El diagrama Potasio contra Sílice, de Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. 5), muestra que las rocas muestreadas en las dos regiones pertenecen a la serie de rocas calco-alcalinas. Tanto en el CVMG como en la Formación Chichinautzin se tienen andesitas y andesitas basálticas, pero en Chichinautzin se encuentran además rocas de composición basáltica.

El diagrama Alkalís contra Sílice, de Kuno (1966) (Fig. 6), indica que todas las muestras del CVMG pertenecen a la serie de rocas con hiperstena, mientras que las muestras de la Formación Chichinautzin principalmente pertenecen también a la serie con hiperstena pero se presentan 3 muestras pertenecientes a la serie alcalina.

Los diagramas Alkalís contra Sílice, de Cox et al. (1979) (Fig. 7a y 7b), muestran que todas las muestras del CVMG caen dentro de las andesitas, mientras que las muestras de la Formación Chichinautzin presentan basaltos, andesitas-basálticas pero principalmente andesitas.

En conjunto todos los diagramas geoquímicos indican que las muestras corresponden principalmente a la serie calco-alcalina y se clasifican como andesitas para el CVMG y como andesitas y basaltos para las lavas de la Formación Chichinautzin. Estas dos regiones se encuentran asociadas con la presencia de un arco volcánico continental.

Los resultados encontrados durante este estudio son similares a los datos publicados previamente, resumidos por Aguilar-Vargas y Verma (1987).

Tabla 3 Resultados de análisis químicos de lavas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y Normas CIPW.

	M-1	M-2	M-3	M-4	M-5	M-6	M-7	M-8	M-9	M-10
SiO ₂	55.46	55.25	59.49	55.39	60.35	58.35	56.54	57.23	58.78	57.09
TiO ₂	1.13	1.00	0.82	1.02	0.85	0.84	1.12	1.16	1.18	1.32
Al ₂ O ₃	17.18	16.92	17.31	16.73	16.69	17.58	17.72	17.39	17.29	17.56
Fe ₂ O ₃	1.20	1.57	2.39	1.53	1.04	2.25	2.16	2.78	1.32	1.26
FeO	5.95	5.30	2.83	5.41	4.35	3.20	4.30	3.85	4.53	5.55
MnO	0.12	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13
MgO	5.12	5.93	2.49	5.85	3.79	3.15	3.63	3.69	3.48	3.58
CaO	6.92	7.71	6.10	8.16	6.87	7.32	6.68	6.78	6.48	6.47
Na ₂ O	4.02	3.55	4.18	3.32	3.61	4.14	3.93	3.83	3.42	3.99
K ₂ O	1.16	1.09	1.78	1.18	1.61	1.69	1.39	1.44	2.06	1.52
F ₂ O ₃	0.29	0.25	0.26	0.21	0.22	0.32	0.26	0.29	0.26	0.40
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98.55	98.69	97.75	98.92	99.48	98.94	97.84	98.56	98.91	98.87
Rb (ppm)	19	20	32	21	29	30	20	22	41	29
Sr (ppm)	585	509	571	471	484	1263	619	642	489	581
Q	3.74	4.66	12.53	5.22	12.49	9.16	8.38	10.06	11.18	7.56
Or	6.86	6.44	10.52	6.97	9.51	9.99	8.21	8.51	12.17	8.98
Ab	34.02	30.04	35.37	28.09	30.55	35.03	33.25	32.41	28.94	33.76
An	25.41	27.02	23.21	27.26	24.58	24.40	26.61	26.01	25.74	25.52
Di	5.73	7.76	4.29	9.59	6.57	7.89	3.91	4.6	3.84	3.26
Hy	18.24	18.02	6.20	17.13	12.14	6.87	11.61	10.07	12.28	14.52
Mt	1.74	2.28	3.47	2.22	1.51	3.26	3.13	4.03	1.91	1.83
Il	2.15	1.90	1.56	1.94	1.61	1.60	2.13	2.20	2.24	2.51
Ap	0.67	0.58	0.60	0.49	0.51	0.74	0.60	0.67	0.60	0.93
D.I.	70	68	82	68	77	79	76	77	78	76
Plag	An 43	An 47	An 40	An 49	An 45	An 41	An 44	An 45	An 47	An 43

Tabla 4 Resultados de análisis químicos de lavas de la Formación Chichinautzin y Normas CIPW.

	S-1	S-2	S-3	S-5	S-6	S-7	S-8	S-9	S-10	S-11a	S-11b
SiO ₂	54.14	61.89	55.13	51.30	59.88	54.66	60.83	51.03	60.23	52.15	62.30
TiO ₂	1.21	0.94	1.05	1.69	0.92	1.26	0.98	2.02	1.31	1.57	1.76
Al ₂ O ₃	16.49	15.83	16.56	16.82	16.69	16.06	15.62	16.17	16.22	17.47	17.09
Fe ₂ O ₃	5.80	1.19	2.56	2.42	1.28	2.09	3.95	2.09	1.07	5.69	8.35
FeO	1.83	4.06	4.16	5.92	4.13	4.94	1.48	6.46	4.42	2.84	0.69
MnO	0.13	0.10	0.12	0.15	0.10	0.13	0.09	0.15	0.10	0.12	0.13
MgO	6.72	3.89	6.73	7.14	4.37	6.52	3.94	7.41	3.60	6.55	7.33
CaO	7.06	5.17	7.17	8.00	5.66	7.14	6.12	7.67	5.23	7.33	7.51
Na ₂ O	3.92	4.07	3.60	3.49	3.88	3.86	3.90	3.70	4.24	3.59	3.63
K ₂ O	1.29	1.87	1.02	0.93	1.20	1.35	1.91	1.13	1.75	0.66	0.95
P ₂ O ₅	0.31	0.33	0.21	0.38	0.29	0.37	0.31	0.51	0.32	0.24	0.31
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98.90	99.34	98.31	98.24	98.40	98.38	99.13	98.34	98.49	98.21	100.05
Rb (ppm)	11	20	12	19	15	12	34	21	38	14	10
Sr (ppm)	490	470	420	551	540	600	750	526	478	467	488
Q	4.16	13.67	5.42	-	12.88	2.83	14.64	-	11.63	5.07	3.07
Or	7.62	11.05	6.03	5.50	7.09	7.98	11.29	6.68	10.34	3.90	5.61
Ab	33.17	34.44	30.46	29.53	32.83	32.66	33.00	31.31	35.88	30.38	30.72
An	23.59	19.40	26.02	27.48	24.58	22.51	19.48	24.18	20.06	29.61	27.53
Di	7.32	3.32	6.51	7.80	1.30	8.41	6.90	8.48	3.09	4.04	3.70
Hy	13.34	13.18	17.68	20.15	15.45	17.71	6.61	15.00	12.72	14.44	16.54
Ol	-	-	-	0.18	-	-	-	4.66	-	-	-
Mt	2.82	1.73	3.71	3.51	1.86	3.03	2.22	3.03	1.55	4.99	-
Il	2.30	1.79	1.99	3.21	1.75	2.39	1.86	3.84	2.49	2.98	1.74
Hem	3.86	-	-	-	-	-	2.42	-	-	2.25	8.35
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.08
Ap	0.72	0.76	0.49	0.88	0.67	0.86	0.72	1.18	0.74	0.56	0.72
D.I.	69	79	68	63	77	66	78	62	78	69	67
Plag	An 42	An 36	An 46	An 48	An 43	An 41	An 37	An 44	An 36	An 49	An 47

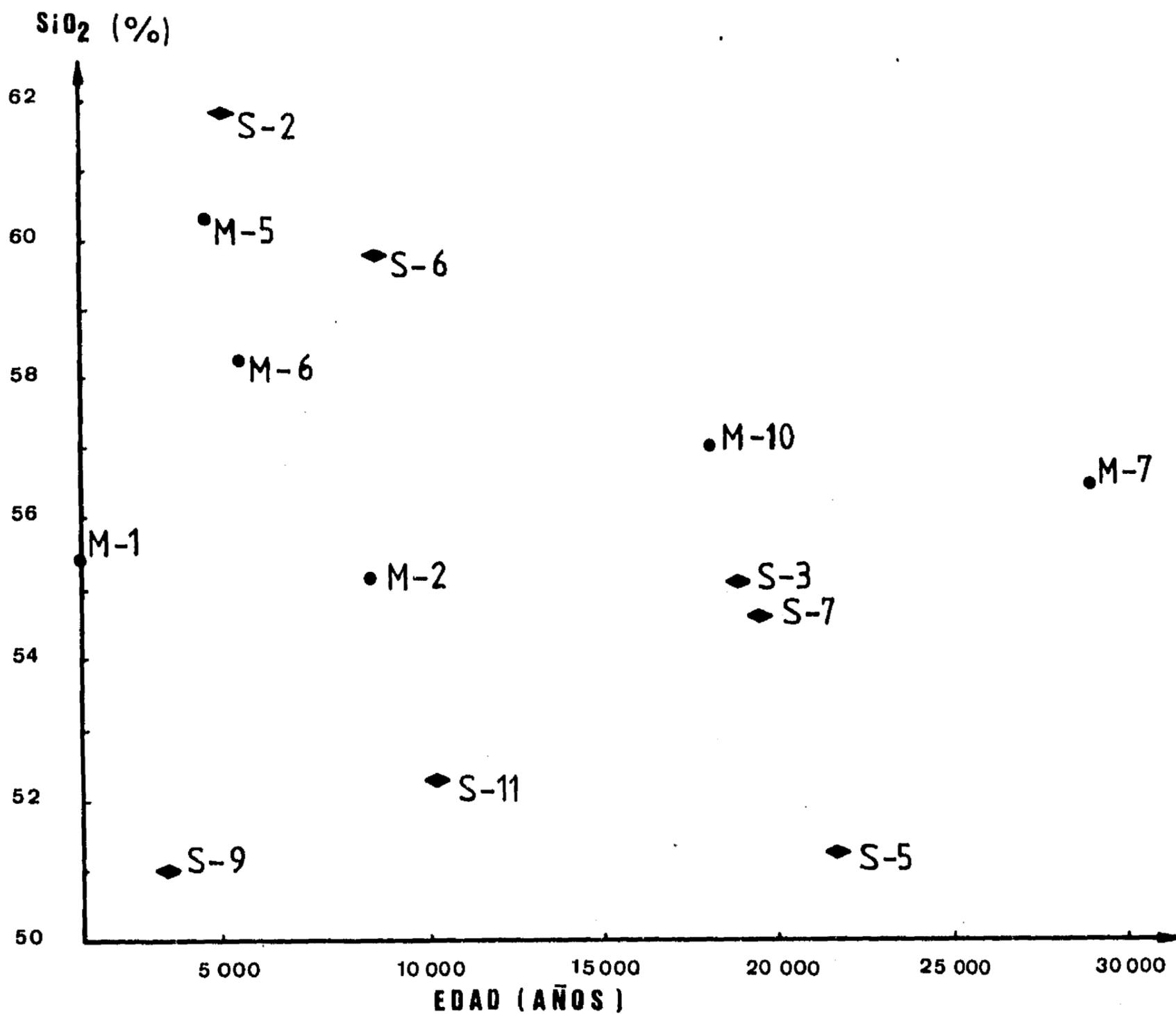


Fig. 4 Gráfica del contenido de Sílice contra la edad

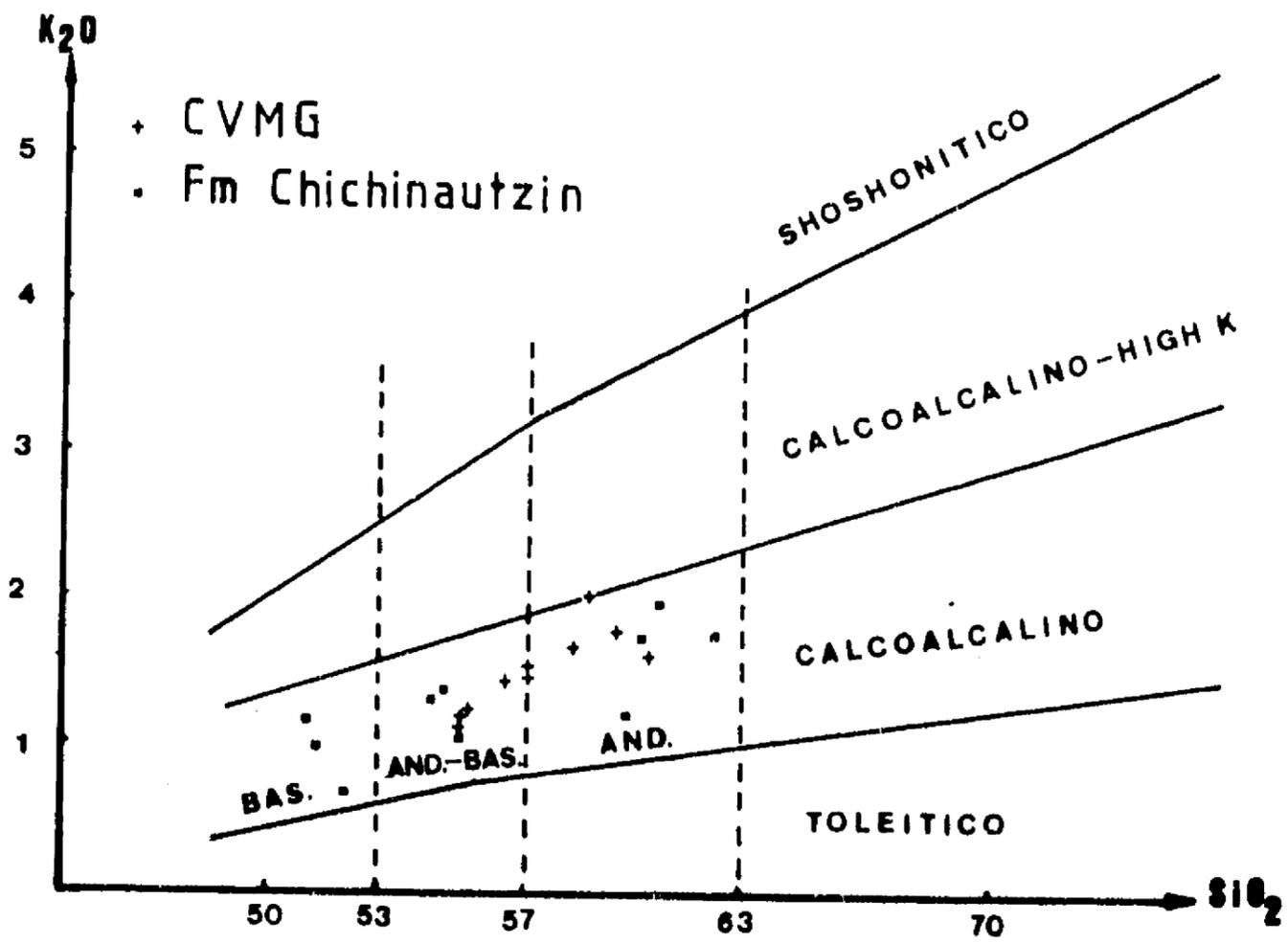


Fig. 5 Diagrama Potasio contra Sílice (Peccerillo y Taylor, 1976).

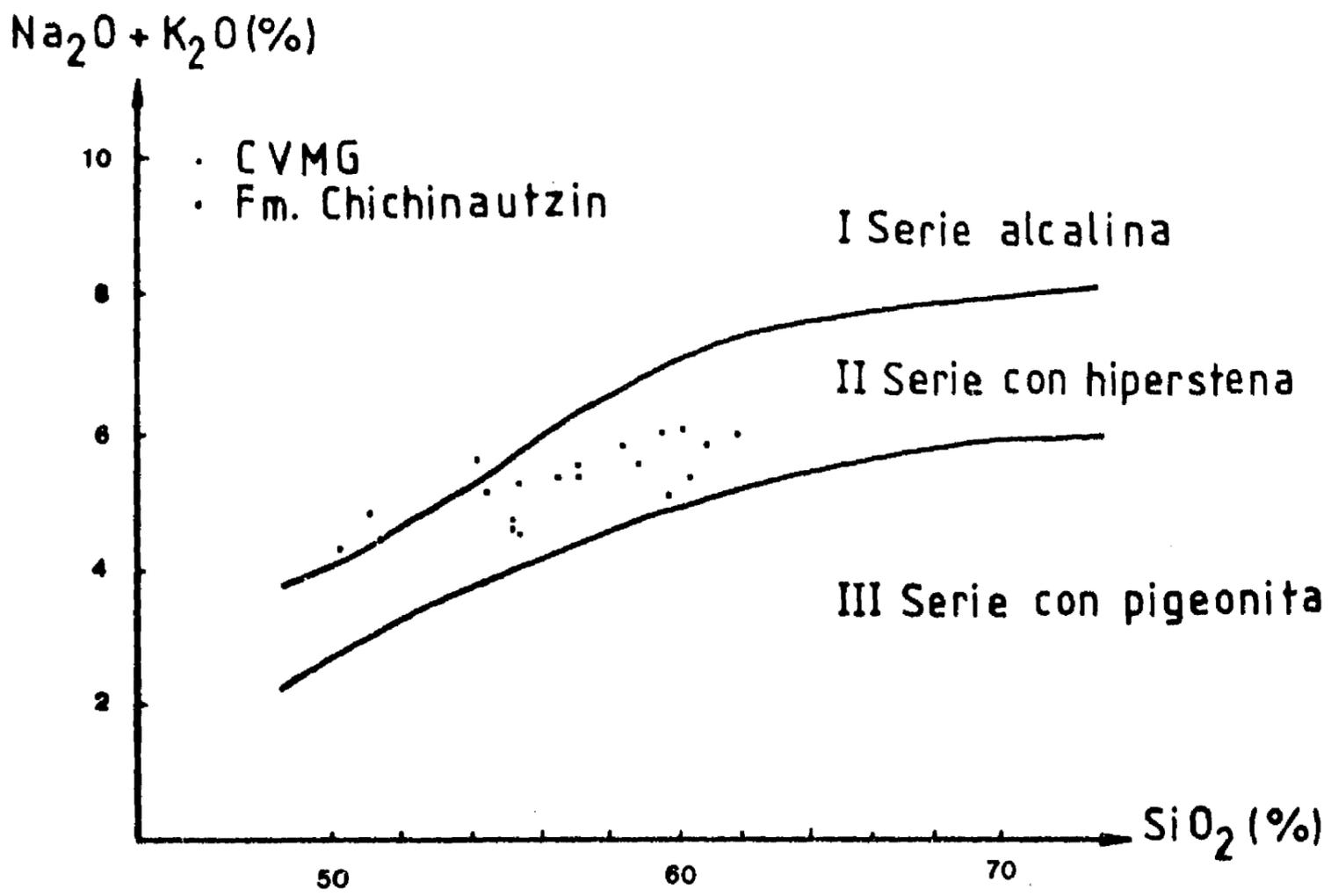


Fig. 6 Diagrama Alcalis contra Sílice (Kuno, 1966)

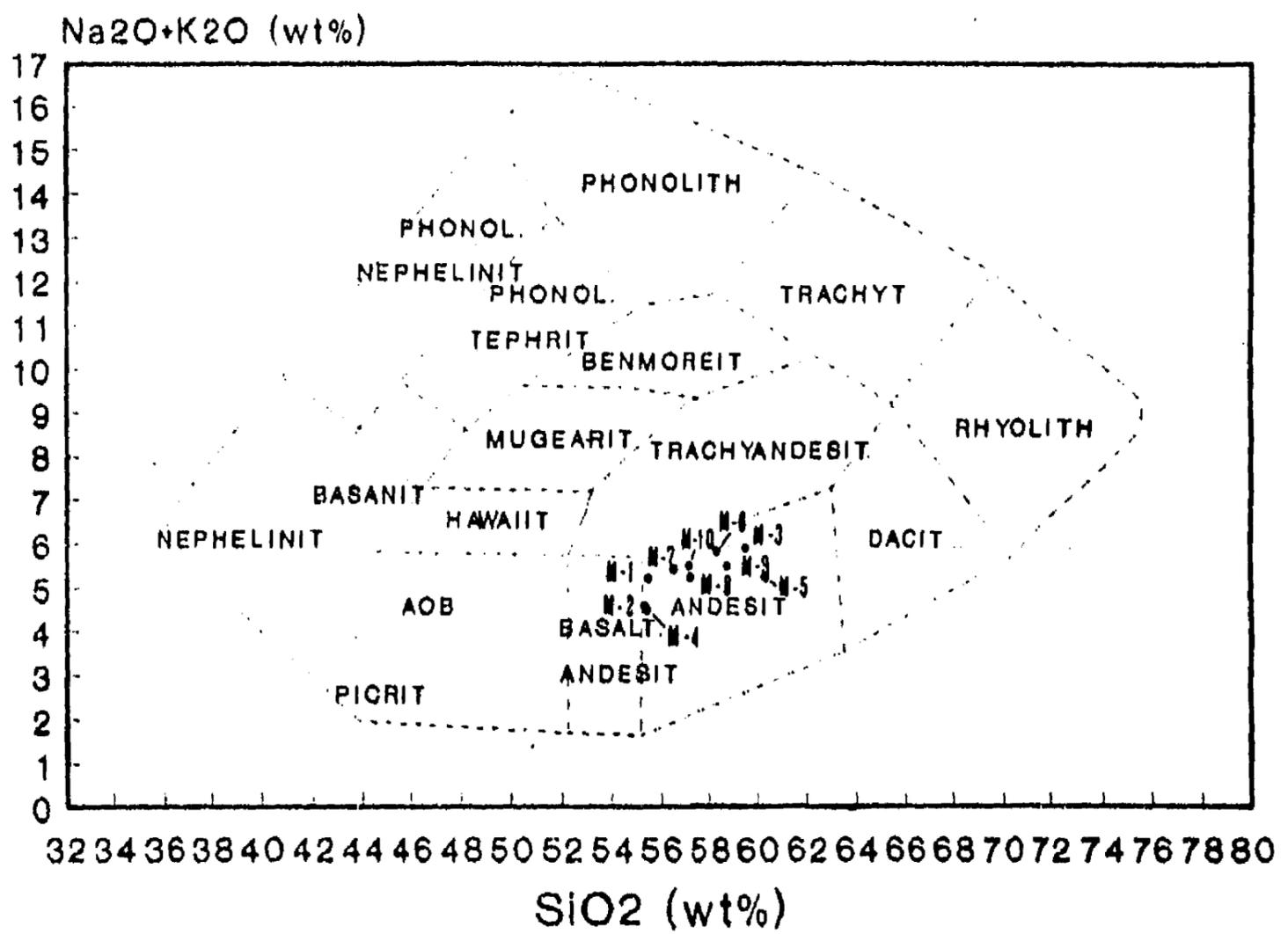


Fig. 7a Diagrama de Cox et al. (1979) mostrando la composición química de las lavas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

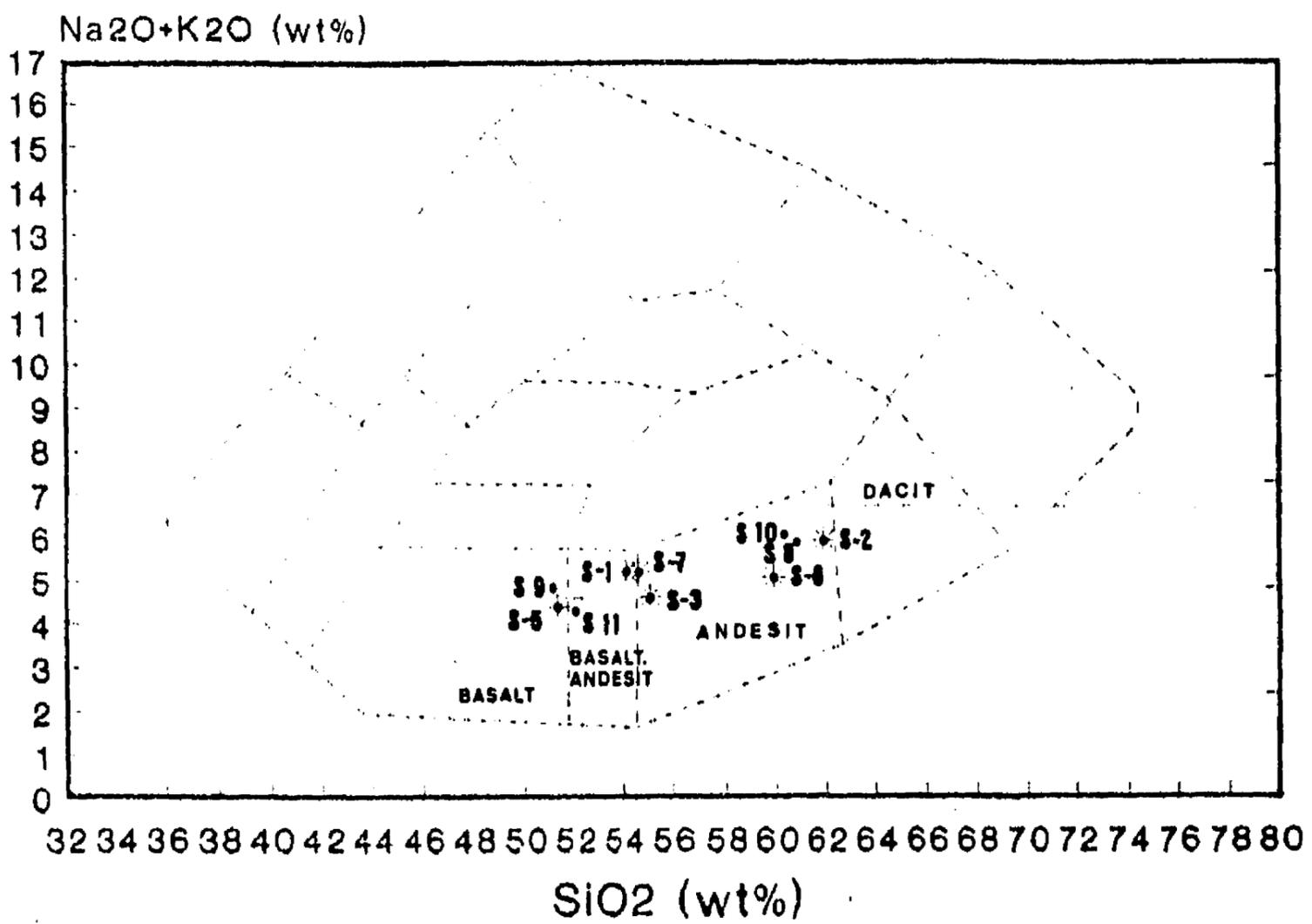


Fig. 7b Diagrama de Cox et al. (1979) mostrando la composición química de las lavas de la Formación Chichinautzin.

4) PETROGRAFIA DE MINERALES MAGNETICOS DE LAS LAVAS ESTUDIADAS

La magnetización de las rocas es retenida en ciertos minerales que tienen propiedades ferro- y ferrimagnéticas, entre los que se tienen a los óxidos y a los sulfuros de fierro. Estos minerales se encuentran de manera dispersa dentro una roca.

La identificación de los minerales magnéticos presentes en los diferentes tipos de rocas y yacimientos minerales es de gran interés en varios problemas geofísicos, geológicos y mineros.

Como ejemplos tenemos: en problemas de interpretación de datos de magnetometría (investigaciones magnéticas marinas, terrestres y aéreas), en estudios de alteración de rocas ígneas (alteraciones de baja temperatura en basaltos oceánicos, alteraciones hidrotermales en regiones geotérmicas), o en la exploración y explotación de yacimientos de Fe (particularmente en yacimientos de baja concentración).

Además, la identificación de minerales magnéticos es de especial interés en estudios paleomagnéticos. En este tipo de estudios se investigan las características del campo magnético terrestre (sus variaciones en tiempo y espacio) por medio del registro dejado en las rocas dentro de los minerales ferromagnéticos. Este registro, puede ser originado por diferentes procesos y esta directamente relacionado con la historia geológica que han sufrido las rocas.

Una cuestión crítica en todos los estudios paleomagnéticos es la de determinar cuales son los minerales magnéticos portadores de la remanencia magnética, ya que esto nos proporciona una evidencia directa sobre el origen de la magnetización, así como de los mecanismos por medio de los cuales esta remanencia fue adquirida (magnetizaciones termoremanentes, químicas, depositacionales, etc).

Por ejemplo, los minerales magnéticos asociados con el

intemperismo es muy común que porten una magnetización secundaria de origen químico, cuya estabilidad dependerá en parte de la composición de los minerales y en parte a sus características de tamaño de grano.

De manera similar, en rocas sedimentarias se tienden a formar diferentes minerales magnéticos, bajo ciertos procesos diagenéticos.

En rocas ígneas, como es el caso particular de las lavas de este estudio, normalmente las rocas presentan magnetizaciones termoremanentes, es decir originadas en el momento en el que las rocas se enfrían por debajo de su temperatura de Curie (magnetizaciones primarias).

Esto es cierto, sólo si estas rocas no han sufrido procesos de intemperismo, o algún otro proceso posterior que pueda alterar la información magnética original del momento de su formación (magnetizaciones secundarias).

Sin embargo es posible obtener información acerca del tipo de magnetización remanente natural (NRM) poseen las rocas en el momento de ser medidas en el laboratorio, mediante la determinación de los minerales magnéticos presentes.

La mineralogía magnética puede por lo tanto ser usada para poder interpretar los datos paleomagnéticos dentro de un contexto geológico, indicándonos si la magnetización que tienen las muestras de roca son de origen primario o secundario; donde la interpretación es muy diferente en un caso o en el otro.

Existen diferentes técnicas que permiten identificar a los minerales magnéticos presentes en una muestra de roca; sin embargo es necesario recalcar que lo más conveniente es utilizar una combinación de dos o más de estas técnicas, ya que por sí solas

pueden resultar ambiguas.

Estas técnicas pueden dividirse en dos grandes grupos:

1) Técnicas con el microscopio, estudio de los minerales magnéticos por medio de sus propiedades ópticas, utilizando el microscopio de luz reflejada en superficies pulidas de rocas, así como por medio del microscopio electrónico y la microsonda electrónica.

2) Técnicas que utilizan las diferentes propiedades magnéticas, medidas en el laboratorio, dentro de las que se incluyen:

- Remanencia isothermal.
- Histéresis magnética.
- Espectro coercitividad.
- Transiciones de baja temperatura.
- Temperaturas de Curie y de bloqueo.
- Susceptibilidad magnética.

En este capítulo se comentan por una parte cuáles son los minerales magnéticos que pueden estar presentes en las rocas, así como las técnicas de identificación de los mismos por medio del microscopio y los resultados obtenidos en este estudio. Las técnicas asociadas con la determinación de propiedades magnéticas serán comentadas a detalle en el Capítulo 5.

4.1 El Sistema $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$.

Dentro de los estudios paleomagnéticos en rocas ígneas los minerales magnéticos más importantes son los pertenecientes a las soluciones sólidas del sistema $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$.

El Fe es un elemento común en las rocas y usualmente está presente como óxido o hidróxido. Los óxidos de Fe comúnmente contienen Ti y algunos otros elementos, formando series de solución sólida con composiciones variables, las cuales pueden ser representadas en un diagrama ternario (Fig. 8).

En la Fig. 8 se ilustran los minerales y series más importantes:

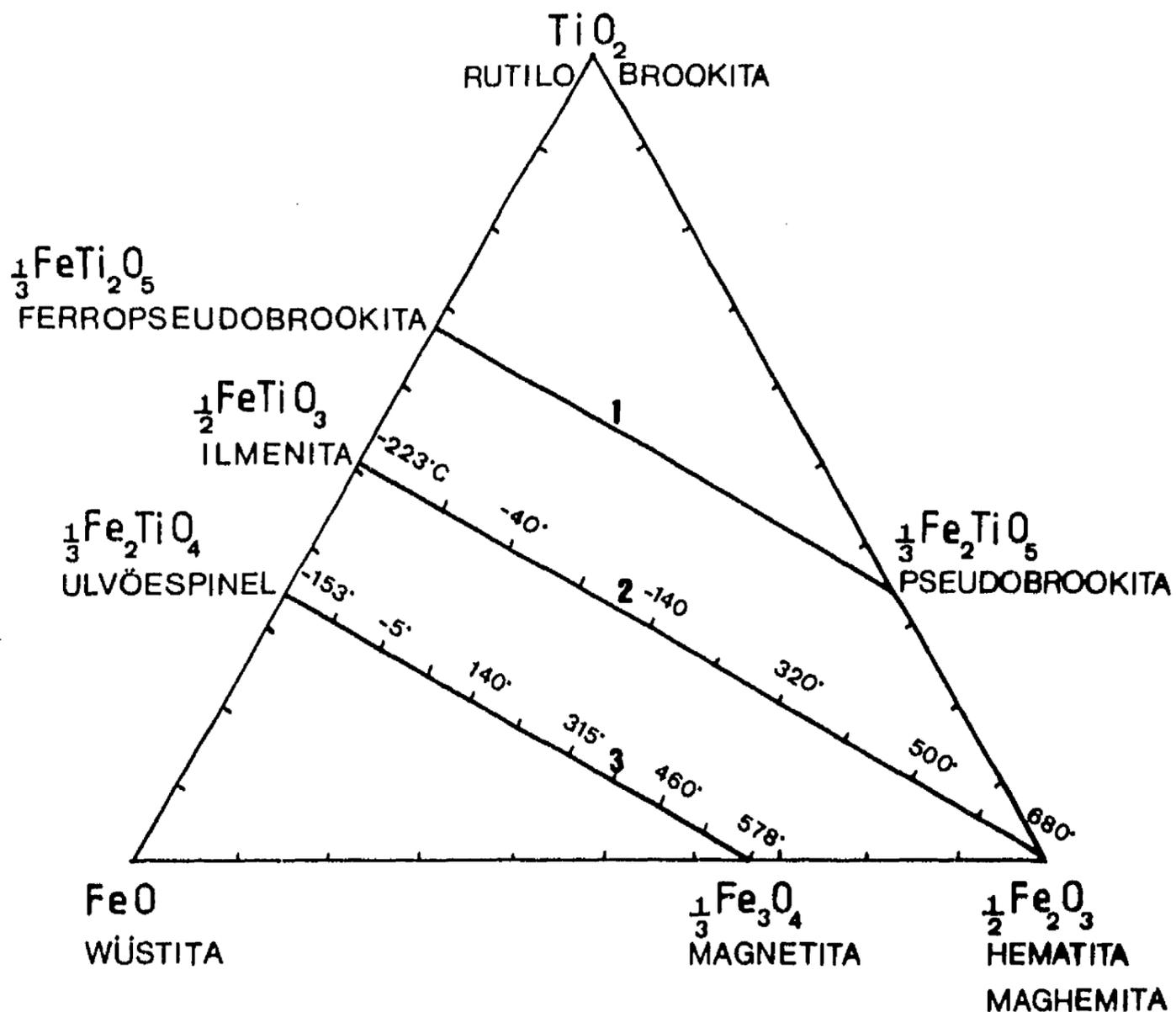


Fig. 8 Diagrama ternario del sistema $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$, mostrando las dos series mayores de óxidos magnéticos, las titanomagnetitas y las titanohematitas. Las temperaturas marcadas son las temperaturas de Curie (Néel) para las composiciones indicadas. La maghemita es equivalente químicamente con la hematita, pero es el producto metaestable de la oxidación a bajas temperaturas (Merrill y McElhinny, 1983).

- 1) Series de Pseudobrookitas
- 2) Series de Titanohematitas
- 3) Series de Titanomagnetitas

wüstita (FeO), rutilo (TiO₂), magnetita (Fe₃O₄), hematita (α Fe₂O₃), maghemita (γ Fe₂O₃) e ilmenita (FeTiO).

El sistema de los óxidos de hierro-titanio, contiene dos fases aisladas y tres soluciones sólidas: las titanomagnetitas, las titanohematitas y las pseudobrookitas. Sólo las titanomagnetitas y las titanohematitas tienen importancia en paleomagnetismo por presentar un comportamiento ferromagnético a temperatura ambiente.

Estos óxidos tienen temperaturas altas de solidificación, entre 1400 °C hasta 1600 °C y son de los primeros en cristalizar dentro de un magma. Si el magma es enfriado rápidamente, entonces los óxidos de hierro tienden a retener sus composiciones de soluciones sólidas de alta temperatura. Esto normalmente corresponde a la composición de las titanomagnetitas (Fe_{3-x}Ti_xO₄) con un rango de 0.75 > x > 0.45, pero puede caer entre las soluciones sólidas de las titanomagnetitas o de las ilmenohematitas, dependiendo de las condiciones de oxidación del magma (Fig. 8).

En rocas ígneas básicas y ultrabásicas (pobres en sílice), esto significa que la composición normalmente es muy cercana a la de las series de titanomagnetita, mientras que las rocas más ácidas (ricas en sílice) tienden a tener composiciones cercanas a las series de las ilmenohematitas.

Como el enfriamiento rápido es bastante raro bajo la mayoría de las condiciones geológicas (aun basaltos eruptados bajo el agua solo tienden a formar costras de superficies de enfriamiento rápido, las soluciones sólidas de alta temperatura no son muy comunes.

Tazas de enfriamiento más normales frecuentemente dan como resultado la oxidación de alta temperatura (deutérica) de las soluciones sólidas de alta temperatura, para formar intercrecimientos entre las series (cúbicas) de la titanomagnetita y las series (rombohedrales) de la ilmenohematita.

Esta "exsolución" deutérica tiende a dar como resultado la formación preferencial de los dos miembros finales de cada serie, como son magnetita e ilmenita. Para rocas que se enfrían aún más lentamente, tales como las rocas intrusivas, las dos series de soluciones sólidas tienden a exsolverse aún más, dando lugar a magnetita y ulvoespinel así como hematita e ilmenita respectivamente. Si las rocas ígneas son oxidadas a bajas temperaturas, menores que 200 - 250 °C, la composición de las titanomagnetitas se mueve hacia la de las ilmenohepatitas (Fig. 8), pero dichas titanomagnetitas oxidadas (titanomaghemitas) son metaestables y podrían invertirse a ilmenohepatita.

Todos estos procesos pueden ser extremadamente lentos, pero eventualmente pueden ocurrir en el tiempo geológico.

Finalmente, la oxidación permite la formación de hematita, con cantidades variables de rutilo o anatasa (TiO_2) y pseudobrookita (Fe_2TiO_5).

4.1.1 Las Titanomagnetitas ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ para $0 > x > 1$).

Los minerales de esta composición tienen una estructura cúbica (espinel), a temperatura ambiente y forman series de soluciones sólidas a temperaturas por arriba de los 800 °C. Si son enfriadas rápidamente, la composición para rocas terrestres cae en su mayoría dentro del rango de $0.75 > x > 0.45$, con las propiedades magnéticas dependiendo de su composición.

La estructura de los dos miembros finales de la solución sólida de magnetita y ulvoespinel es muy similar. Ambos poseen la estructura inversa del espinel, pero la magnetita es ferrimagnética, mientras que el ulvoespinel es antiferromagnético (Fig. 12).

La temperatura de Curie (temperatura por encima de la cual el

mineral magnético se comporta paramagnéticamente) de la magnetita (Mt) es de 578 °C y la temperatura de Néel (temperatura por encima de la cual el mineral antiferromagnético se comporta paramagnéticamente) para el ulvoespinel (Ulv) es de -153 °C. Para la solución sólida de la titanomagnetita existe una variación casi lineal de la temperatura de Curie entre los dos miembros finales.

Por ejemplo, un basalto promedio de una cresta oceánica, tiene una titanomagnetita con una composición de cerca de $Ulv_{50}Mt_{50}$, por lo que tiene una temperatura de Curie de aproximadamente 200 °C (Fig. 8).

La distribución de los cationes en la parte intermedia de las series de soluciones sólidas ha sido un problema para los mineralogistas, se han propuesto tres modelos principales, los cuales son revisados por Lindsley (1976). Las diferencias estructurales entre el ulvoespinel y la magnetita implican la existencia de un solvus de baja temperatura entre los dos miembros finales. La forma exacta de dicho solvus no es conocida.

4.1.2 Las ilmeno-hematitas ($Fe_{2-x}Ti_xO_3$ para $0 < x < 1$).

Esta serie conocida también con el nombre de titanohematitas forma una solución sólida a temperaturas por encima de los 900 °C, a temperaturas bajas la composición se aproxima a los miembros extremos (ilmenita y hematita), por lo que las composiciones intermedias solo se obtienen en rocas enfriadas muy rápidamente.

La serie tiene estructura romboedra y diversos comportamientos magnéticos, siendo antiferromagnética para $x > 0.9$ (por ejemplo ilmenita), ferrimagnética para composiciones intermedias con $0.45 < x < 0.9$ y antiferromagnética imperfecta (ferromagnetismo parásito) para $x < 0.4$ (por ejemplo hematita) (Fig. 12).

Las soluciones sólidas de composiciones intermedias son raras y

comúnmente se tienen intercalaciones de ilmenita y hematita, con un comportamiento dominado por hematita ya que la ilmenita es paramagnética a temperatura ambiente (con una temperatura de Néel de $-223\text{ }^{\circ}\text{C}$).

La composición intermedia de $0.4 < x < 0.55$ tiene propiedades poco comunes, ya que adquiere magnetizaciones remanentes con dirección opuesta a la del campo magnético presente durante el enfriamiento, desde temperaturas magnéticas hasta la temperatura ambiente. Este fenómeno se conoce como autoreversión y se presenta en otros minerales magnéticos, aunque es muy poco común en la naturaleza.

La hematita es romboedra, con un tamaño de celda unitaria de 5.427 \AA y con una red de iones de O y cationes de Fe en dos subredes con magnetizaciones opuestas. La magnetización de saturación es baja, $2.2 \times 10^3\text{ A/m}$. La temperatura de Curie para este débil antiferromagnetismo imperfecto es de $680\text{ }^{\circ}\text{C}$; comportamiento que también se pierde a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (transición de Morin). Entre los 680 y $725\text{ }^{\circ}\text{C}$ (temperatura de Néel) se observa algunas veces otro comportamiento ferromagnético muy débil, debido a defectos e impurezas en la red cristalina.

La hematita es un constituyente común en rocas ígneas ácidas y en rocas sedimentarias. Las propiedades magnéticas dependen del tamaño de grano, impurezas y temperatura. La coercitividad por ejemplo tiene valores altos de $3.5 - 6.5\text{ T}$ para partículas de dominio sencillo (de aprox. $1-3\text{ }\mu\text{m}$ en diámetro); la hematita es superparamagnética para partículas de $0.2\text{ }\mu\text{m}$. La hematita se presenta usualmente en lechos rojos en dos formas: como pigmento rojo muy fino ($< 1\text{ }\mu\text{m}$) o como granos negros de specularita ($> 10\text{ }\mu\text{m}$).

Las magnetizaciones que presenta la hematita son en general muy "duras", y no son fácilmente destruidas como aquellas portadas por

las titanomagnetitas. La hematita no es un portador mayor de magnetización remanente natural (NRM) en basaltos, y solamente es encontrada en basaltos que han sufrido una oxidación deutérica extrema. Pero es un portador importante de NRM en muchos sedimentos, usualmente como el caso de los lechos rojos, adquirida como una magnetización remanente química (CRM).

4.2 Oxidación del sistema TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 .

Mientras la exsolución en las titanomagnetitas ha sido muy poco estudiada, en cambio su oxidación ha sido extensamente estudiada. El ion Fe^{2+} es convertido fácilmente al ion Fe^{3+} .

La magnetita solo es estable a cualquier temperatura para un rango particular de fugacidad de oxígeno (fO_2) (Buddington y Lindsley, 1964). El proceso de oxidación es altamente dependiente de la temperatura.

4.2.1 Oxidación de alta temperatura (deutérica).

Para altas temperaturas ocurre el proceso conocido como oxidación deutérica. El producto visible de esto es la "exsolución" de lamelas de titanoilmenita. Pero como el proceso no es isoquímico, no puede ser llamado estrictamente exsolución.

Haggerty (1976), definió siete clases diferentes de exsolución deutérica, desde la clase 1 no-oxidada hasta la clase 7 altamente oxidada, utilizando la letra "C" del sistema cúbico.

Esta es la clasificación que fue utilizada para las lavas de las dos regiones estudiadas dentro de la Faya Volcánica Mexicana, con el fin de definir su estado de oxidación:

- C1 = Titanomagnetita rica en ulvoespinel, ópticamente homogénea, sin exsoluciones.

- C2 = Titanomagnetita enriquecida en ulvoespinel en solución sólida, con la presencia de pocas láminas a lo largo del eje (111).
- C3 = Titanomagnetita pobre en ulvoespinel, presentando una reja densa y tupida de ilmenitas (conocida como textura tipo trellis (Fig. 9)).
- C4 = Aparición de púas finas de espinelas negras dentro de la titanomagnetita y formación de ferri-rutilo dentro de la ilmenita (meta-ilmenita). Estos ferro-rutilos están orientados en forma paralela a las láminas de ilmenita (0001). Esta configuración corresponde a las fases de oxidación R2 y R3 de ilmenita primaria.
- C5 = La meta-ilmenita cambia progresivamente por rutilo y titanohematita. Con progresión de la oxidación la titanomagnetita se altera completamente, pero la textura permanece como relicto pseudomórfico. Esta fase es similar a la fase R5 en la secuencia de oxidación de las ilmenitas.
- C6 = Formación incipiente de pseudobrookita en solución sólida en granos muy finos a partir de la alteración de rutilo y titanohematita. En esta fase es típica la asociación: pseudobrookita + rutilo + titanohematita.
- C7 = Intercrecimiento de hematita y pseudobrookita con textura mirmekítica, intercrecimientos gráficos.

Las fases tempranas de la oxidación deutérica están caracterizadas por la formación progresiva de lamellas de ilmenita separando una titanomagnetita progresivamente rica en hierro. En la siguiente etapa de oxidación, la magnetita coexiste con la ilmenita y rutilo (TiO_2). Si la oxidación ocurre a suficientemente alta temperatura ($> 600\text{ }^\circ\text{C}$), entonces la cantidad creciente de Fe^{3+} , no puede ser acomodada dentro de la magnetita, produciendo pseudobrookita (Fe_2TiO_5) (Lindsley, 1964). En un proceso de oxidación completo todo el Fe^{2+} ha sido oxidado a Fe^{3+} , por lo que la hematita es la fase magnética estable.

El efecto de la exsolución de las lamellas de ilmenita es el de dividir granos originalmente multdominio (MD), en porciones más pequeñas, permitiendo con esto un incremento en la estabilidad

magnética, produciendo granos de dominio sencillo (SD).

En el caso de la oxidación deutérica de la serie de las ilmeno-hematitas se tienen también 7 fases de oxidación progresiva con diferentes asociaciones de minerales. En este caso se utiliza la letra R (romboedral) (Haggerty, 1976):

- R1 = Ilmenita homogénea.
- R2 = Aparecen lentejas sigmoidales de Fe-rutilo a lo largo del eje (001) y (0111) en la ilmenita.
- R3 = Por un proceso de difusión adelantada las lentejas consiguen un tamaño mayor y son más numerosas (a lo largo de los ejes (001)).
- R4 = Asociación de 4 fases: Fe-ilmenita + titanohematita + Fe-rutilo + rutilo. Estos dos últimos en forma de lentejas sigmoidales.
- R5 = Evolución intensa de rutilo y titanohematita, es el resultado del aumento de Fe^{3+} . Las texturas R3, R4 y R5 son muy similares.
- R6 = Asociación de rutilo + titanohematita + pseudobrookita. Lo característico de esta fase es la aparición incipiente de pseudobrookita.
- R7 = Dominancia de pseudobrookita (> 80-90%). Existen estados intermedios entre pseudomorfo completo y la fase R6.

En basaltos es posible observar, con un proceso de oxidación rápida y con temperaturas por arriba de los 800 °C, la formación de pseudobrookita directamente de las ilmenitas primarias. En este caso las pseudobrookitas son homogéneas y no muestran una orientación preferencial.

Estas series de solución sólida pueden producir tres tipos principales de texturas (Buddington y Lindsley, 1964), las cuales pueden ser observadas por medio del microscopio de luz reflejada en superficies pulidas de rocas:

a) Tipo Trellis (Fig. 9): textura de intercrecimiento de láminas finas de ilmenitas dentro de las titanomagnetitas, parecida a un enrejado. Estas rejas están orientadas a lo largo de los planos (111) de la titanomagnetita. Las láminas de ilmenita con frecuencia se concentran a lo largo de fracturas, alrededor de las inclusiones de silicatos o a lo largo de los bordes de las titanomagnetitas.

b) Tipo Sandwich (Fig. 10): textura de intercrecimiento de láminas gruesas de ilmenitas dentro de las titanomagnetitas, donde existe una tendencia para que un set de planos de simetría (111) sea favorecido en el emplazamiento de las láminas de ilmenita. Estas texturas son producto de oxidación-exsolución o bien resultado de cristalización primaria.

c) Tipo Compuesto (Fig. 11): son inclusiones de ilmenitas dentro de las titanomagnetitas, las cuales se presentan muy frecuentemente. Las inclusiones se llaman internas o externas de acuerdo a la posición de las ilmenitas con respecto a las titanomagnetitas. Según Haggerty (1976) se tiene evidencia de que los tipos compuestos originados por intercrecimientos de ilmenitas y titanomagnetitas en muchos basaltos son resultados de inclusiones primarias, produciendo granos discretos de las dos fases.

El patrón de oxidación seguido variará de acuerdo con las condiciones de fugacidad del oxígeno (fO_2) y la temperatura (T) del magma, por lo que se ha sugerido que las fases coexistentes de titanomagnetita y titanohematita pueden ser usadas como geotermómetros y barómetros de oxígeno (Buddington y Lindsley, 1964).

4.2.2 Oxidación a bajas temperaturas (maghemitización).

Por otra parte la oxidación ocurrida a bajas temperaturas da como resultado a la serie de las titanomagnetitas oxidadas o titanomaghemitas. El miembro extremo maghemita (γFe_2O_3) es un mineral cúbico espinel inverso, con una magnetización de saturación alta, del orden de 450×10^3 A/m, aproximadamente la mitad de la que tiene la magnetita. La maghemita es metaestable y se invierte irreversiblemente a hematita (αFe_2O_3) con estructura romboedrales a temperaturas entre 300 a 700 °C.



Fig. 9 Textura de Oxidacion-Exsolucion, Tipo Trellis (enrejado), fotografia tomada con el microscopio electronico (SEM).

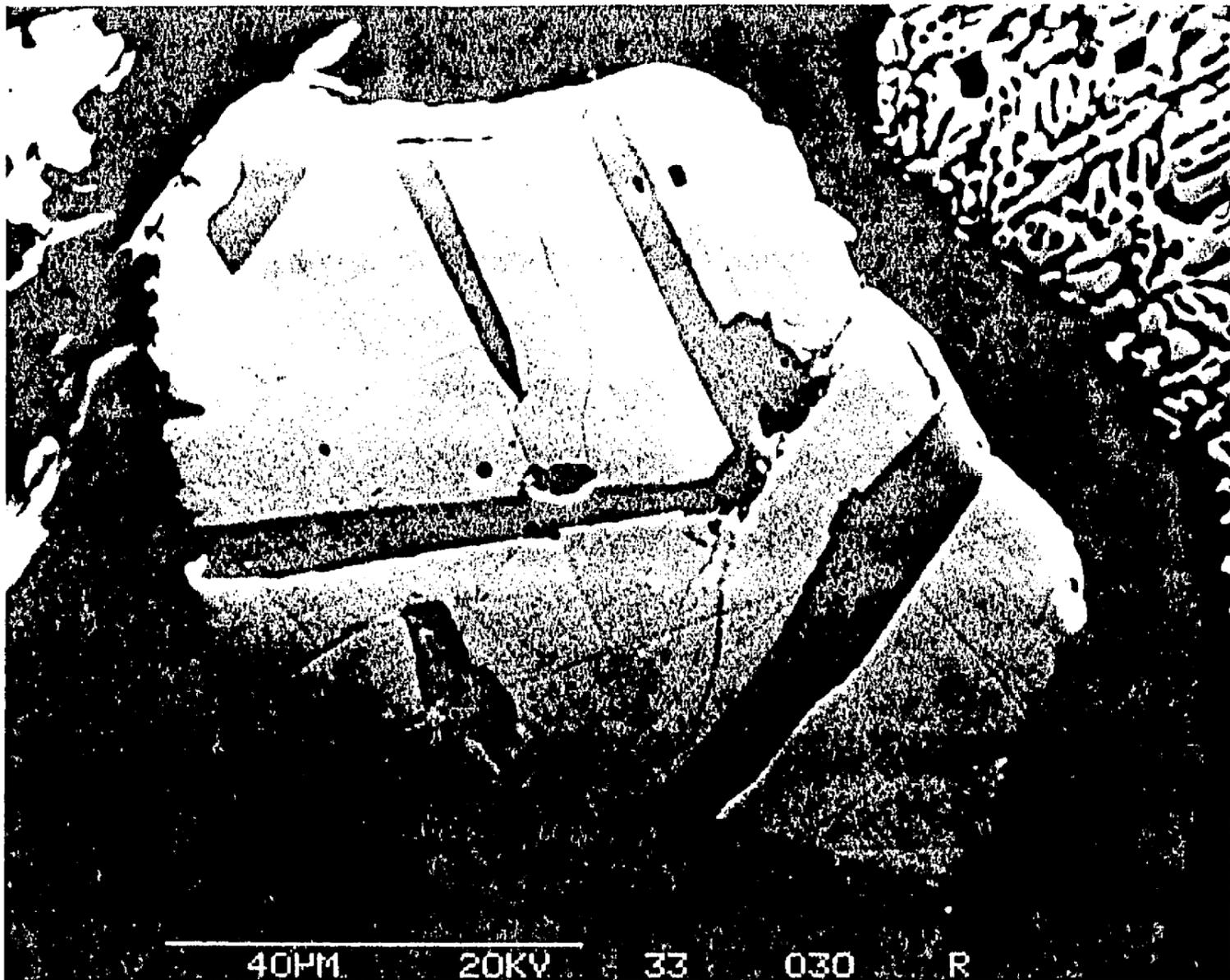


Fig. 10 Textura de Oxidacion-Exsolucion Tipo Sandwich, fotografia tomada con el microscopio electronico (SEM).

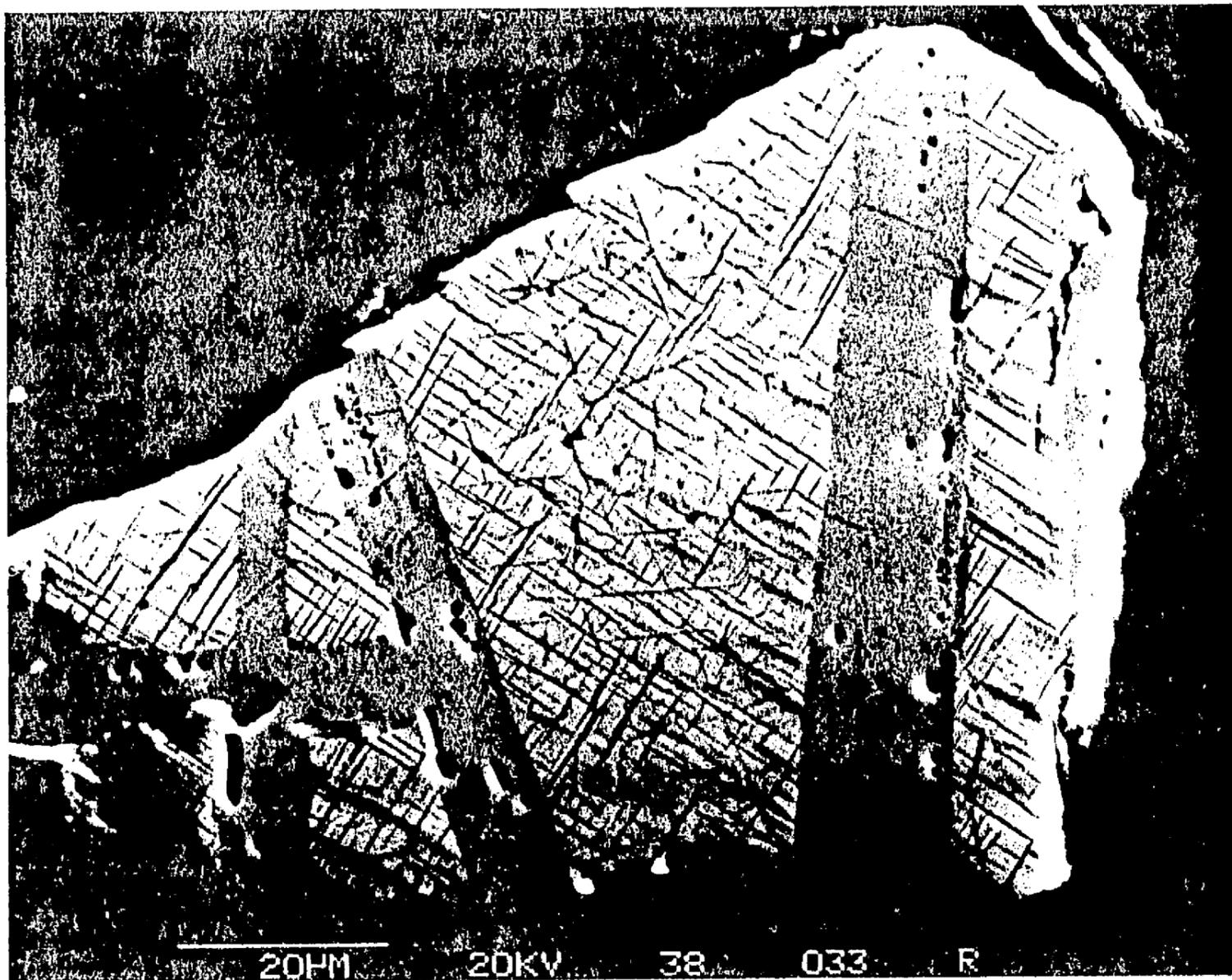


Fig. 11 Textura de Oxidacion-Exsolucion Tipo Compuesto, fotografia tomada con el microscopio electronico (SEM).

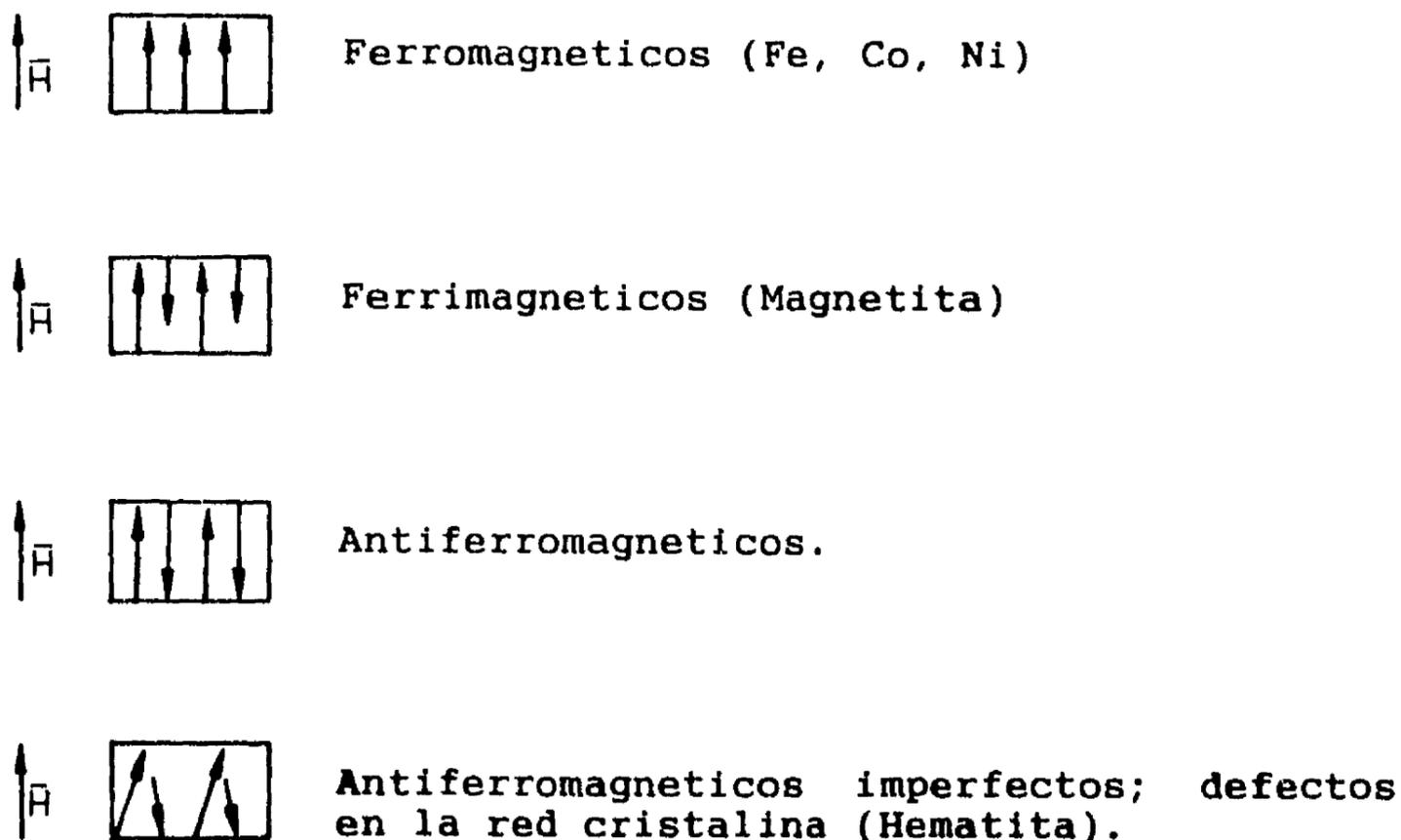


Fig. 12 Diferentes tipos de material magnético, de acuerdo a su comportamiento ante un campo magnético externo dado (H). En materiales ferromagnéticos, todas las magnetizaciones individuales de los spines se colocan paralelas a la dirección del campo aplicado. En sustancias ferrimagnéticas, las magnetizaciones de los spines son antiparalelas una con respecto a la otra, pero tienen diferentes magnitudes, por lo que los materiales adquieren una magnetización que es muy débil que en el caso de los materiales ferromagnéticos y que permanece aún en ausencia del campo aplicado. En sustancias antiferromagnéticas, las fuerzas externas de superintercambio causan que las magnetizaciones de los spines se coloquen antiparalelas una con la otra, por lo que ellas no presentan un campo magnético externo, a menos que defectos en la red cristalina provoquen un alineamiento antiparalelo imperfecto.

La oxidación a bajas temperaturas o maghemitización es un proceso importante que se presenta en basaltos del fondo oceánico. En basaltos continentales el proceso de maghemitización usualmente es el resultado de procesos de intemperismo o alteración hidrotermal. Estos procesos frecuentemente ocurren por debajo de la temperatura de Curie del mineral formado, lo cual implica que esta magnetización remanente es de origen químico, alterando la información original de la magnetización remanente termica (TRM).

El proceso de maghemitización se reconoce en el microscopio de luz reflejada, como una especie de "halo" blanco en las orillas de las titanomagnetitas o como "nubes" blancas. Normalmente se encuentra asociado con la presencia de fracturas irregulares.

4.3 Identificación e interpretación de los minerales magnéticos de las lavas muestreadas.

Para poder observar los minerales magnéticos de las lavas muestreadas durante este estudio, se procedió a la preparación de superficies pulidas de las mismas muestras utilizadas en el estudio paleomagnético. Por lo tanto se observó al menos una superficie pulida por flujo de lava estudiado.

Utilizando las propiedades ópticas de los minerales magnéticos (Ver Anexo 1), así como sus arreglos texturales de oxidación exsolución y su estado de oxidación, se procedió al análisis de las superficies pulidas, identificándose los diferentes minerales magnéticos presentes en las lavas estudiadas. Este trabajo extiende la investigación realizada por Negendank (1972b), en rocas volcánicas del Valle de México.

Los resultados de la observación de los minerales magnéticos se encuentran resumidos en la Tabla 5. Se utilizó un microscopio mineragráfico marca Carl Zeiss con objetivos de inmersión en aceite de 10x, 40x y 100x. El procedimiento utilizado se encuentra

Tabla 5. Identificación de minerales magnéticos de las lavas estudiadas.

Muestra	Min. magnéticos y Estados de Oxidación	Observaciones
S-1 Hb	TiMa C4 + granos Ilm R1	En forma de diseminación, cristales zonados, subhedrales y anhedrales, T= 5 μ m.
S-1 Nb	TiMa C3-C5	Diseminación de min., Pigmento rojo de hematita en la matriz, T= 5 μ m.
S-1 Mb	TiMa C1-C2	Texturas esqueléticas y tipo sandwich, escoria con pigmento rojo de hematita.
S-1 Kb	TiMa C1	Diseminación de min. muy pequeños, gran cantidad, T= 5-25 μ m matriz con pigmento rojo de hematita
S-2 I	TiMa C1-C2	Min. muy pequeños, T= 2-5 μ m, con texturas sandwich.
S-3 Ob	No se determino	Muy pocos minerales y muy pequeños, T= 1-2 μ m.
S-3 Ca	2 Poblaciones: a)TiMa C5-C6 b)TiMa C1	a) textura simplectítica b) textura esquelética, T= 1-4 μ m.
S-5 J	TiMa C1 + Ilm R1	Min. abundantes con texturas esqueléticas alineadas, T= 5-8 μ m.
S-6	TiMa C1	Minerales muy pequeños, euhedrales
S-7 Fb	TiMa C3-C4 + Maghemita	Min. diseminados, muy pequeños, abundantes, T= 1-20 μ m. min. maghemitizados en los bordes.
S-7 Aa	TiMa C1-C2	Diseminación de min., con pequeñas vetas rojas de hematita, T= 3 μ m.
S-8 Ha	TiMa C3-C5	Gran cantidad de min. euhedrales y subhedrales, grandes, T= 100-120 μ m., con texturas trellis
S-8 Aa	TiMa C3-C4 +Ilm R4	Gran cantidad de minerales euhedrales, grandes, T= 100 μ m., con texturas trellis y sandwich.
S-9 E	TiMa C4-C5 + Ilm R5	Gran cantidad de minerales euhedrales, T= 100-150 μ m, con texturas tipo trellis.
S-10 E	TiMa C1-C2	Min. subhedrales muy pequeños, T= 3-15 μ m, texturas sandwich y fracturas (maghemitización?).

Muestra	Min. magnéticos y Estados de Oxidación	Observaciones
S-11 Q	2 Poblaciones: a)TiMa C5-C7 b)TiMa C1-C3 (matriz).	Gran cantidad de minerales anhedrales, T= 9-35 μm .
S-11 K	TiMa C6-C7	Gran cantidad de min. magnéticos, anhedrales, T= 3-25 μm ., matriz con pigmento rojo de hem.
S-11 Jd	TiMa C1-C2	Gran cantidad de min. magnéticos, subhedrales y anhedrales, con texturas sandwich.
M-1 H	TiMa C1-C2	Muy pocos minerales visibles, anhedrales y subhedrales, T= 25 μm .
M-2 A	TiMa C1 + Maghemita	Minerales muy pequeños, T= 3 μm , subhedrales, algunos presentan bordes maghemitizados.
M-3 Fc	2 Poblaciones: a)TiMa C3 b)TiMa C4-C7	Gran cantidad de minerales, a) Fenocristales con T= 50 μm y b) En la matriz con T= 6-15 μm .
M-4 G	2 Poblaciones: a)TiMa C1 b)Ilm R4 + Hematita	Gran cantidad de minerales, euedrales y subhedrales, T= 25 μm ., a)Texturas esqueléticas, b) Lentejas sigmoidales de Hematita.
M-5	TiMa C1	Diseminación de minerales subhedrales muy pequeños, T= 3-6 μm .
M-6 A	TiMa C3-C5	Gran cantidad de minerales, T= 12-25 μm ., con texturas sandwich.
M-7 S	2 Poblaciones: a) TiMa C4-C5 b) TiMa C1-C3	Gran cantidad de minerales subhedrales, con texturas sandwich, a) T= 50 μm ., b) T= 3-9 μm .
M-8 Ab	No se determino	Muy pocos minerales en forma diseminada, con algunos parches rojos de hematita en la matriz.
M-9 D	TiMa C1-C3	Gran cantidad de minerales subhedrales y anhedrales en forma de agrupamientos, T= 9-18 μm .
M-10 A	TiMa C2-C4 + Ilm R1	Gran cantidad de minerales subhedrales, T= 3-15 μm ., con texturas trellis y sandwich.

Nota: TiMa = Titanomagnetitas, Ilm = Ilmenita, T = Tamaño, C1-C7 = estados de oxidación de alta temperatura de la serie de titanomagnetitas (Haggerty 1981), R1-R7 = estados de oxidación de la serie de titanohematitas (Haggerty 1981).

descrito en el Anexo 1.

Las observaciones realizadas con el microscopio de luz reflejada y el SEM mostraron que en general, tanto para los volcanes monogenéticos de la Formación Chichinautzin, así como para los volcanes del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, que los minerales magnéticos dominantes pertenecen a la serie de las titanomagnetitas, siendo los portadores de una magnetización remanente natural de tipo termoremanente primaria, debido a que en su gran mayoría presentan oxidación deutérica de alta temperatura, indicando que la magnetización que portan es aquella adquirida en el momento de enfriamiento de la roca, por lo que la magnetización medida corresponde con la edad del emplazamiento de las lavas, pudiendo ser utilizadas en estudios de variación secular y paleointensidades del Campo Magnético de la Tierra.

Sin embargo, a pesar de que estas lavas tienen composiciones químicas muy similares (ver Capítulo 3), especialmente en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, donde sólo se tienen andesitas dentro de las rocas muestreadas, se observa que las titanomagnetitas presentan diferentes estados de oxidación deutérica de alta temperatura (Tabla 5), reflejando con esto condiciones diferentes de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno para el emplazamiento de estas lavas, lo cual resulta interesante considerando el período de tiempo relativamente corto, en el que fueron eruptadas (de 30,000 años a la fecha) (Figs. 4 y 13).

Existen correlaciones entre la entre la composición química de las rocas ígneas estudiadas con los estados de oxidación de altas temperaturas encontrados en las titanomagnetitas. En general las rocas más basálticas presentaron estados de oxidación bajos (C1-C3), mientras que las rocas con mayores contenidos de SiO₂ (andesitas), presentaron estados de oxidación más altos (C3-C7). Aunque esto también depende de las condiciones de emplazamiento de

las lavas.

Particularmente interesantes son las texturas esqueléticas encontradas en los volcanes Tezontle (S-5) y Paracho (M-4), ya que estas texturas normalmente se asocian con un enfriamiento muy rápido de las lavas, encontrándose muy comúnmente en pillow lavas de las crestas oceánicas. El mineral magnético presente es una titanomagnetita homogénea con un estado de oxidación C1 (Fig. 14). En el caso particular de las lavas estudiadas, el enfriamiento rápido parece estar asociado con la presencia de lagos de poca profundidad y espesores pequeños de lavas (2-6 m), los cuales son muy comunes en las dos regiones estudiadas.

En los volcanes, Cuautl (S-7), El Huanillo (M-2) y El Pelado (S-10) se encontró la presencia de maghemita en los bordes de los minerales (Fig. 15, Tabla 5); indicando con esto la presencia de oxidación a bajas temperaturas, provocando la presencia de componentes magnéticas secundarias de origen químico que afectan la componente primaria original, producida en el momento de enfriamiento de la lava por debajo de su temperatura Curie, lo cual fue confirmado posteriormente durante las mediciones paleomagnéticas realizadas en estas muestras (Capítulo 6).

Esta oxidación a bajas temperaturas (maghemitización es producida ya sea por adición de oxígeno o por migración de Fe fuera de los granos (O'Reilly, 1984). En cualquier caso cambia la composición química de los minerales afectando la mayoría de las propiedades magnéticas y bajo ciertas condiciones la dirección de la magnetización remanente (Petersen et al., 1979; Heider y Dunlop, 1987; Smith, 1987).



Fig. 13 Diferentes estados de oxidacion deuterica encontrados en las muestras de lavas.

Foto superior: Intercrecimiento de Titanomagnetitas + Ilmenitas + Hematita, con una textura tipo Trellis, oxidacion deuterica clase C4, Tamaño= 20-25 μm , Obj.= 100x en aceite de inmersion. Muestra S-9E, Volcan Xitle.

Foto inferior: Intercrecimientos de Titanomagnetita + Ilmenita con textura sandwich, oxidacion deuterica clase C3, Tamaño= 15-20 μm , Obj.= 100x, en aceite de inmersion. Muestra M-6A, Volcan El Metate.



Fig. 14 Texturas esqueléticas asociadas con enfriamiento rápido de las lavas.

Foto superior: Titanomagnetitas, oxidación deuterica = C1 + Ilmenitas R1, textura esquelética alineada, Tamaño = 35 μm , Obj. = 100x, en aceite de inmersión. Muestra S-5J, Volcan Tezontle.

Foto inferior: Titanomagnetita, oxidación deuterica = C1, textura esquelética cruciforme, Tamaño = 25 μm , Obj. = 100x, en aceite de inmersión. Muestra M-4G, Volcan Paracho.

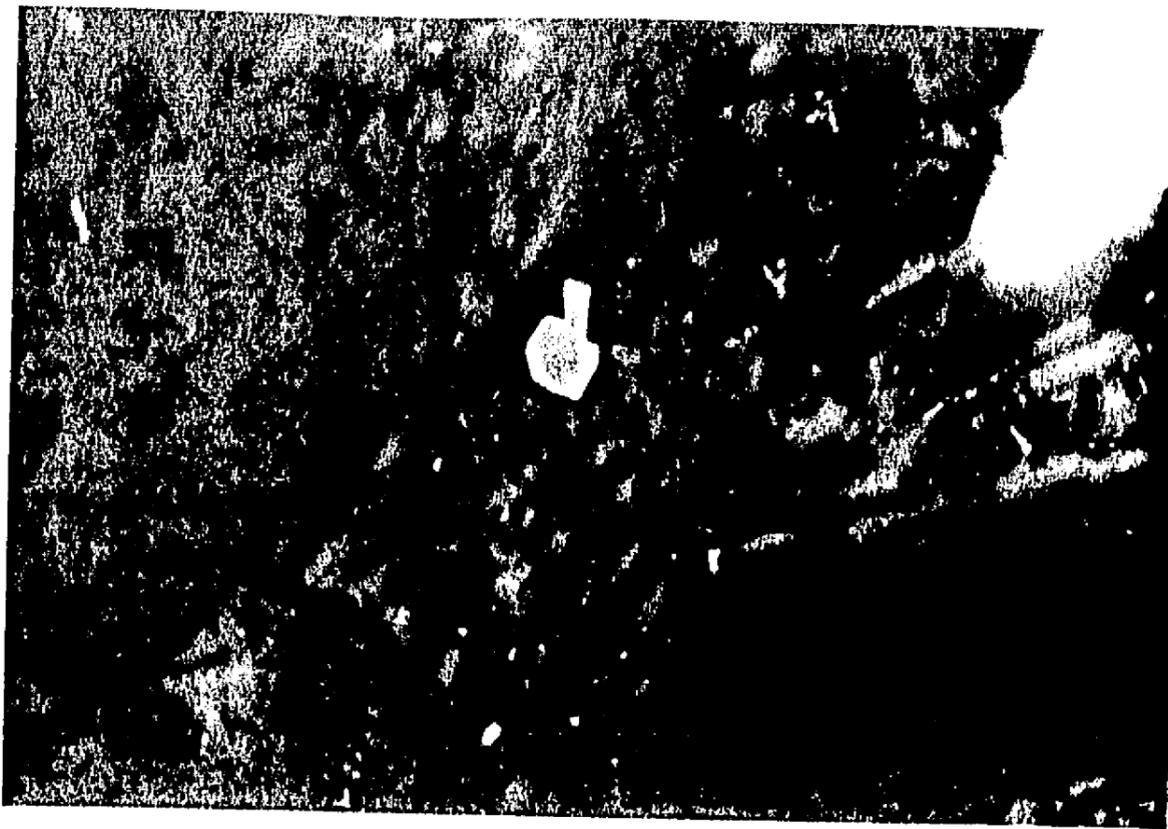


Fig. 15 Ejemplos de lavas con la presencia de maghemita afectando los bordes de los minerales magneticos.

Foto superior: Titanomagnetita clase C1, euhedral con bordes maghemitizados, Tamaño= 10 μm , Obj.= 100x, en aceite de inmersión. Muestra M-2A, Volcan El Huanillo.

Foto inferior: Grano de Titanomagnetita clase C1, euhedral con bordes maghemitizados, Tamaño= 20 μm , Obj.= 100x, en aceite de inmersión. Muestra S-7 Fb, Volcan Cuautl.

5) PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS MUESTRAS

Como se comentó en el capítulo anterior, la identificación de los minerales portadores de la remanencia magnética es de vital importancia en estudios paleomagnéticos, sobre todo en el momento de la interpretación de los datos, ya que nos proporciona evidencia directa del origen de la magnetización, así como de los mecanismos por los cuales dicha remanencia fue adquirida.

A continuación se comentarán cuales son las propiedades magnéticas que se utilizaron en este estudio, con el fin de identificar los diferentes tipos de minerales magnéticos presentes en las muestras, así como la discusión de los resultados obtenidos.

Estas propiedades fueron medidas tanto en las muestras de la Formación Chichinautzin, así como en las muestras del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, haciendo un total de 18 lavas estudiadas dentro de la Faja Volcánica Mexicana (Figs. 2a y 2b, Tabla 6).

Es conveniente volver a recalcar aquí, que lo mejor es usar una combinación de varias de estas propiedades (por ejemplo, temperatura de Curie, histerésis magnética y susceptibilidad magnética a bajas temperaturas), ya que por sí solas, pueden resultar ambiguas y que además, es muy útil combinar estos estudios con la observación de superficies pulidas de rocas por medio del microscopio minerográfico.

5.1 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una propiedad intrínseca de todos los materiales, que nos indica cual es el comportamiento que presentan bajo la presencia de un campo magnético. Estos comportamientos pueden ser: diamagnético, paramagnético y ferromagnético (Fig. 12) respectivamente (Collinson, 1983).

El comportamiento diamagnético sólo es importante en estudios paleomagnéticos de rocas con contenidos muy bajos de minerales magnéticos, por ejemplo algunos sedimentos calcáreos y areniscas.

Los minerales paramagnéticos no poseen una remanencia magnética, pero son importantes en estudios magnéticos. En la presencia de un campo magnético inducido estos minerales presentan magnetización. La susceptibilidad paramagnética es independiente del campo magnético y es inversamente proporcional a la temperatura (Ley de Curie (Collinson, 1983)). La susceptibilidad paramagnética es mucho menor que la susceptibilidad ferromagnética, pero los minerales paramagnéticos, como por ejemplo la ilmenita (a temperatura ambiente), biotita, los minerales arcillosos, frecuentemente se encuentran en grandes cantidades dentro de las rocas, por lo que la susceptibilidad paramagnética es una parte importante de la susceptibilidad magnética total en muchas rocas.

Los minerales ferromagnéticos pueden tener una remanencia magnética, por lo cual son los más importantes en paleomagnetismo (Capítulo 4). La susceptibilidad de los minerales ferromagnéticos depende de la composición, la intensidad de campo magnético, la temperatura y el tamaño de grano (Collinson, 1983).

5.1.1 Susceptibilidad a temperatura ambiente y Cociente de Königsberger.

La susceptibilidad a temperatura ambiente de las muestras medidas dentro de este estudio fue determinada mediante un puente Molspin; así como la intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) la cual fue medida mediante un magnetómetro Minispin. Estas dos mediciones fueron realizadas en muestras de 25 mm de diámetro y 22 mm de largo respectivamente, en la Universidad de Münster, Alemania. En la Tabla 6 se incluyen los valores promedio por sitio.

Tabla 6. Propiedades magnéticas de las muestras de lavas

Sitio	NRM (A/m)	K 10 ⁻³ SI	Q	T _c °C	AR	Baja T K grupo	SR	M _s Am ² kg ⁻¹	M _{rs} Am ² kg ⁻¹	M _{rs} / M _s	H _c 10 ⁴ A/m
S-1	2.36	8.09	8.34	545	1.03	~2/3	1.10	0.82	0.25	0.31	2.09
S-3	1.25	4.06	8.80	620	0.60	~2/3	1.13	0.28	0.24	0.45	4.85
S-5	11.99	3.59	95.33	295 + 560	1.60	4	1.25	0.22	0.08	0.38	1.54
S-7	1.51	4.87	8.86	605	0.49	4	1.28	0.30	0.07	0.27	2.29
				540	1.00						
S-8	1.31	4.16	8.98	580	0.63	~2/3	1.30	0.36	0.06	0.16	1.20
S-9	3.41	4.55	21.36	610	0.88	2 (+ 3)	2.10	0.40	0.11	0.26	2.36
S-10	12.56	2.74	130.87	330 + 560	1.36	1	0.50	0.23	0.10	0.43	2.75
S-11	3.38	5.39	17.88	625	0.95	1	0.88	0.21	0.08	0.38	1.49
M-1	43.51	3.84	323.45	290 + 490	0.98	1	0.64	0.91	0.44	0.49	5.44
M-2	26.82	8.42	90.94	550	1.00	1	0.19	0.65	0.28	0.43	2.69
M-3	1.93	12.14	4.53	575	0.95	~1/3	0.85	1.06	0.29	0.28	1.79
M-4	30.89	8.33	105.93	570	0.89	3	1.15	0.73	0.14	0.19	1.38
M-5	33.54	5.02	190.76	440	1.26	1	0.36	0.35	0.16	0.47	3.70
M-6	13.78	24.21	16.26	410 + 560	0.97	~1/3	0.70	1.02	0.13	0.12	0.86
M-7	15.00	18.05	23.74	540	0.80	1	0.32	0.93	0.15	0.16	1.07
M-8	21.30	23.06	26.37	500	1.01	~1/3	0.95	1.57	0.30	0.19	1.01
M-9	1.28	3.58	10.19	350	1.70	1	0.45	0.35	0.10	0.28	1.31
M-10	64.55	27.18	67.84	315 +520	1.10	~1/3	0.45	1.03	0.22	0.21	0.89

Nota: NRM = magnetización remanente natural; K = susceptibilidad a temperatura ambiente; Q = factor de Koenigsberger (1938); T_c = temperatura de Curie; AR = radio de la alteración durante la medición de la temperatura de Curie a partir un valor unitario, medido a 100 °C; Baja T K grupo = conducta de la variación de la susceptibilidad a bajas temperaturas; SR = radio del cambio en la susceptibilidad a bajas temperaturas entre la susceptibilidad a -196°C y la susceptibilidad a la temperatura ambiente; M_s, M_{rs}, M_{rs}/M_s y H_c son todos derivados a partir del loop de histeresis.

Los valores medios de la susceptibilidad magnética varían desde 2.74×10^{-3} hasta 27.18×10^{-3} para las lavas muestreadas. La intensidad y la susceptibilidad magnética algunas veces varían mucho dentro de un mismo sitio, así como entre los diferentes sitios de acuerdo con la litología que presentan. Sin embargo existe una correlación general de alta intensidad de la NRM con una alta susceptibilidad magnética, la cual puede ser explicada por variaciones en el contenido por volumen de las titanomagnetitas.

En general los valores de la susceptibilidad magnética de las lavas de la Formación Chichinautzin son menores que los valores de las lavas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Esto se debe a diferencias en la composición de los minerales magnéticos o bien a diferencias en el contenido por volumen de minerales magnéticos.

El cociente de Königsberger (Q) (Königsberger, 1938) es la relación que existe entre la magnetización remanente y la magnetización inducida en el campo magnético de la tierra. Si el valor de Q es menor a 1 significa normalmente que existe una gran contribución de partículas de dominio múltiple (MD), pero sólo cuando se asume que la NRM es una magnetización termoremanente (TRM).

El cociente Q calculado en las rocas estudiadas (Tabla 6), muestra también grandes variaciones, las cuales son debidas seguramente a las diferencias en el tamaño de grano y composición química de los portadores de la remanencia, más que por volúmenes variables de minerales magnéticos. Para las rocas muestreadas los valores de Q varían entre 4.53 y 323.45, donde algunos de los valores altos de Q están asociados con la presencia de componentes magnéticas secundarias muy fuertes (relámpagos) (Capítulo 6).

5.1.2 Variación en la Susceptibilidad Magnética a bajas temperaturas.

Las mediciones de la variación de la susceptibilidad a bajas temperaturas fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Liverpool, Inglaterra.

Para estas mediciones se utilizó un pedazo pequeño de muestra por cada sitio muestreado. Este pedazo fue cubierto con plastilina junto con un termocople, entonces es congelado en nitrógeno líquido con una temperatura de 78 K. Inmediatamente es colocado en un medidor de susceptibilidad Bartington, donde el sensor se encuentra aislado de las bajas temperaturas de la muestra por medio de agua corriente. Este susceptibilímetro está conectado con una interfase de computadora, la cual va grabando los cambios de la susceptibilidad con la temperatura, desde 78 K hasta que la muestra es calentada a temperatura ambiente, 293 K.

La variación de la susceptibilidad a bajas temperaturas proporciona información acerca de la composición y distribución de tamaño de grano de los minerales magnéticos en las rocas. La interpretación de las curvas a bajas temperaturas es muy compleja, sobre la cual ha habido mucho debate (Radhakrishnamurty et al., 1977; Radhakrishnamurty, 1985; Senanayake y McElhinny, 1981, 1982; Shaw et al., 1991).

La clasificación utilizada en este trabajo es la de Senanayake y McElhinny (1981), los cuales después de medir más de 1000 basaltos Terciarios, encontraron que la variación a bajas temperaturas de la susceptibilidad en campo bajo, siempre cae dentro de uno tres tipos (Fig. 16):

En el grupo 1 las muestras presentan un incremento en la susceptibilidad con el aumento en la temperatura;

En el grupo 2 las muestras presentan un decremento en la susceptibilidad con el aumento en la temperatura;

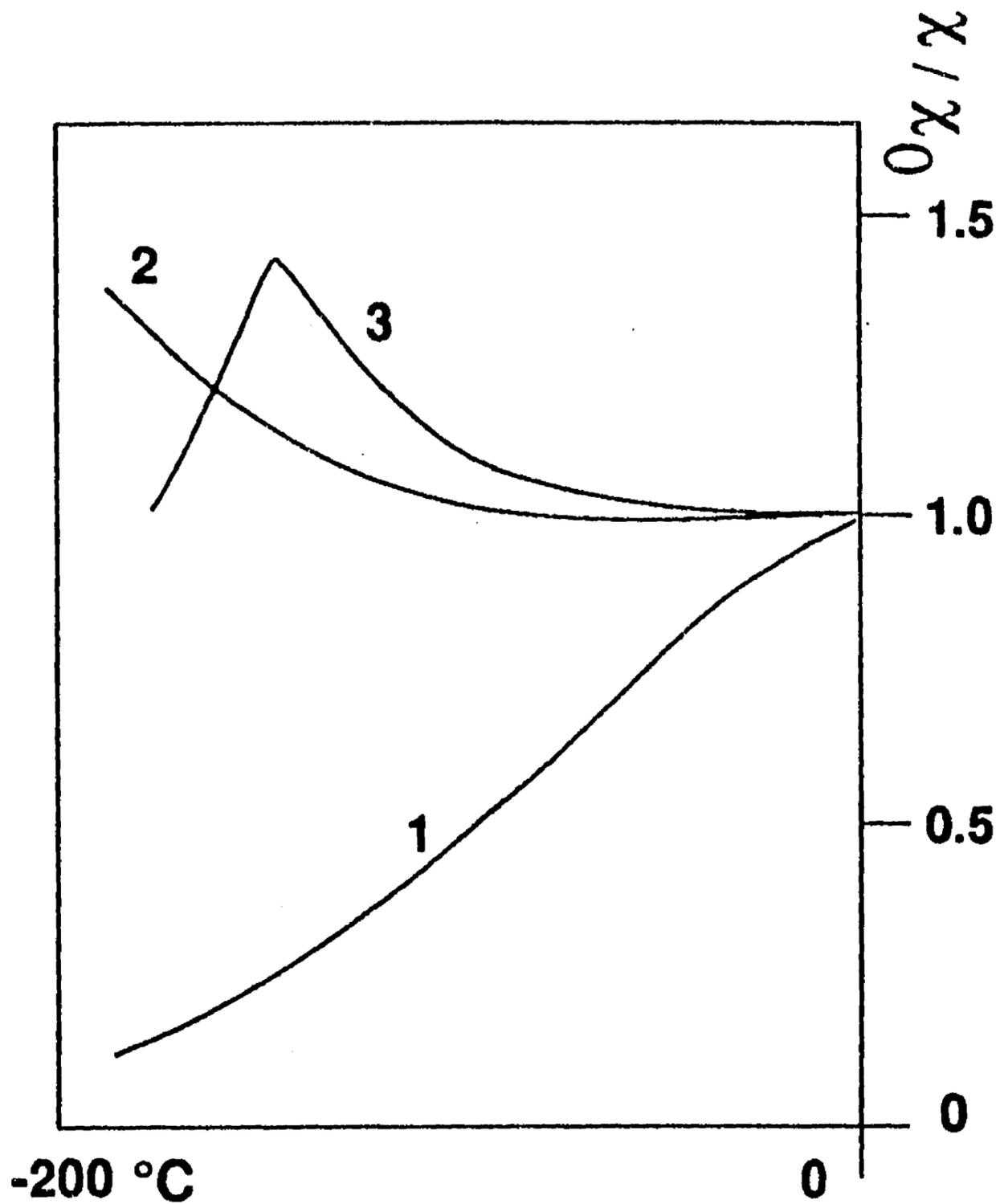


Fig. 16 Conducta de la susceptibilidad a bajas temperaturas desde la temperatura del nitrógeno líquido (-196°C) hasta la temperatura ambiente, según Senanayake y McElhinny (1981); las curvas grupo 1 corresponden a titanomagnetitas ricas en Ti, predominantemente MD, las curvas grupo 2 a titanomagnetitas pobres en Ti con muchas lamellas de ilmenitas y el grupo 3 a magnetitas de multidominio.

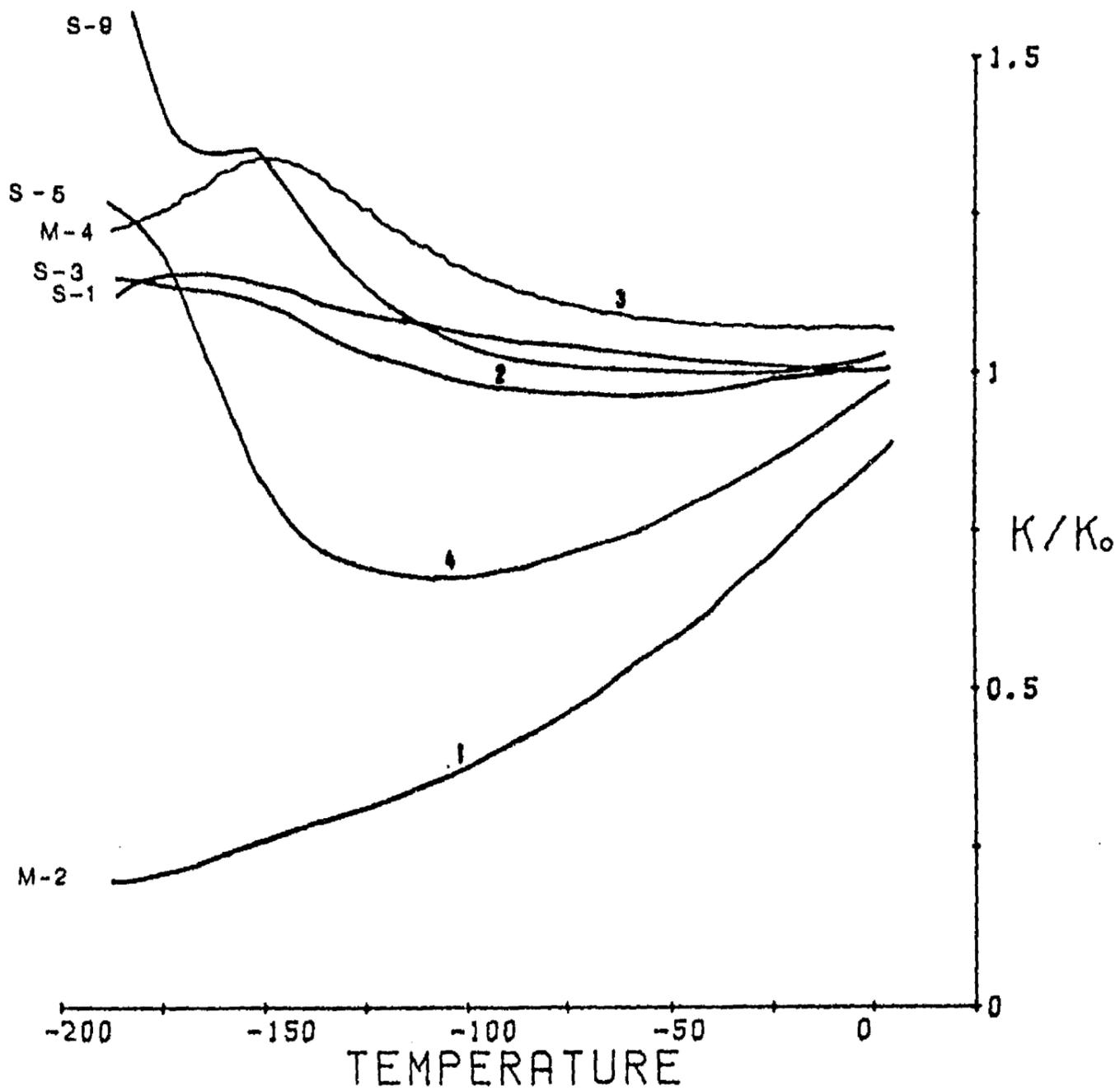


Fig. 17 Algunos ejemplos de la susceptibilidad a bajas temperaturas, encontrados en las lavas estudiadas. La muestra S-5 muestra un comportamiento particularmente interesante, al cual se le asignó el grupo 4, siguiendo con la clasificación de Senanayake y McElhinny (1981), ver la discusión en el texto.

En el grupo 3 las muestras presentan un pico en la susceptibilidad a una temperatura de aproximadamente 125 K.

En adición a los tres grupos mencionados se encontró durante este estudio, una curva de comportamiento de la susceptibilidad diferente, la cual puede ser una combinación de los grupos 2 y 1 (Sherwood, 1990; Shaw et al. 1991). En este trabajo a esta curva se le nombró como grupo 4, donde las muestras presentan al inicio un decremento en la susceptibilidad y posteriormente un incremento de la susceptibilidad con el aumento de la temperatura (Fig. 17).

Los resultados de la conducta de la susceptibilidad a bajas temperaturas, de acuerdo con el tipo de conducta se encuentran en la Tabla 6; así como el radio (SR) de la susceptibilidad a la temperatura del nitrógeno líquido contra la susceptibilidad a la temperatura ambiente.

En la Fig. 17 se muestran algunos ejemplos típicos de la variación de la susceptibilidad a bajas temperaturas, encontrados en las lavas de la Faja Volcánica Mexicana. El comportamiento de las muestras medidas en general concuerda con la clasificación de Senanayake y McElhinny (1981), pero mostrando "combinaciones" de los tipos de curvas definidas por estos autores, mostrados en la Tabla 6 como $\sim 2/3$ o bien $\sim 1/3$. Pero algunas muestras como la S-7 (Volcán Cuautl) y S-5 (Volcán Tezontle), muestran curvas del grupo 4.

Existen varias opiniones acerca de la posible interpretación de estas curvas (Radhakrishnamurty et al., 1977; Radhakrishnamurty, 1985; Senanayake y McElhinny, 1981, 1982; Shaw et al., 1991), sin embargo existen varios puntos en común:

Las titanomagnetitas ricas en Ti ($0.5 < x < 0.7$) muestran una conducta del grupo 1, con valores bajos de SR (< 0.4);

La magnetita de dominio múltiple (MD) muestra un comportamiento del grupo 3;

La magnetita de dominio sencillo (SD) muestra un comportamiento del grupo 1, con valores altos de SR ($0.7 < SR < 1.0$).

Para el grupo 2 existen varias posibles interpretaciones. Cuando el valor de SR es menor que 1.4 existen tres posibilidades:

- a) Magnetita con deficiencia de cationes (Radhakrishnamurty et al., 1977, Radhakrishnamurty, 1985),
- b) Titanomagnetita con $x = 0.1$ (Radhakrishnamurty, 1985),
- c) Titanomagnetitas pobres en Ti, divididas con muchas lamellas de ilmenita (titanomagnetitas con oxidación deutérica clase C2 - C3) (Senanayake y McElhinny, 1981, 1982).

Cuando el valor de SR es mayor que 1.4 existen dos posibilidades:

- a) presencia de minerales paramagnéticos (con susceptibilidad que varía inversamente con la temperatura absoluta) (Shaw et al., 1991),
- b) presencia de "partículas superparamagnéticas ultrafinas" (SP+) (Radhakrishnamurty et al., 1977).

Senanayake y McElhinny (1982) han mostrado que las muestras del grupo 1 pueden cambiar a la conducta del grupo 2, después de calentamiento repetido hasta $615\text{ }^{\circ}\text{C}$, aparentemente con oxidación deutérica (con oxidación-exsolución de ilmenita) ocurriendo por encima de los $300\text{ }^{\circ}\text{C}$. Las muestras del grupo 2 y el grupo 3 son estables hasta un calentamiento de $500\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Ellos sugieren también, que el grupo 2 y posiblemente el 3 son los más recomendables para el trabajo de paleointensidades y utilizaron este criterio para la preselección de las muestras y tuvieron un nivel de éxito muy alto en la determinación de la paleointensidad del campo. Sin embargo, Rolph (1984) encontró poca correlación entre la conducta de la susceptibilidad a bajas temperaturas y el éxito en las mediciones de paleointensidades.

Las mediciones de las lavas del Campo Volcánico Michoacán-

Guanajuato, muestran comportamientos del grupo 1, grupo 3 y combinaciones de estos dos grupos ($\sim 1/3$, indicando una dominancia del grupo 1 con una posible influencia del grupo 3). Tres muestras (M-2, M-5 y M-7) presentan valores de SR menores de 0.4, sugiriendo que estas muestras contienen principalmente titanomagnetita rica en Ti (sin oxidación deutérica), lo cual concuerda con las observaciones ópticas (Tabla 5). Mientras que las muestras M-1, M-6, M-9 y M-10 tienen valores de SR entre 0.45 y 0.70 indicando posiblemente una mezcla de titanomagnetitas pobres y ricas en Ti. Las muestras M-3 y M-8 tienen un valor alto de SR entre 0.85 y 0.95 indicando probablemente magnetita SD. La muestra M-4 se comporta de acuerdo con el grupo 3, indicando que la muestra contiene magnetita MD.

Las lavas estudiadas de la Formación Chichinautzin, en general presentan un comportamiento diferente en comparación con las lavas del Campo Volcanico Michoacán-Guanajuato, en cuanto a las mediciones de susceptibilidad a bajas temperaturas. La mayoría de las lavas de Chichinautzin tienen una conducta de los grupos 2, $\sim 2/3$ o 4. Todas estas muestras muestran un decremento inicial en la susceptibilidad con el incremento en la temperatura, a excepción de las muestras S-10 y S-11 que presentan conducta grupo 1 con valores de SR de 0.50 y 0.88 respectivamente.

Se midieron dos muestras en el sitio S-9, ambas muestran valores muy altos de SR, sugiriendo una dominancia de minerales paramagnéticos, lo cual concuerda con las observaciones ópticas, las cuales mostraron la presencia de grandes cantidades de ilmenita. Por otra parte las muestras S-1, S-3 y S-8 en general tienen estados de oxidación altos, con magnetita, ilmenita y algunas veces con hematita, los valores de SR están entre 1.1 y 1.3, perteneciendo al grupo $\sim 2/3$ (con dominancia del grupo 2 con una posible influencia del grupo 3).

Las muestras S-5 y S-7 pertenecen al grupo 4. Las observaciones

ópticas indican la presencia de titanomagnetita rica en Ti esqueletal (Clase C1) e ilmenita primaria en la muestra S-5. Este tipo de conducta ha sido previamente reportado también en una muestra rica en ilmenita primaria (Sherwood, 1990). Adicionalmente este comportamiento fue reportado también por Urrutia et al., 1991, para el Basalto de San Antón, Cuernavaca, el cual forma parte de la Formación Chichinautzin, donde Urrutia interpreta este tipo de conducta asociado con la presencia de granos SP+ (Radhakrishnamurty et al., 1977). Sin embargo en función de las observaciones ópticas muy probablemente este tipo de comportamiento es producido por la presencia de titanomagnetitas ricas en Ti (Grupo 1) e ilmenita paramagnética (Grupo 2).

5.2 Temperatura de Curie.

Cada composición específica de mineral magnético tiene una temperatura de Curie (Néel) única (Fig. 8), por lo que la determinación de esta temperatura es diagnóstica de dichos minerales y puede ser usada, por ejemplo, para distinguir las composiciones dentro de las titanomagnetitas e ilmenohematitas.

Existen varios métodos para determinar la temperatura de Curie (Collinson, 1983). El método utilizado en este trabajo se basa en el principio de la balanza de translación horizontal, donde la muestra se coloca en la punta del brazo de la balanza que puede deslizarse horizontalmente. El espécimen se encuentra en un campo magnético fuerte y con un gradiente, que ejerce una fuerza translacional sobre él. La fuerza es directamente proporcional a la magnetización inducida. Se registran los cambios de esta magnetización inducida con la temperatura, durante el calentamiento y enfriamiento de la muestra.

La presencia de más de un mineral magnético provoca algunos problemas en la determinación de temperaturas de Curie bajas. Estas son siempre incorrectamente obtenidas por medio de una simple

extrapolación de la curva hacia abajo con el eje de la temperatura para una intensidad de magnetización cero, pero la curva en realidad representa la suma de la magnetización debida a los dos minerales y el punto de temperatura de Curie baja corresponde por lo tanto al punto de inflexión sobre la curva, esto es la temperatura a la cual la contribución de los minerales con baja temperatura de Curie comienza a ser cero.

Algunos minerales y particularmente la hematita muestran pequeños cambios en su magnetización de saturación con el incremento de la temperatura, lo cual puede ser confundido con la presencia de pequeñas cantidades de minerales con otras de Curie.

Muchas más dificultades ocurren con aquellos cambios químicos que ocurren muy frecuentemente durante el calentamiento, los cuales pueden destruir los minerales antes de que alcancen su temperatura de Curie (como son la goetita y la pirrotita). De manera similar otros minerales de Fe pueden sufrir cambios químicos los cuales resultan en la formación de nuevos minerales magnéticos.

La curva de calentamiento es más representativa de la mineralogía original, especialmente si el calentamiento es rápido y por lo tanto inhibe los cambios químicos o bien si se efectúa dentro de una atmósfera inerte. Desafortunadamente estos métodos sólo inhiben un poco la oxidación ya que la muestra por sí misma contiene normalmente aire y volátiles que provocan cambios químicos, independientemente de la atmósfera.

Las temperaturas de Curie de las muestras de lavas en estudio fueron medidas en una balanza de tipo horizontal en la Universidad de Liverpool, Inglaterra. Las mediciones fueron realizadas en aire, con un campo magnético de aproximadamente 0.5 T, calentando la muestra a 700 °C durante 15 minutos.

Algunos ejemplos de curvas de calentamiento-enfriamiento

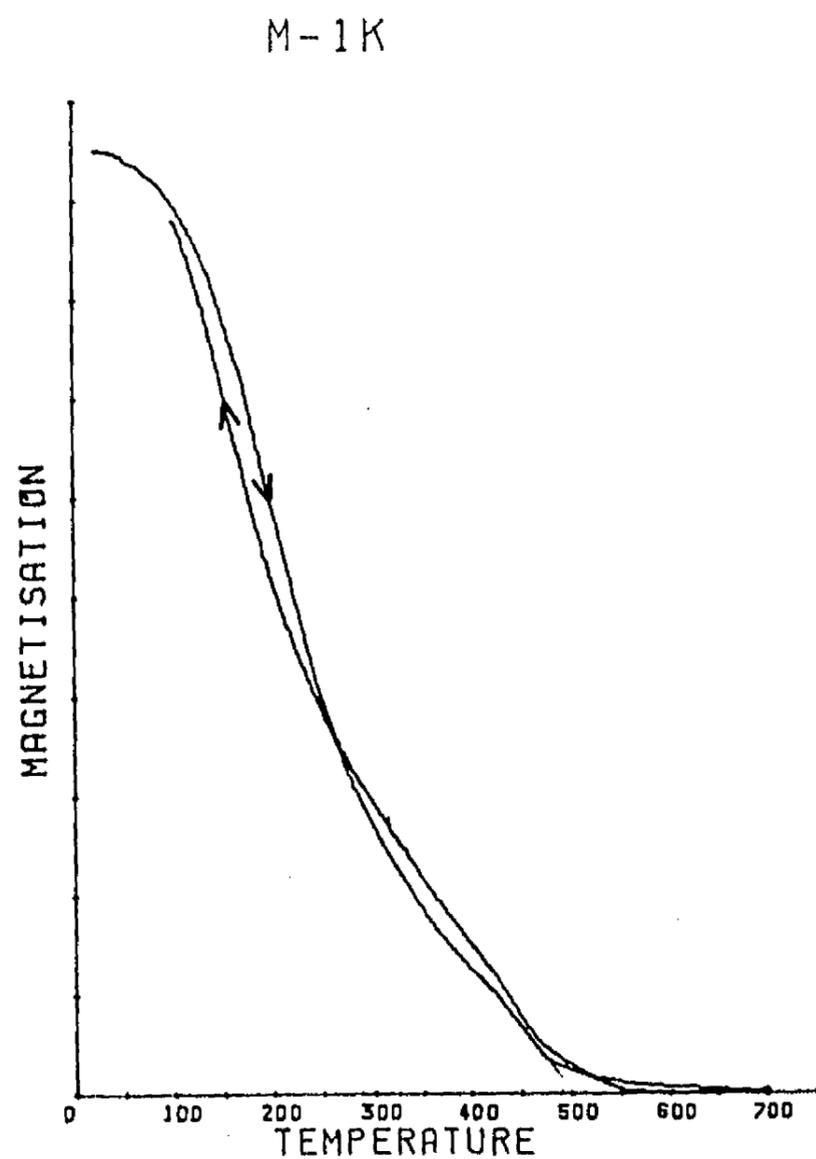
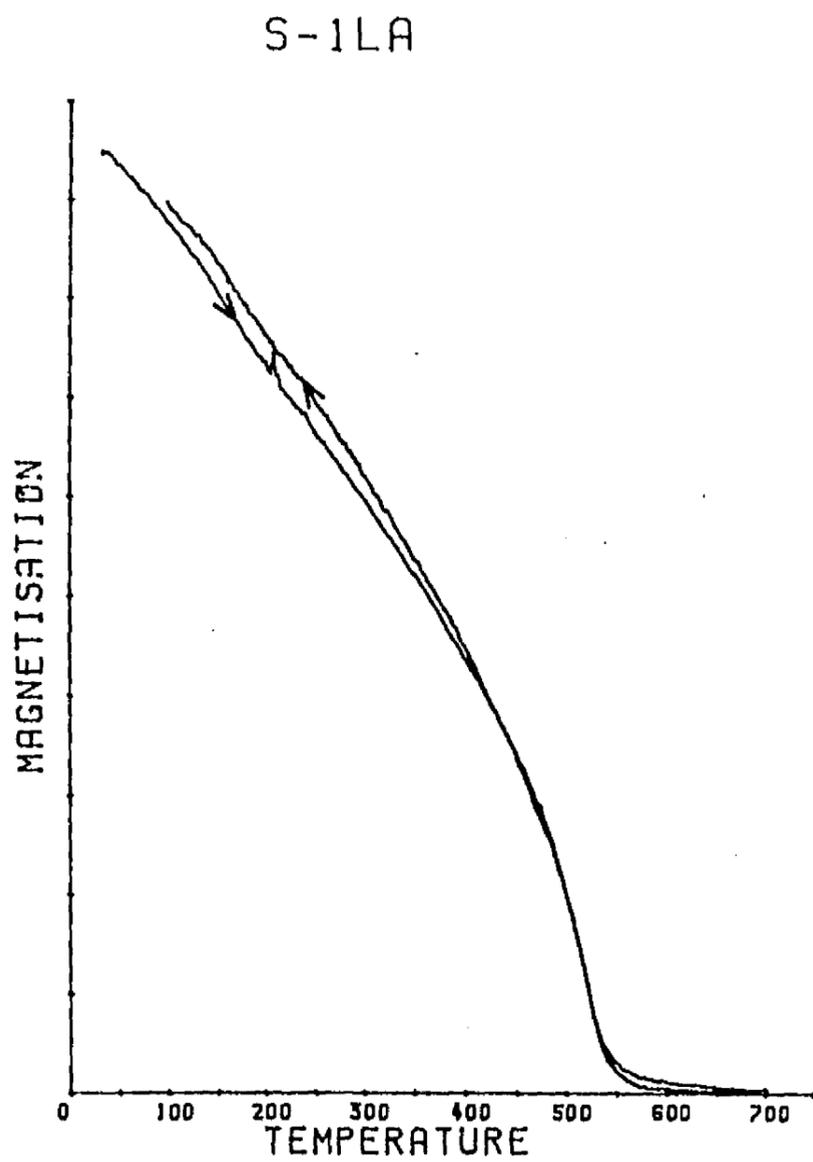


Fig. 18a Ejemplos de curvas de calentamiento/enfriamiento para la obtención de las temperaturas de Curie. Muestras con curvas más o menos reversibles.

S-1 = Muestra con titanomagnetita pobre en Ti. $T_c = 545 \text{ }^\circ\text{C}$

M-1 = Dos fases de titanomagnetitas coexistentes. $T_c = 290 \text{ y } 490 \text{ }^\circ\text{C}$.

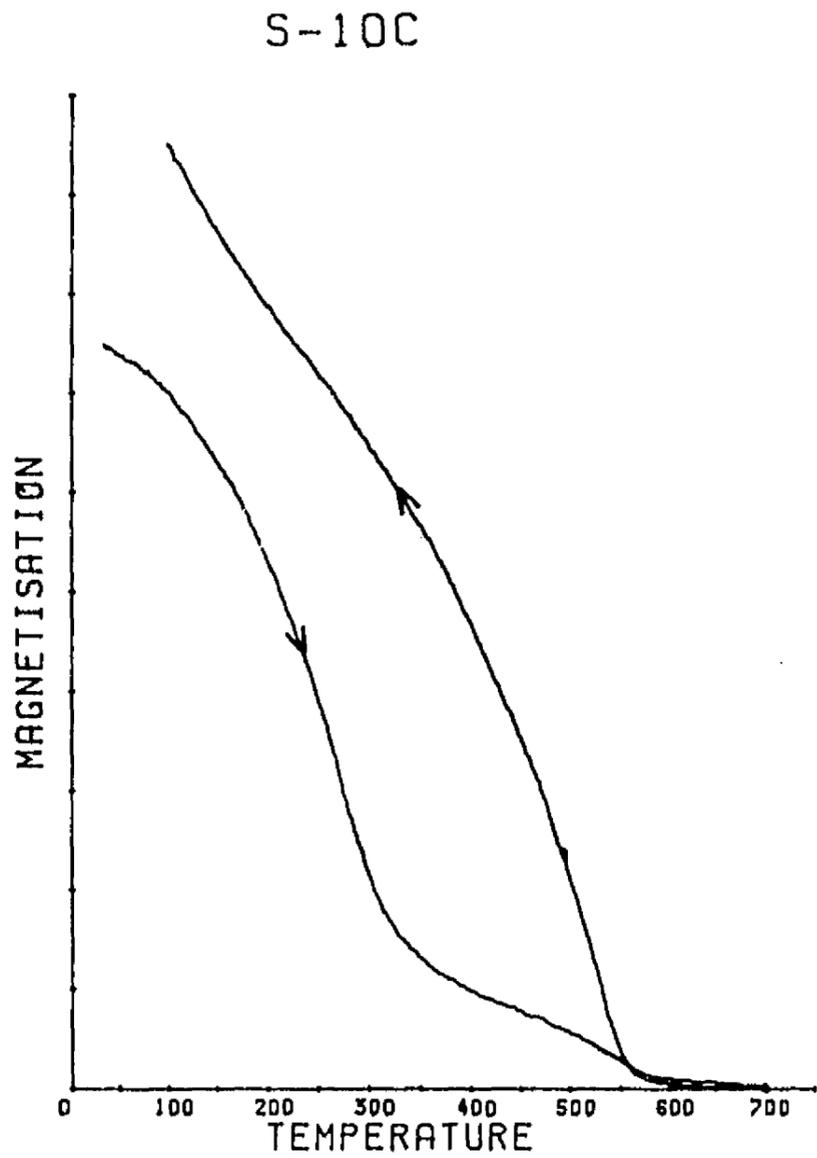
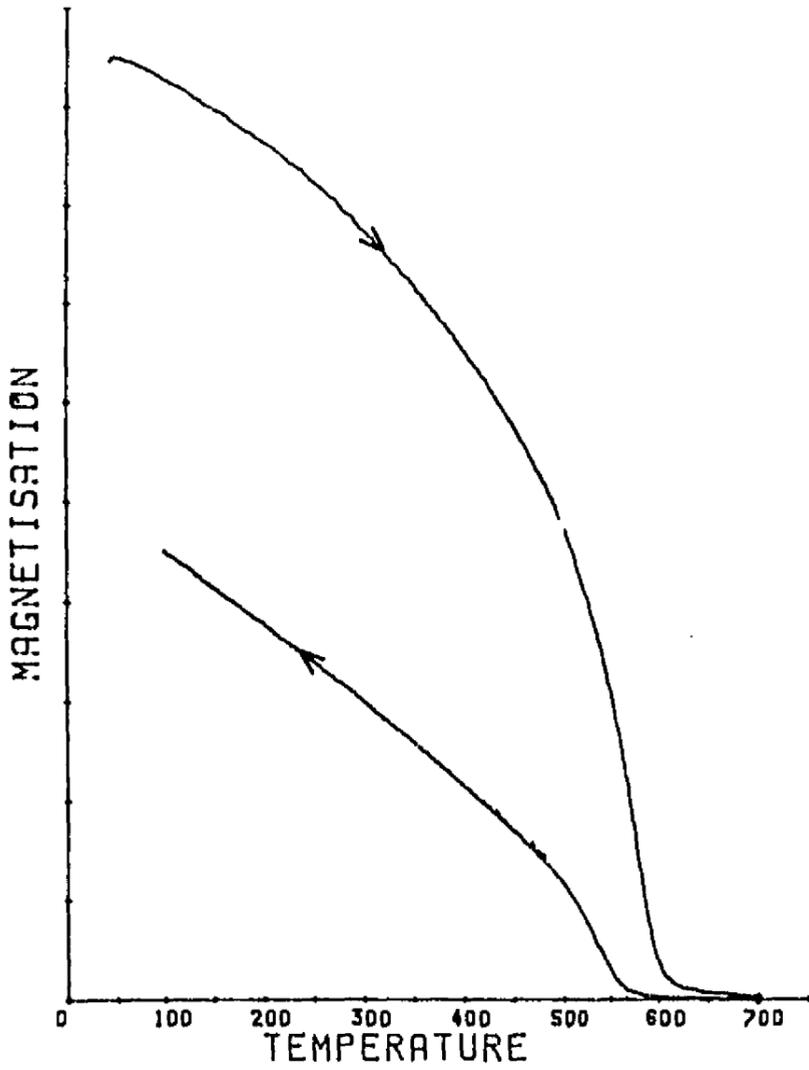


Fig. 18b Ejemplos de curvas de calentamiento/enfriamiento para la obtención de las temperaturas de Curie. Muestras con curvas irreversibles.

S-7 = Muestra posiblemente con magnetita con deficiencia de cationes. $T_c = 605 \text{ }^\circ\text{C}$

S-10 = Muestra con titanomagnetita rica en Ti afectada por oxidación de baja temperatura (magnetización). $T_c = 330 \text{ y } 560 \text{ }^\circ\text{C}$.

obtenidas se muestran en las Figs. 18a y 18b. Las temperaturas de Curie fueron estimadas mediante de método de tangentes descrito en Grommé et al. (1969) en cada flujo de lava muestreado durante este estudio y se encuentran resumidas en la tabla 6. Las temperaturas de Curie presentan valores entre 295 °C hasta 625 °C; observándose que los principales portadores magnéticos pertenecen a la serie de titanomagnetitas. Donde temperaturas de Curie bajas se asocian con estados de oxidación deutérica bajos (C1-C2), con titanomagnetitas ricas en Ti; mientras que temperaturas de Curie altas se asocian con estados de oxidación deutérica mayores (C2-C5), con la presencia de titanomagnetitas pobres en Ti.

El radio de alteración (AR) (Tabla 6), durante la medición de la temperatura de Curie a partir de un valor unitario, es igual o cercano a 1 cuando las curvas termomagnéticas son reversibles, por el contrario este valor es normalmente diferente a 1 cuando las curvas termomagnéticas son irreversibles.

Algunas muestras (Tabla 6, Figs. 18a y 18b) presentaron 2 puntos de Curie (S-5, S-10, M-1, M-6 y M-10), indicando la coexistencia de 2 fases minerales, probablemente titanomagnetita rica en Ti y titanomagnetita pobre en Ti. Algunas veces la curva fue reversible (Fig. 18a) y algunas veces la curva fue irreversible (Fig. 18b), probablemente por la presencia de oxidación de baja temperatura (maghemitización) en las titanomagnetitas ricas en Ti.

Las muestras S-3, S-7, S-9 y S-11 muestran temperaturas de Curie mayores a la temperatura de Curie de la magnetita (578 °C). Estos resultados indican que los minerales magnéticos son miembros de la serie de ilmenohematita o son magnetita deficiente en cationes. En algunos casos las observaciones ópticas (Tabla 5) muestran que estas temperaturas de Curie altas están asociadas con estados de oxidación muy altos (C5-C7) y con curvas reversibles (S-9 y S-11), por lo que podrían pertenecer a la serie de las ilmenohematitas. De acuerdo con Ozdemir y Banerjee (1984) la

maghemita es en algunos casos estable a altas temperaturas. La forma de la curva irreversible de la muestra S-7D (Fig. 18b) es muy similar a la publicada por estos autores pero con una temperatura de Curie menor sugiriendo que esta muestra tiene magnetita deficiente en cationes (entre magnetita y maghemita).

En general las temperaturas de Curie determinadas en las muestras medidas indican que las lavas de Formación Chichinautzin tienen estados de oxidación mayores en comparación con las lavas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.

5.3 Parámetros de la histéresis magnética.

El momento de saturación y la coercitividad de los minerales magnéticos dependen de su composición, tamaño y forma. Esto significa que el área delimitada por un "loop" de histéresis esta relacionada con estos factores y puede utilizado junto con otros datos para identificar al mineral. Esto significa que en la práctica esta técnica es útil en los estudios de magnetismo de rocas en los cuales por ejemplo, la composición mineral es conocida y la proporción de los componentes de dominio sencillo (SD) o multidominio (MD) puede ser valorada por medio de otras propiedades magnéticas.

A partir del loop de histéresis es posible determinar tres parámetros importantes (Fig. 19):

M_s = la magnetización de saturación (la máxima magnetización inducida),

M_{rs} = la magnetización remanente de saturación (que permanece después de que la muestra ha sido expuesta al campo magnético de saturación),

H_c = la fuerza coercitiva (el campo magnético requerido para reducir una muestra inicialmente saturada a una magnetización neta cero en la presencia de un campo magnético externo).

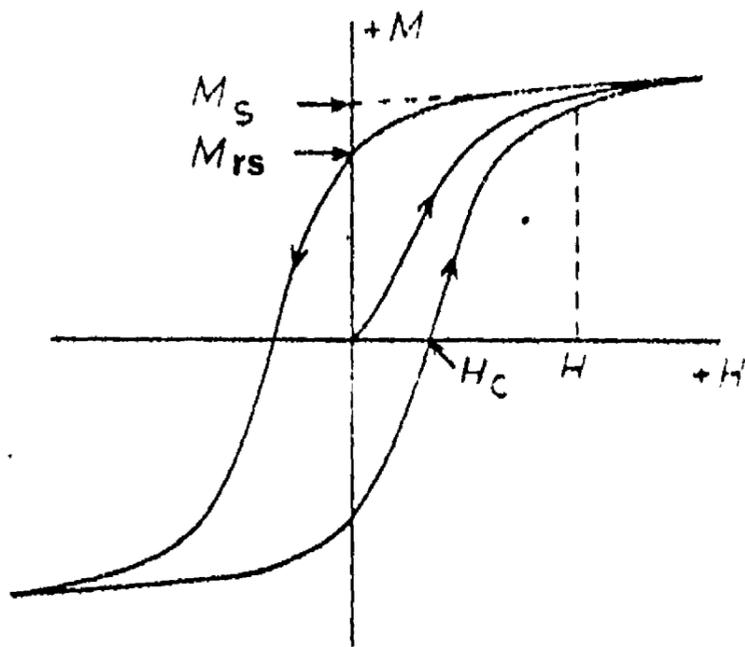


Fig. 19 Ciclo o loop de histéresis (ver descripción en el texto)
(tomado de Tarling, 1983)

Estos parámetros obtenidos del loop de histéresis son útiles para tratar de distinguir entre diferentes estados de dominio magnético. El valor de M_s depende de la composición y la concentración por volumen del mineral magnético. El valor de M_{rs} depende también del tamaño y la forma de los granos magnéticos. Por lo tanto el cociente M_{rs}/M_s nos ayuda a determinar el estado de dominio de los minerales magnéticos.

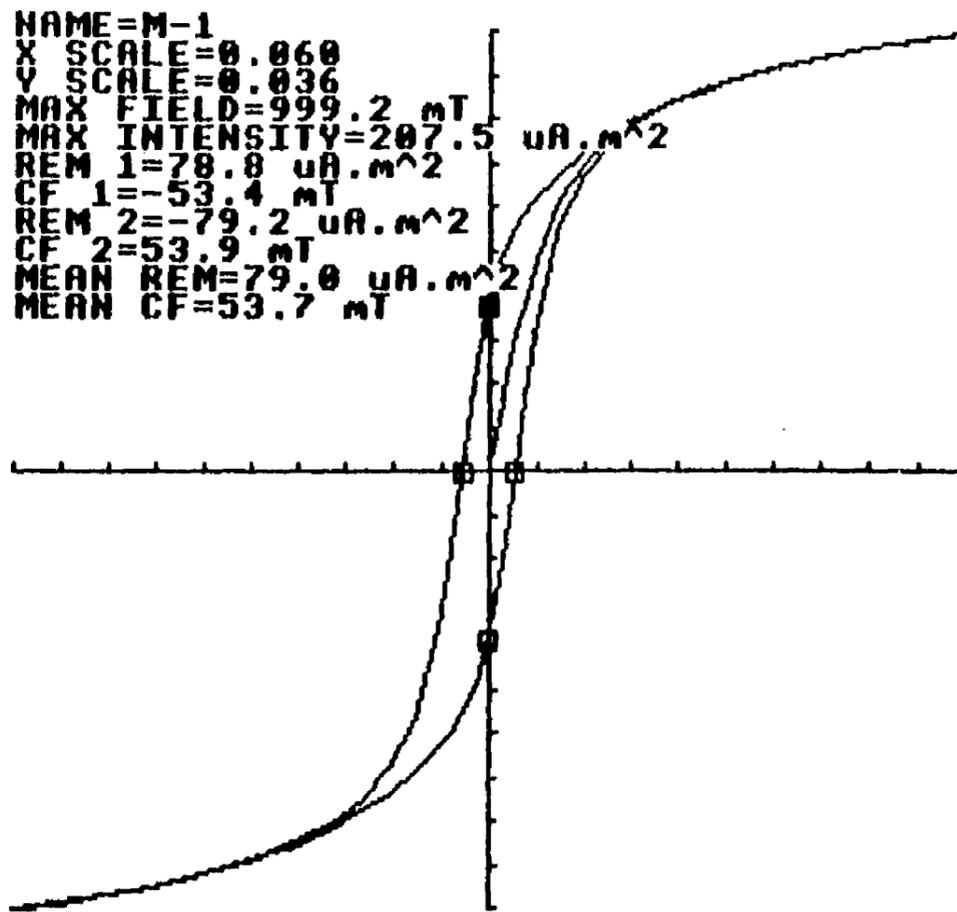
En un arreglo de granos SD uniaxiales orientados aleatoriamente, $M_{rs}/M_s = 0.5$, el cual es el máximo valor esperado del cociente (Collinson, 1983). En titanomagnetitas MD, $M_{rs}/M_s < 0.1$ (Day et al., 1977), sin embargo, Dunlop (1981) propone en magnetita MD que $M_{rs}/M_s < 0.05$. La región límite entre SD y MD frecuentemente es referida como pseudo dominio sencillo (PSD) (Day et al., 1977), pero en rocas reales tales valores podrían representar mezclas de diferentes estados de dominio.

El loop de histéresis fue determinado en la Universidad de Liverpool, Inglaterra utilizando un vibrating sample magnetometer (VSM) de marca Molspin (Collinson, 1983), con un campo máximo de 1 T, en pasos progresivos no lineales, con más pasos en el campo bajo que en el campo magnético alto.

Algunos ejemplos se muestran en Figs. 20a y 20b. En contraste con el loop ideal (Fig. 19) donde la magnetización inducida llega a un valor constante una vez saturada, las curvas muestran un incremento en la magnetización inducida después de que los minerales ferromagnéticos han sido saturados, ya que tienen minerales paramagnéticos (donde la magnetización inducida es proporcional al campo magnético, dando como resultado un incremento lineal).

Los resultados de las mediciones del loop de histéresis (Tabla 6) muestran que los valores de M_{rs}/M_s para las rocas medidas varían entre 0.12 y 0.49. Estos valores se encuentran dentro del rango de

NAME=M-1 K



NAME=S-5 A

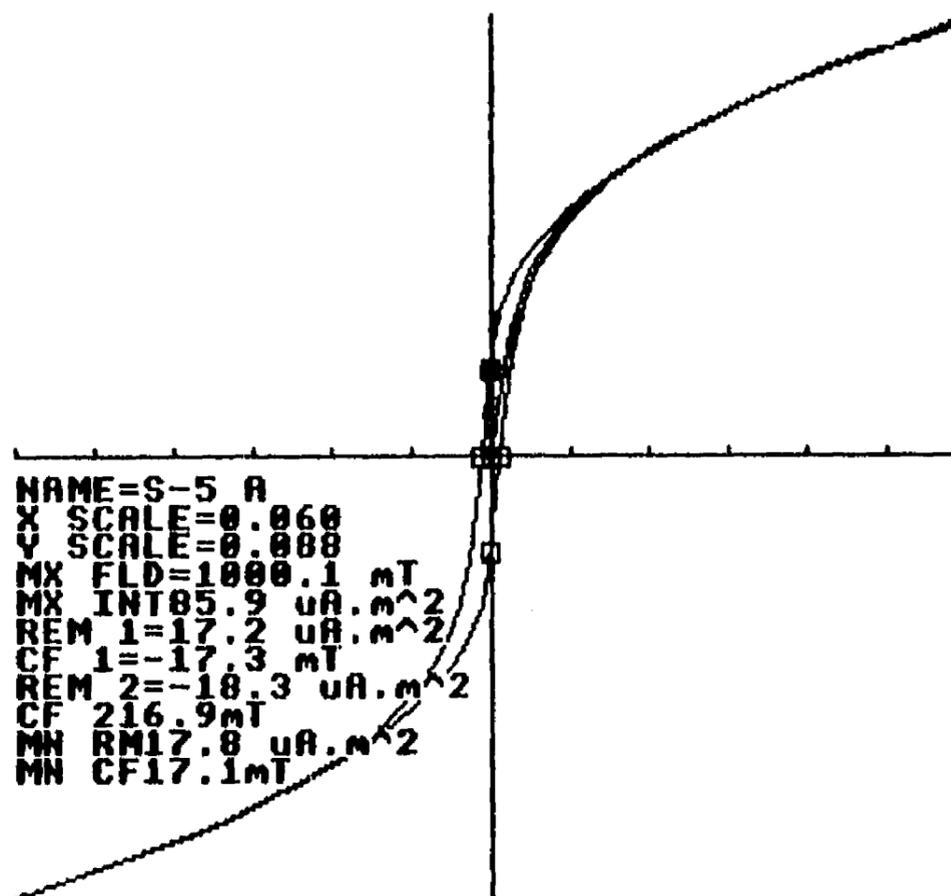
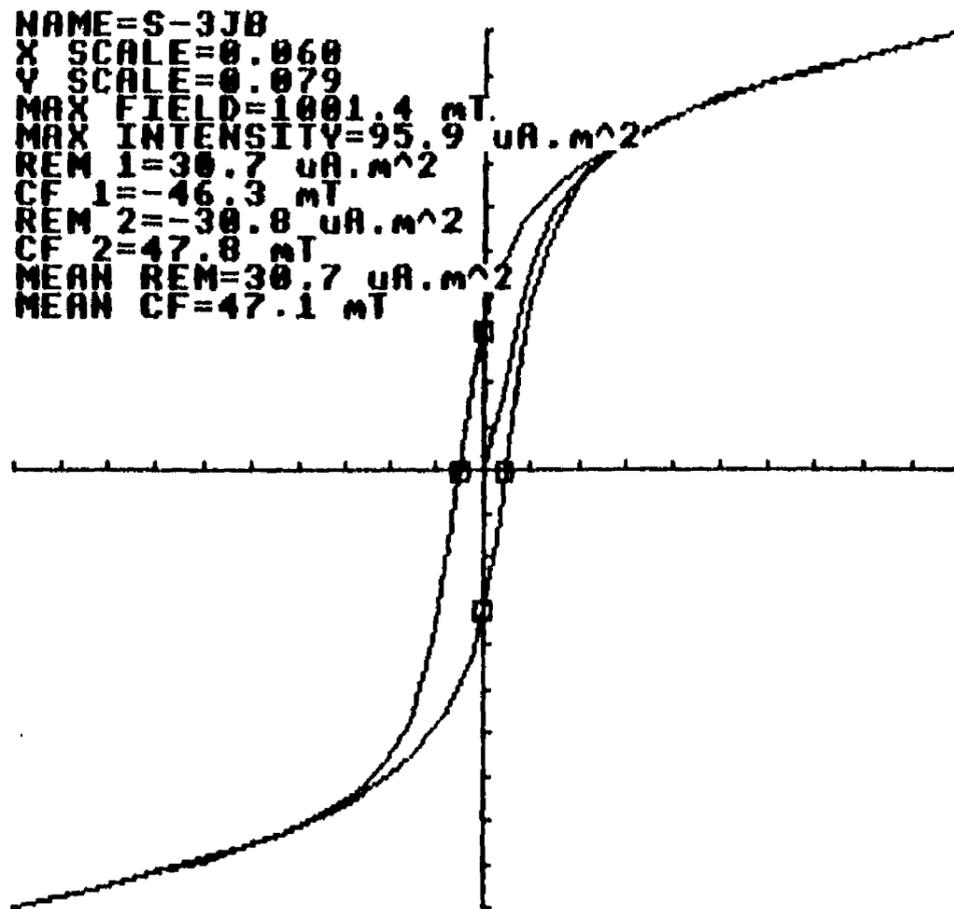


Fig. 20a Ejemplos de ciclos de histéresis obtenidos en las siguientes muestras:

M-1 = Volcán Parícutin

S-5 = Volcán Tezontle

NAME=S-3JB



NAME=S-9H

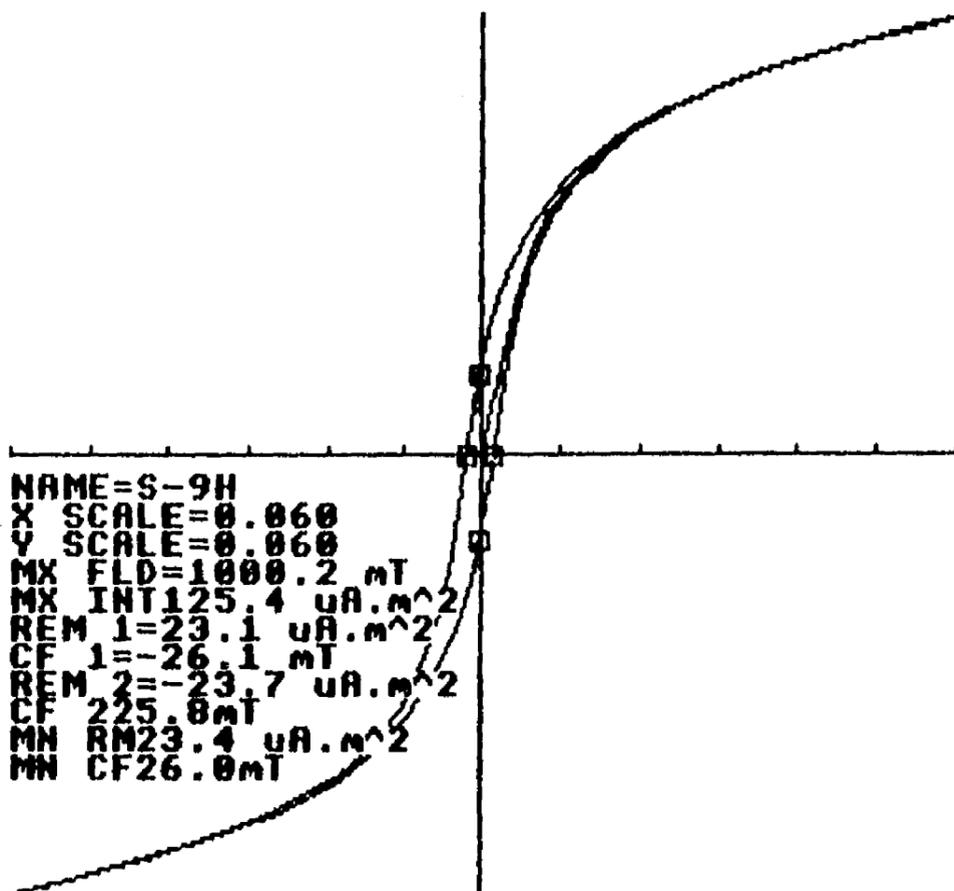


Fig. 20b Ejemplos de ciclos de histéresis obtenidos en las siguientes muestras:

- S-3 = Volcán Maninal
- S-9 = Volcán Xitle

granos PSD, pero es más probable que estos valores representen diferentes combinaciones de granos SD y MD. Las lavas con los valores más altos (> 0.4), S-3, S-10, M-1, M-2 y M-5, contienen probablemente granos SD principalmente; mientras que las lavas con los valores más bajos (< 0.2), S-8, M-4, M-6, M-7 y M-8, contienen probablemente muchos granos MD. En general los valores altos de M_{rs}/M_s están asociados con valores altos de H_c , y por el contrario valores bajos de M_{rs}/M_s están asociados con valores bajos de H_c .

5.4 Discusión de resultados sobre las propiedades magnéticas.

Los resultados de los experimentos de magnetismo de rocas de las muestras estudiadas indican que de manera general los portadores magnéticos son en su mayoría titanomagnetitas (con cantidades variables de Ti), con diferentes formas y estados de oxidación deutérica, los cuales se derivan de diferentes condiciones durante el emplazamiento de los magmas.

En general el conjunto de los resultados acerca de las propiedades magnéticas están de acuerdo entre sí, o bien son complementarios. Sin embargo existen algunos sitios que presentan discrepancias entre diferentes propiedades magnéticas, una razón para esto podría ser que fueron usadas frecuentemente diferentes muestras para cada experimento, tomadas normalmente de diferentes partes de la colada de lava, las cuales a su vez pueden tener diferente mineralogía magnética.

En conjunto, las propiedades magnéticas de las lavas de la Formación Chichinautzin son diferentes de las del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Porque las lavas de Chichinautzin presentan en general un estado de oxidación mayor.

Las conclusiones obtenidas acerca de la mineralogía presente en las muestras estudiadas a partir de las mediciones de sus propiedades magnéticas concuerdan en general muy bien con las

observaciones realizadas con el microscopio de luz polarizada (Capítulo 4).

La composición química de las muestras (Capítulo 3), con respecto a la propiedades magnéticas, no muestra una correlación directa porque existen muchas variaciones entre un mismo flujo de lava (en los estados de oxidación, tamaño de grano, etc.).

6) PALEODIRECCIONES MAGNETICAS

6.1 Muestreo Paleomagnético.

Para el estudio paleomagnético se muestrearon un total de 16 sitios, 8 dentro de los volcanes del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y 8 volcanes de la Formación Chichinautzin (Figs. 2a y 2b, Tablas 2 y 7). De cada sitio se tomaron un mínimo de 6 muestras, por lo que se obtuvieron más 96 muestras orientadas.

Este muestro estuvo condicionado por la existencia de datos acerca de la edad de estas rocas (Tabla 2), por lo que de la mayoría de los sitios muestreados para realizar el estudio paleomagnético se conocía previamente la edad, tratando de que estuvieran dentro del rango 0 a 30,000 años, escogido para tratar de detectar varios ciclos de variación secular del Campo Magnético de la Tierra. Sin embargo se tomaron muestras también en sitios de donde no se conocía la edad o sitios que fueron datados después del muestreo paleomagnético, dando como resultado edades mucho más antiguas de la esperadas.

El muestreo por paleomagnetismo se realizó por medio de una perforadora portátil de gasolina, la cual utiliza barrenas no-magnéticas con coronas impregnada de diamante. Este tipo de perforadora permite obtener núcleos cilíndricos de roca de aproximadamente 10cm de largo, con un diámetro de 2.5 cm. Las muestras fueron orientadas por medio de un compás magnético y un inclinómetro (Collinson, 1983). Posteriormente los núcleos obtenidos se cortaron en especímenes de 2.2 cm de largo, añadiéndoles sus correspondientes marcas de orientación.

6.2 Procedimientos utilizados en la determinación de paleodirecciones del Campo Magnético Terrestre.

La dirección e intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) de cada espécimen fue medida por medio de un spinner magnetómetro de marca Molspin. La estabilidad magnética y la composición vectorial de la NRM fue estudiada desmagnetizando los especímenes por medio de campos alternos (AF) en un aparato marca Schonstedt de tres ejes, en 8 o más pasos de desmagnetización por arriba de 80 mT; o bien mediante desmagnetización térmica en 8 a 10 pasos sucesivos desde la temperatura ambiente hasta los 670 °C, en un horno diseñado en la Universidad de Münster, Alemania, con un blindaje magnético y con un error máximo en el control de la temperatura de 2 °C.

Para determinar las características de la remanencia, los datos se graficaron en diagramas vectoriales (Zijderveld, 1967) y en redes de igual área, los cuales indican las direcciones y componentes removidas durante los diferentes pasos de desmagnetización para esta forma poder evaluar los datos (Collinson, 1983).

6.3 Resultados e interpretación.

En las Figs. 21a y 21b se muestran algunos ejemplos de diagramas vectoriales y redes de igual área de especímenes que mostraron magnetizaciones simples, con una sola componente. Mientras que en las Figs. 22a y 22b se muestran ejemplos de especímenes que presentaron más de una componente de magnetización.

Del total de sitios muestreados, solamente 10 mostraron magnetizaciones con una sola componente (Tabla 7), de las cuales fue posible calcular una dirección media (Fisher, 1953), utilizando las direcciones obtenidas por la evaluación individual de las gráficas de desmagnetización. Las direcciones alejadas de la media

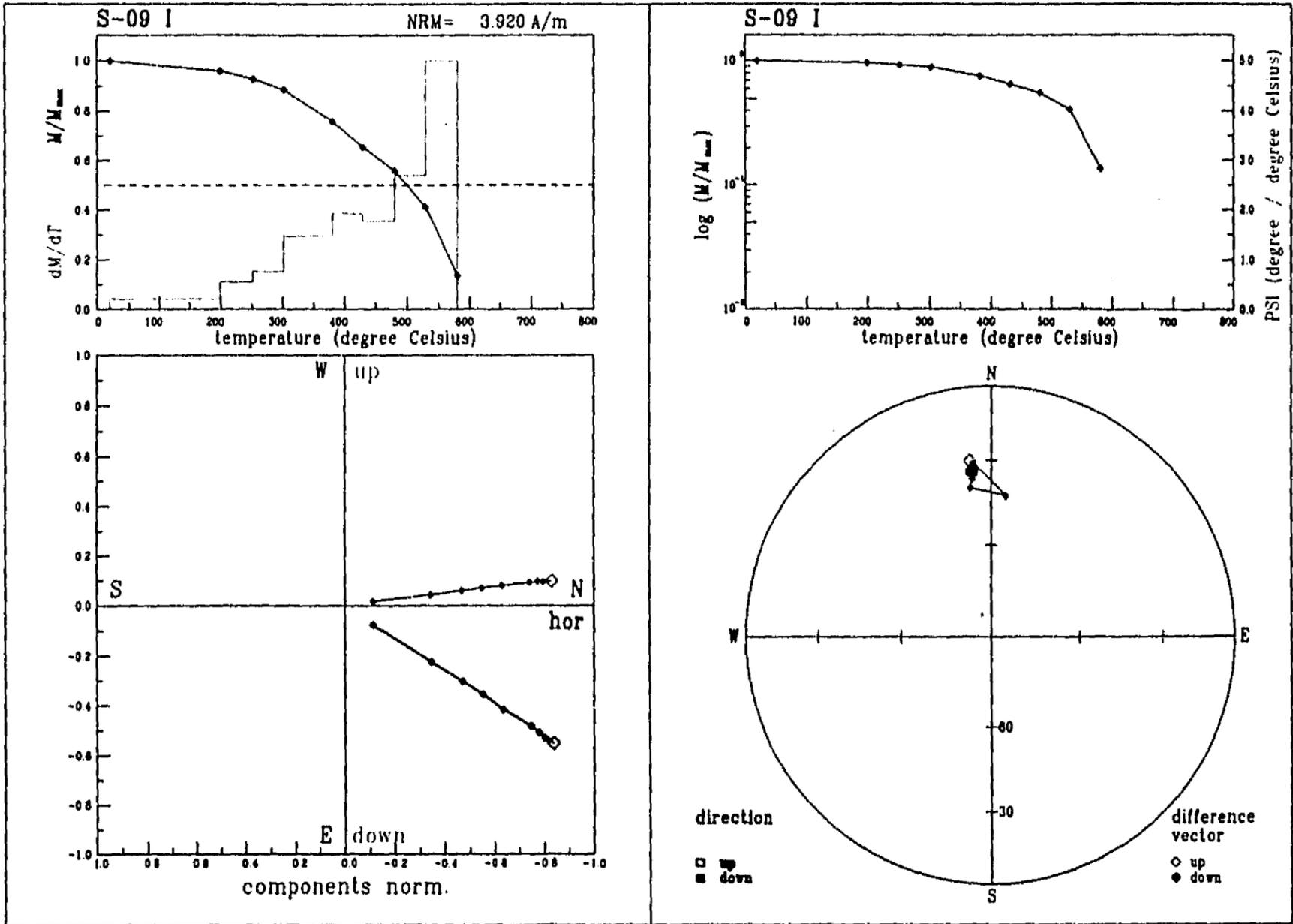


Fig. 21a Diagrama vectorial normalizado de desmagnetización térmica (Zijderveld, 1967) y red de igual área, mostrando un ejemplo de magnetización con una sola componente, Sitio (S-9), Volcán Xitle

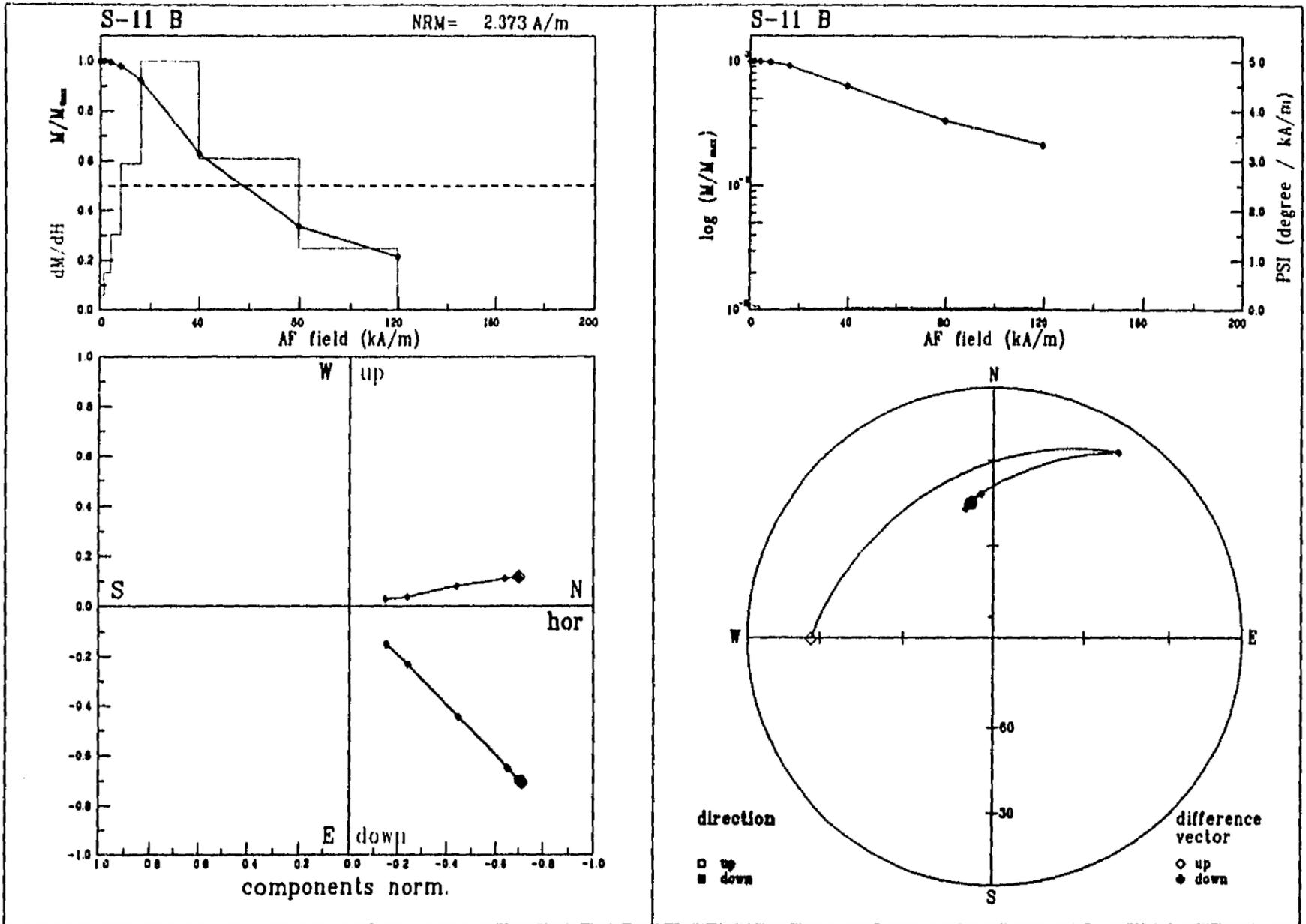


Fig. 21b Diagrama vectorial normalizado de desmagnetización por campos alternos (AF) (Zijderveld, 1967) y red de igual área, mostrando un ejemplo de magnetización con una sola componente, Sitio (S-11), Volcán Cima

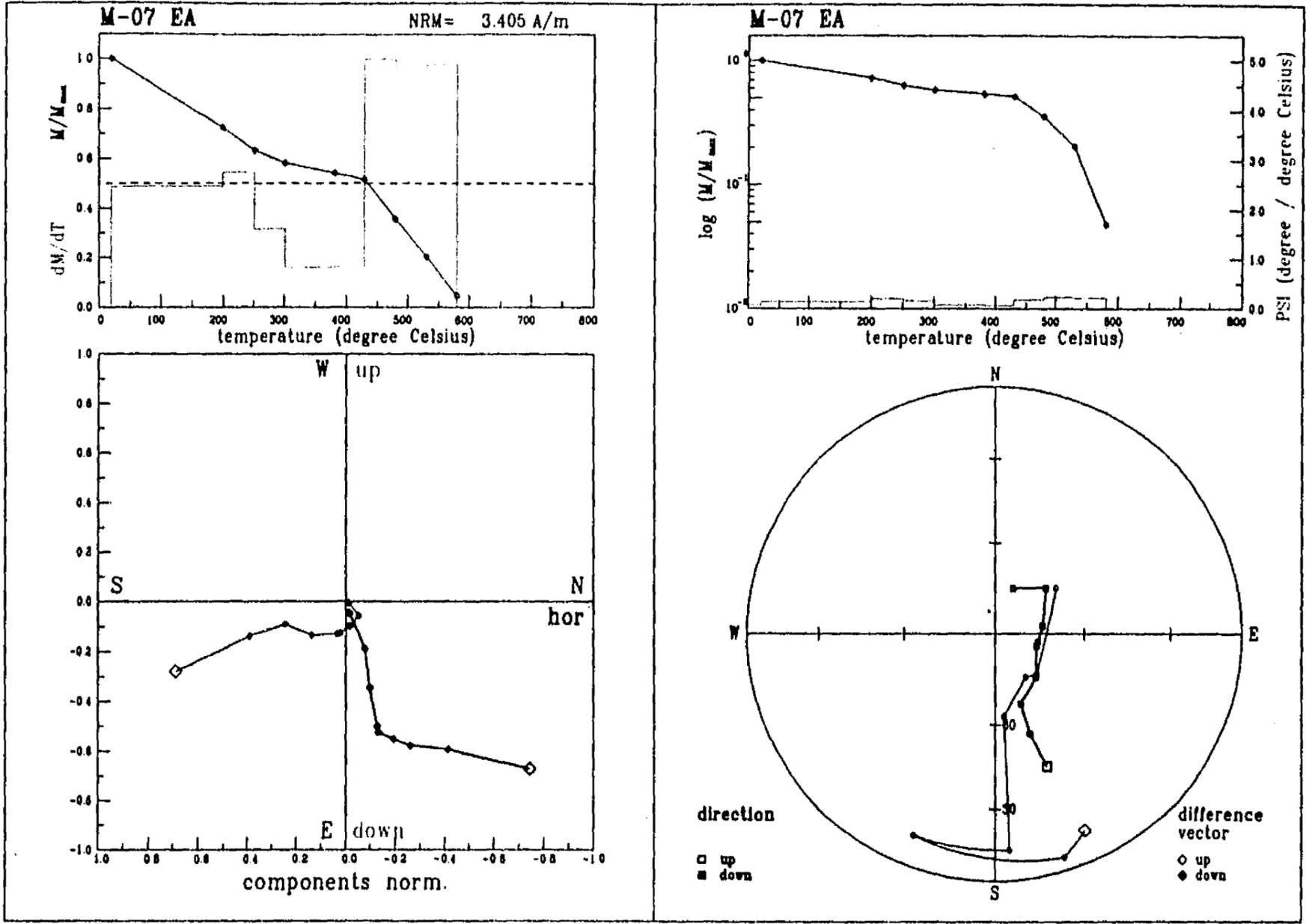


Fig. 22a Diagrama vectorial normalizado de desmagnetización térmica (Zijderveld, 1967) y red de igual área, mostrando un ejemplo de magnetización con 3 componentes, Sitio (M-7), Volcán El Pueblito

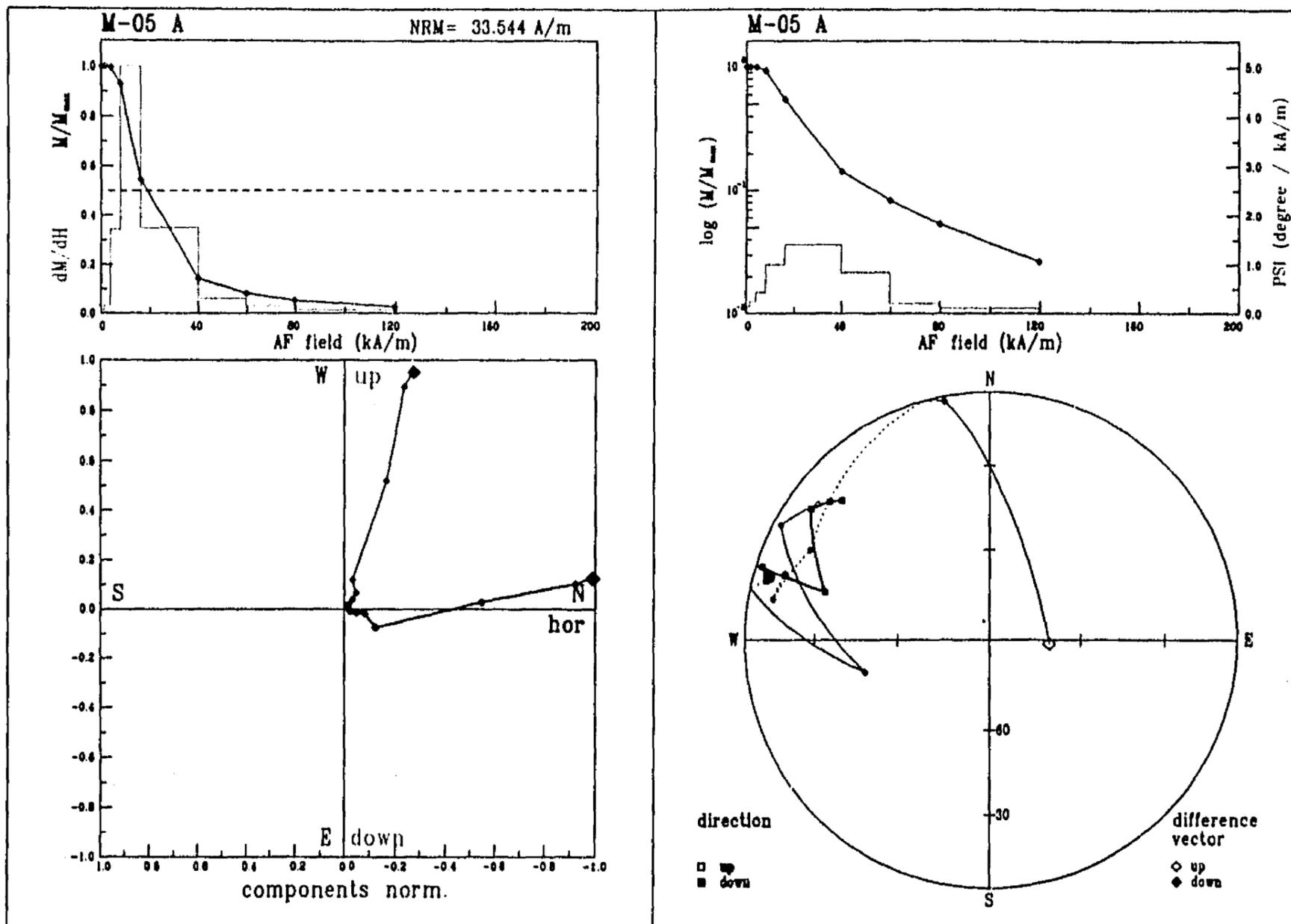


Fig. 22b Diagrama vectorial normalizado de desmagnetización por campos alternos (AF) (Zijderveld, 1967) y red de igual área, mostrando un ejemplo de magnetización con dos componentes, Sitio (M-5), Volcán El Jabalí

Tabla 7. Direcciones paleomagnéticas de las lavas estudiadas

Muestras con una componente primaria bien definida									
Sitio	n/N	Dec.	Inc.	k	α_{95}	VGP Lat	VGP Long	dp	dm
M-1	6/6	10.7	37.8	237.5	4.4	79.8	336.2	3.1	5.2
M-6	5/5	82.9	41.5	301.1	4.4	14.0	327.3	3.3	5.4
M-9	5/6	168.9	-30.0	35.5	13.0	-78.9	331.8	8.0	14.4
M-10	6/6	339.7	58.2	212.8	4.6	64.0	220.5	5.0	6.8
S-1	5/7	328.5	53.3	89.3	8.1	58.3	205.0	7.8	11.3
S-3	5/5	359.1	33.7	174.5	5.8	88.8	128.5	3.8	6.6
S-8	7/7	354.4	13.6	71.9	7.2	76.6	105.3	3.8	7.4
S-9	9/9	350.1	35.4	662.8	2.0	80.7	173.9	1.3	2.3
S-10	7/9	351.8	12.4	59.8	7.9	74.9	113.7	4.1	8.0
S-11	7/7	354.6	40.8	138.8	5.1	83.4	211.9	3.8	6.2
Muestras con dos o mas componentes									
Sitio	n/N	Dec.	Inc.	k	α_{95}	VGP Lat	VGP Long	Dp	Dm
M-2	3/7	42.2	10.7	540.0	5.3	46.6	1.4	2.7	5.4
M-4	5/6	7.0	29.1	38.5	12.5	82.2	18.2	7.6	13.8
M-5	3/6	20.3	44.9	41.6	19.4	70.1	323.5	15.5	24.5
M-7	5/6	3.6	39.9	227.0	5.1	85.6	306.9	3.7	6.1
S-5	Totalmente inestable después de medir 5 núcleos ($k < 3$)								
S-7	Totalmente inestable después de medir 6 núcleos ($k < 3$)								

Nota: n/N = número aceptado en la estadística Fisher / número total de muestras medidas; Dec, Inc = Declinación e Inclinación de la dirección media del sitio; k, α_{95} = parámetros estadísticos (Fisher 1953); VGP Lat, VGP Long = latitud y longitud del polo geomagnético virtual (VGP) medio del sitio; dp, dm = errores del VGP.

fueron eliminadas de acuerdo con los criterios propuestos por McFadden (1980). En general estos sitios presentaron buenos parámetros estadísticos (Fisher, 1953), es decir parámetros k altos y α_{95} bajos (Tabla 7).

Mientras que los 6 sitios restantes, presentaron magnetizaciones con 2 o más componentes (Figs. 22a y 22b, Tabla 7). En dos casos (M-4 y M-7) fue posible remover las componentes secundarias utilizando procesos de desmagnetización y de esta forma determinar la dirección de la magnetización original. En otros casos esta componente secundaria es muy fuerte, y sólo una pequeña parte de la magnetización original fue preservada. Además de que los espectros de coercitividad y de la temperatura de bloqueo se translapan para la componente primaria y secundaria, haciendo muy difícil o imposible separar la componente magnética original.

Es muy difícil saber cual es el origen de las componentes secundarias, sin embargo algunos sitios mostraron una intensidad de la magnetización muy fuerte asociada con direcciones aleatorias para cada núcleo medido, por lo que se considera que podrían estar relacionadas con la presencia de relámpagos. Otra posible causa de la presencia de componentes secundarias podría ser la presencia de procesos de remagnetización afectando los granos magnéticos originales (tal podría ser el caso del sitio M-2, por ejemplo).

En dos sitios (M-2 y M-5), solamente fue posible determinar la dirección original en aproximadamente la mitad de los especímenes. En otros dos sitios (S-5 y S-7) no fue posible obtener una dirección media para la componente primaria, donde el valor de k es menor a 3 y por lo tanto la dirección media es no estadísticamente válida (Tarling, 1983).

Las direcciones medias encontradas, con sus parámetros estadísticos, así como sus correspondientes polos geomagnéticos virtuales (VGP), con sus ejes del ovalo de confianza dp y dm , se

encuentran resumidos en la Tabla 7.

Las direcciones medias de la magnetización característica muestran inclinaciones positivas y declinaciones cercanas al Norte (Fig. 23), mientras que los polos geomagnéticos virtuales (Fig. 24) muestran dos sitios que aparentemente están asociados con un campo transicional (M-6 y M-2).

De todos los sitios medidos, sólo del volcán Parícutin se cuenta con los datos de declinación e inclinación magnéticas, medidas en el observatorio magnético de Teoloyucan, los cuales son para el período de 1943-1952 (durante el cual el volcán hizo erupción) de: Dec = 9.5° e Inc = 47.1° (Campos et al., 1991). Los valores que fueron determinados en este trabajo son: Dec = 10.7° , Inc = 37.8° y $\alpha_{95} = 4.4^\circ$.

Para explicar la diferencia entre los datos anteriores, no hay que olvidar las posibles fuentes de error en los datos paleomagnéticos, como son: errores en la orientación de muestras, errores en las mediciones en el laboratorio, movimientos entre bloques de lava después del enfriamiento, movimientos tectónicos, etc.

Sin embargo la posibilidad de tener grandes efectos tectónicos es poco posible en las regiones muestreadas, considerando la juventud de las rocas. Por otra parte se trató de tomar muestras de lava en diferentes bloques a fin de minimizar la probabilidad de tener errores sistemáticos debido a movimiento entre bloques. Los errores en las mediciones en el laboratorio deben ser aleatorios y por lo tanto son cancelados generalmente mediante la realización de varias mediciones, lo mismo ocurre en el caso de errores aleatorios en la orientación de las muestras. Sin embargo a fin de evitar errores sistemáticos en el momento de orientar las muestras, es muy recomendable hacer uso de un compás solar, sobre todo en el caso de rocas con magnetizaciones fuertes.

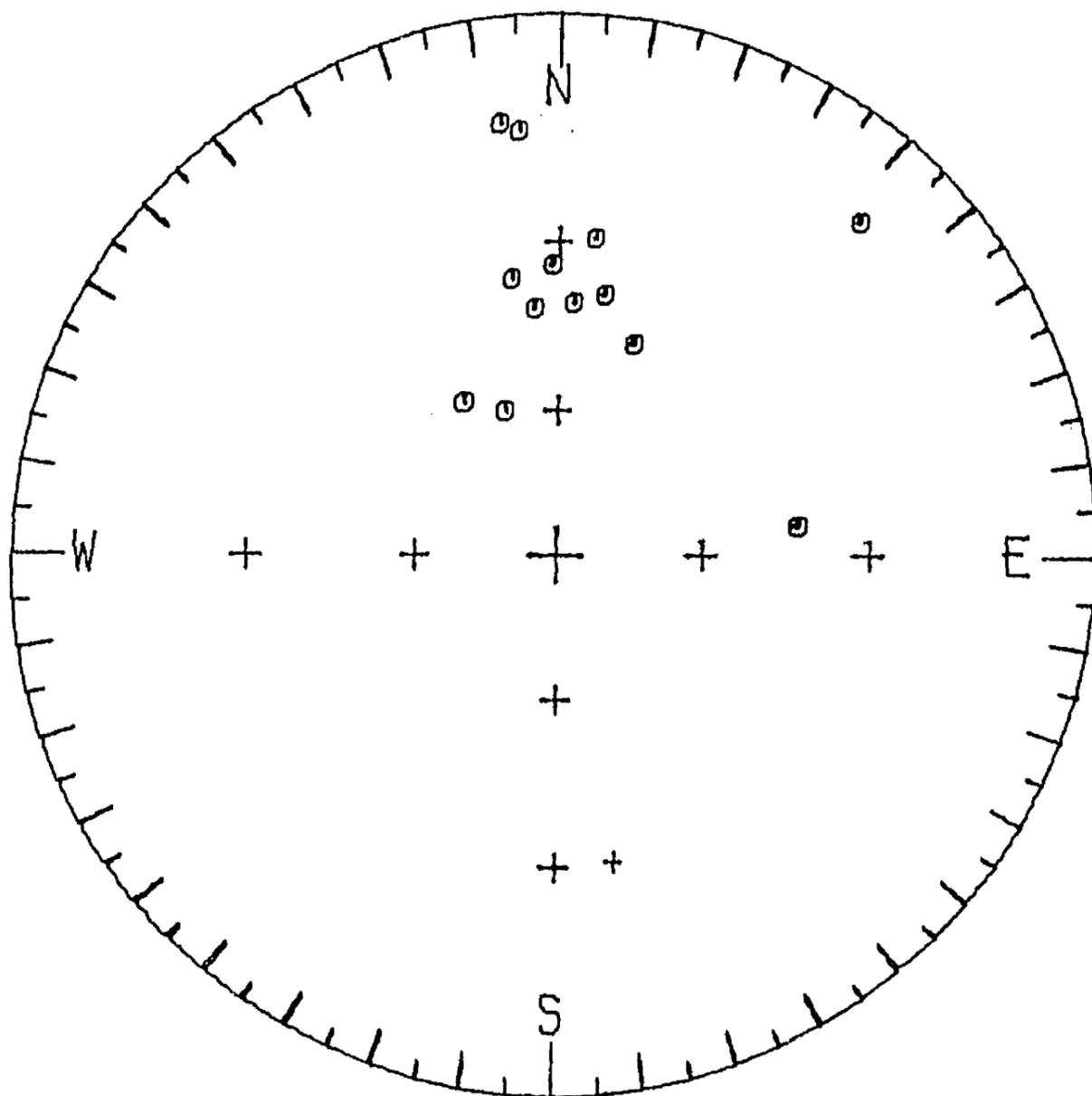


Fig. 23 Red estereográfica con las direcciones medias de todos los sitios estudiados. (+ inclinación < 0; o inclinación > 0)

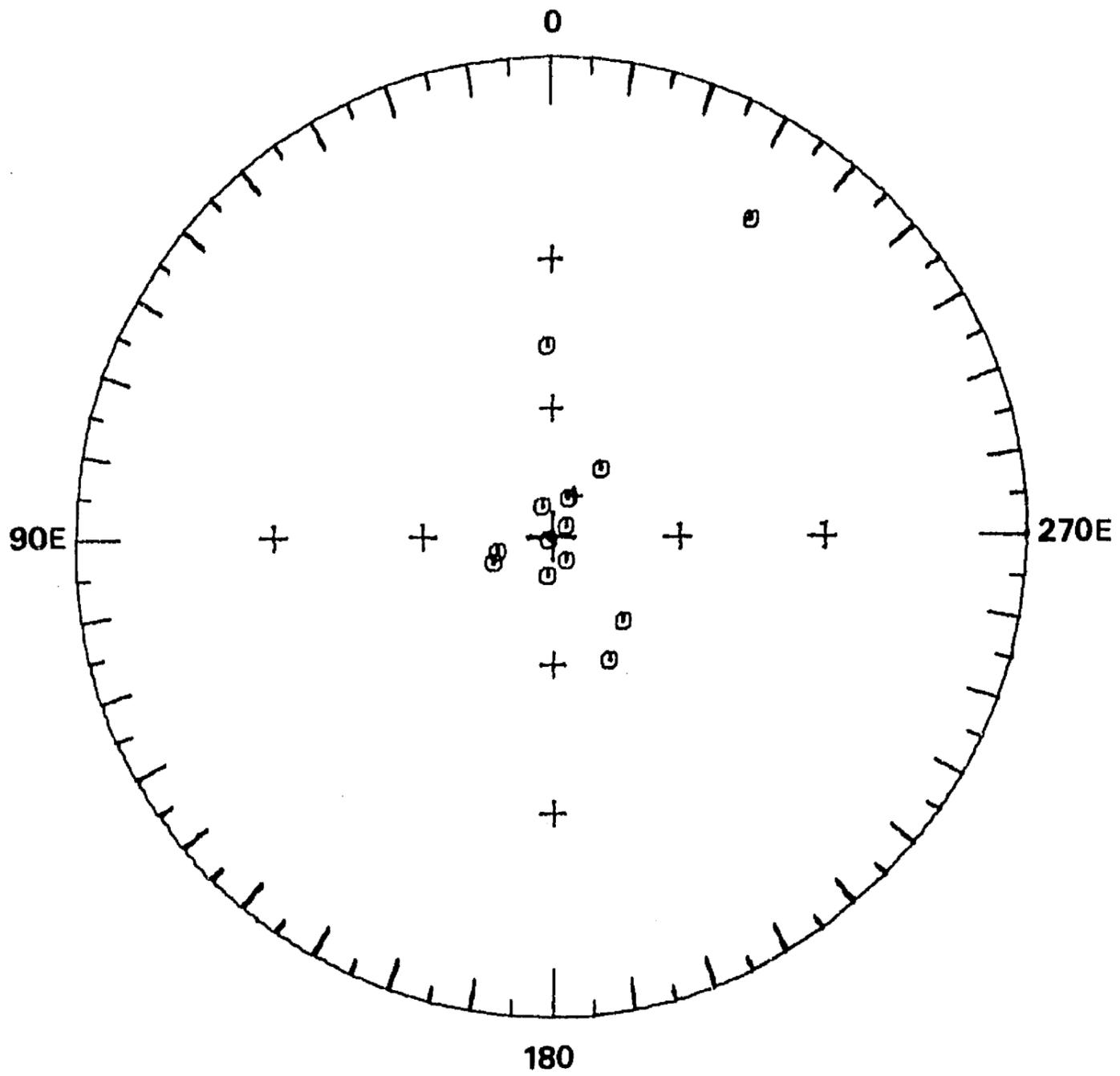


Fig. 24 Proyección estereográfica con los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de todos los sitios estudiados (+ latitud < 0, o latitud > 0).

Otras posibles explicaciones para la divergencia de resultados encontrada en el Parícutín incluyen anomalías magnéticas locales o bien que por alguna razón la lava no "grabó" adecuadamente la información del campo magnético.

Sólo en el caso del volcán Yahuarato (M-9) se tiene la presencia de una dirección claramente reversa, por lo que se considera que la edad de $560,000 \pm 70,000$ años reportada por Ban (comunicación personal) quizás esta equivocada. La época reversa más próxima, corresponde con la época de Matuyama que terminó hace 0.73 Ma. El fechamiento de Ban fue realizado por el método de K/Ar y no hay información sobre los posibles efectos de pérdida de argón, etc, que puedan dar como resultado un edad aparente menor de la roca.

Todas las demás muestras, con inclinaciones positivas y edades muy jóvenes (menores a 60,000 años), se incluyen dentro de la época de polaridad normal de Brunhes, la cual tiene un límite superior de aproximadamente 0.73 Ma.

Las declinaciones e inclinaciones medias por sitio fueron graficadas contra la edad a fin de conocer las variaciones del Campo Magnético de la Tierra para un lapso de tiempo de 0 a 30,000 años (Fig. 25).

Se puede observar que los cambios en la declinación magnética van desde 340° hasta 80° , indicando una amplitud alta de la variación secular. Aparentemente existe un valor extremo de aproximadamente 80° en la declinación magnética (M-6), para una edad de aproximadamente 5,000 años, el VGP calculado para esta dirección tiene una latitud de 14° , por lo que esta dirección es transicional.

Sin embargo después de consultar con la información publicada acerca de las excursiones del Campo Geomagnético, aparentemente no existe ninguna asociada con el rango de edad encontrado, por lo que

esta variación tan fuerte del Campo, puede ser sólo un efecto local.

Otro sitio con una latitud intermedia de VGP es M-2, por lo que aparentemente también podría estar asociado con un campo de tipo transicional (aunque la dirección encontrada corresponde sólo a la información de 3/7 núcleos y por lo tanto es menos confiable que la anterior).

Aparentemente esta variación secular anormalmente grande, sólo se presenta en los datos de la declinación magnética, ya que los datos de la inclinación magnética muestran variaciones de menor magnitud entre 15° y 55° respectivamente.

Si estos resultados se comparan contra los datos reportados por Ortega Guerrero (1992), durante un estudio paleomagnético de sedimentos de lago, cerca de Chalco, para un lapso de tiempo muy semejante (Fig. 26), se puede observar que existe una correlación importante entre los dos grupos de datos obtenidos a partir del estudio de diferentes tipos de roca (sedimentos de lago y rocas volcánicas). Lo cual representa una prueba de la confiabilidad de los resultados obtenidos para la declinación y inclinación magnética.

Sin embargo, los datos reportados por Liddicoat et al. (1979), durante un estudio paleomagnético de sedimentos de lago en Tlapacoya, Chalco, no indican direcciones anómalas para una edad de aproximadamente 5,000 años.

Existen algunas otras publicaciones relacionadas con datos paleomagnéticos de la Formación Chichinautzin (Mooser et al, 1974; Herrero y Pal, 1977, Herrero et al., 1986 y Böhnell et al., 1990), sin embargo es muy difícil hacer una comparación directa con los datos obtenidos en este trabajo, porque en la gran mayoría de los casos los sitios no coinciden o bien no cuentan con datos

confiables con respecto a la edad. Para el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato no existen a la fecha datos paleomagnéticos publicados.

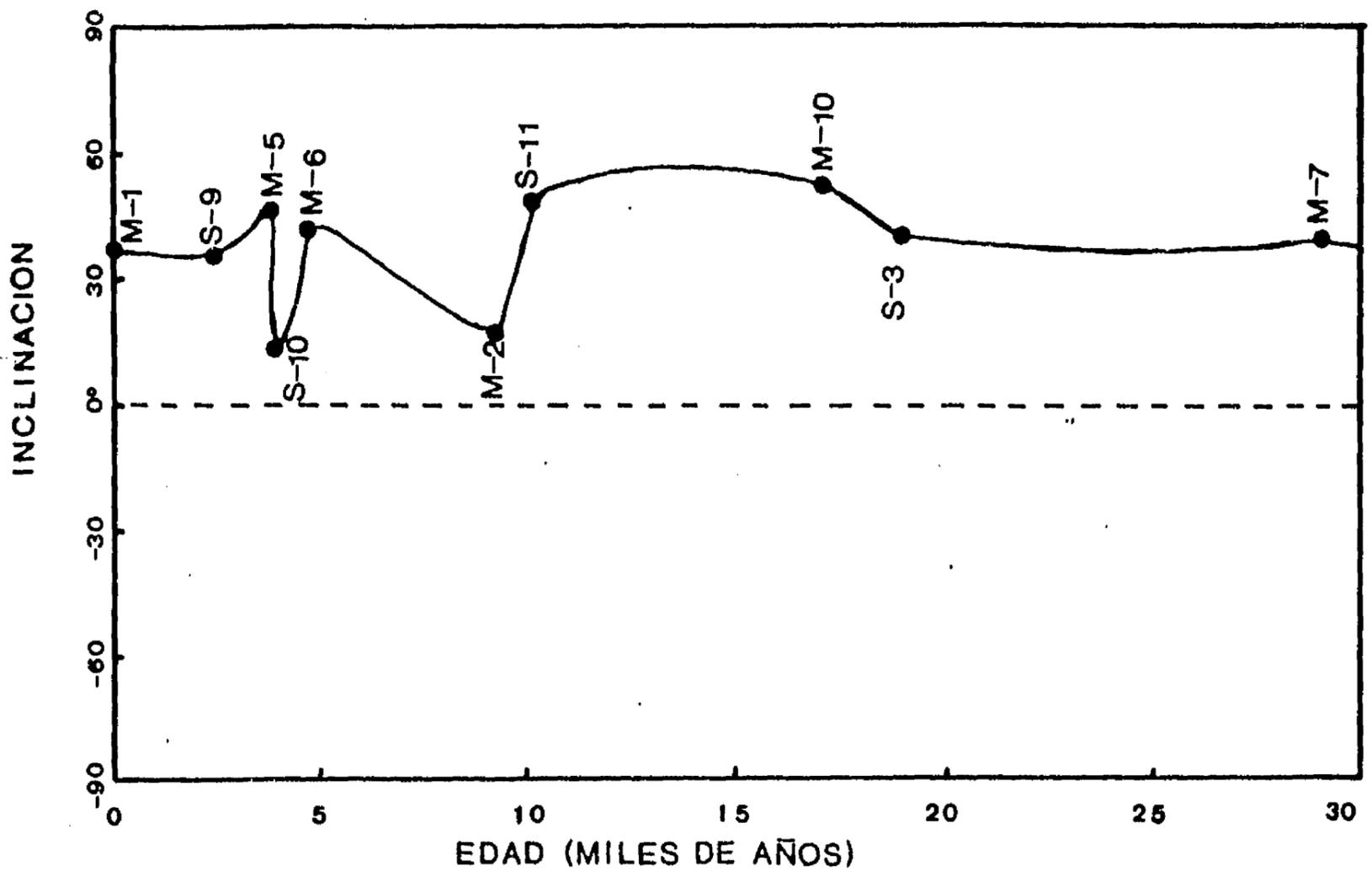
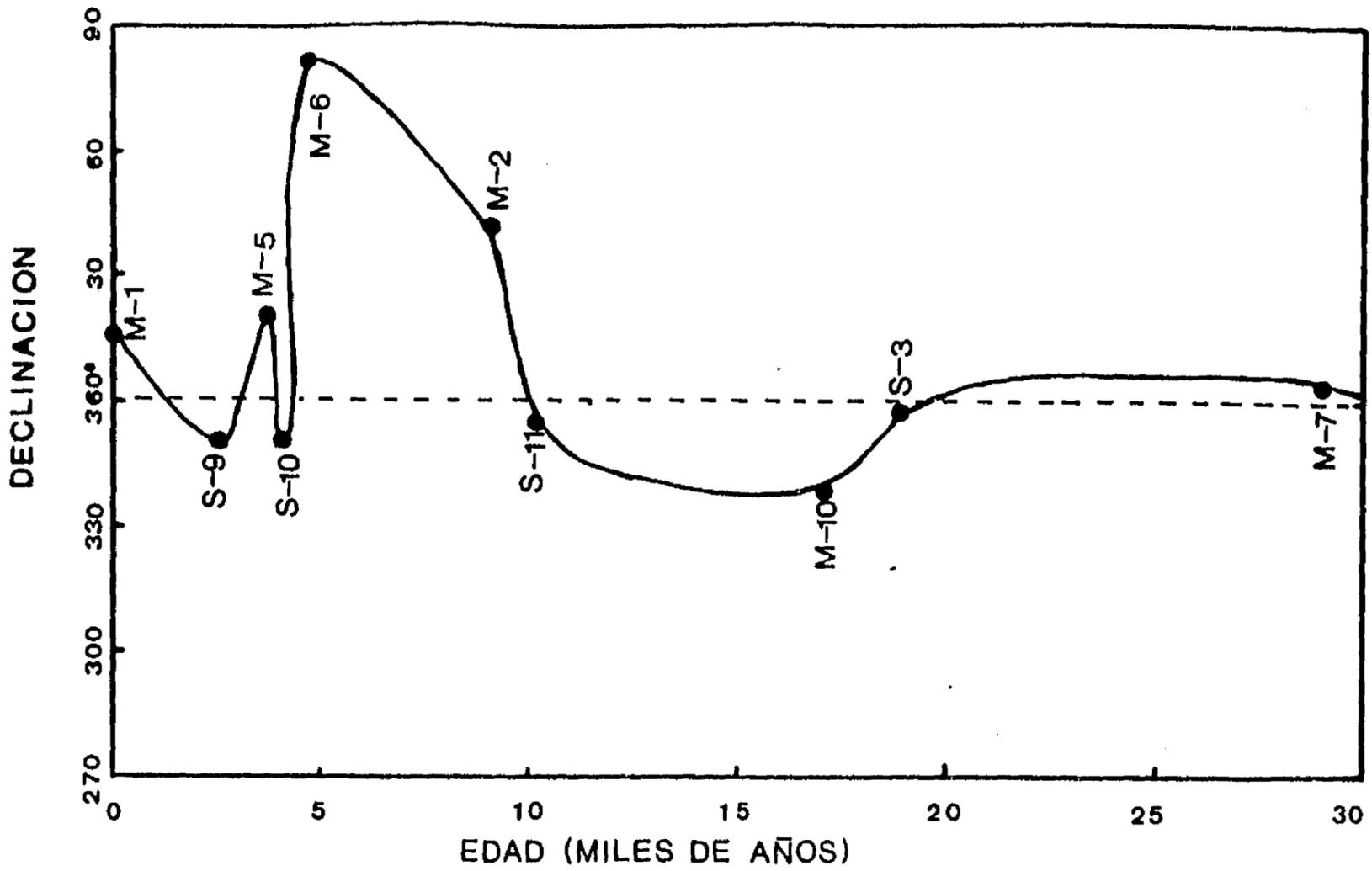


Fig. 25 Gráfica de las declinaciones e inclinaciones medias por sitio contra la edad para las rocas volcánicas de la porción Central de México, mostrando la variación secular del Campo Geomagnético para los últimos 30,000 años

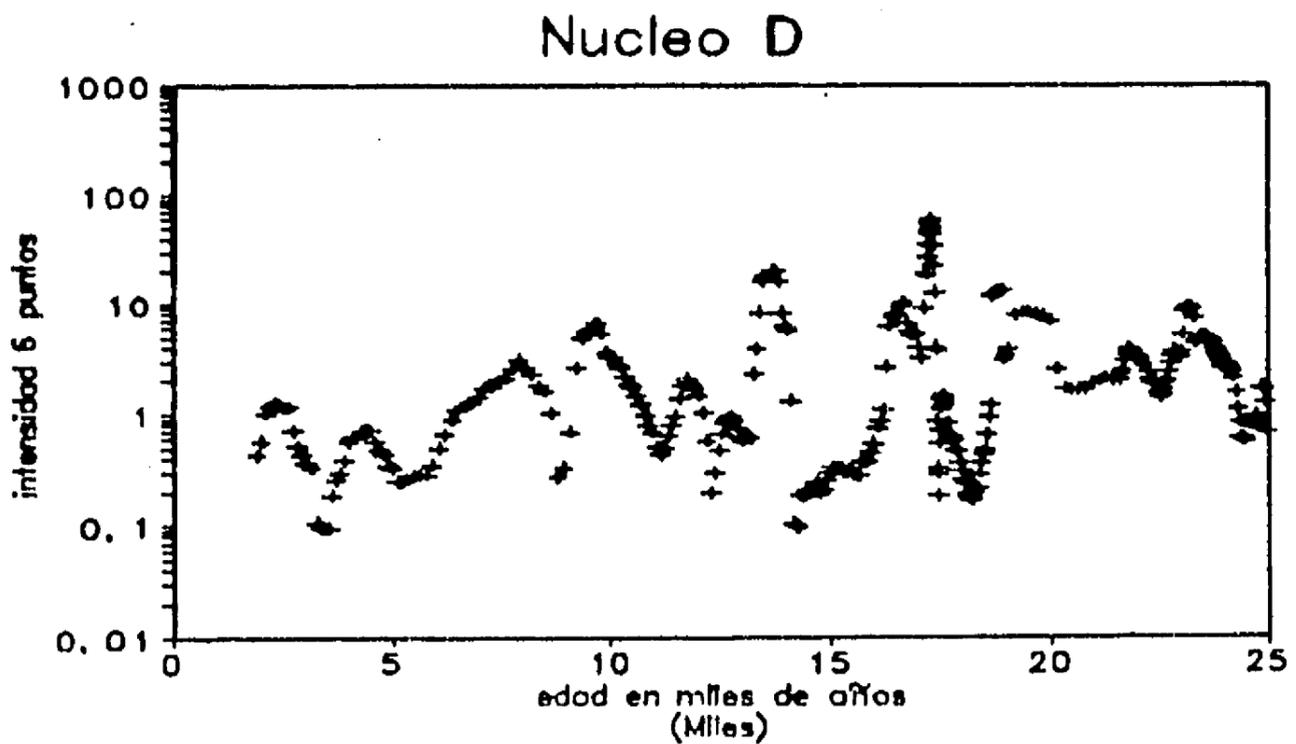
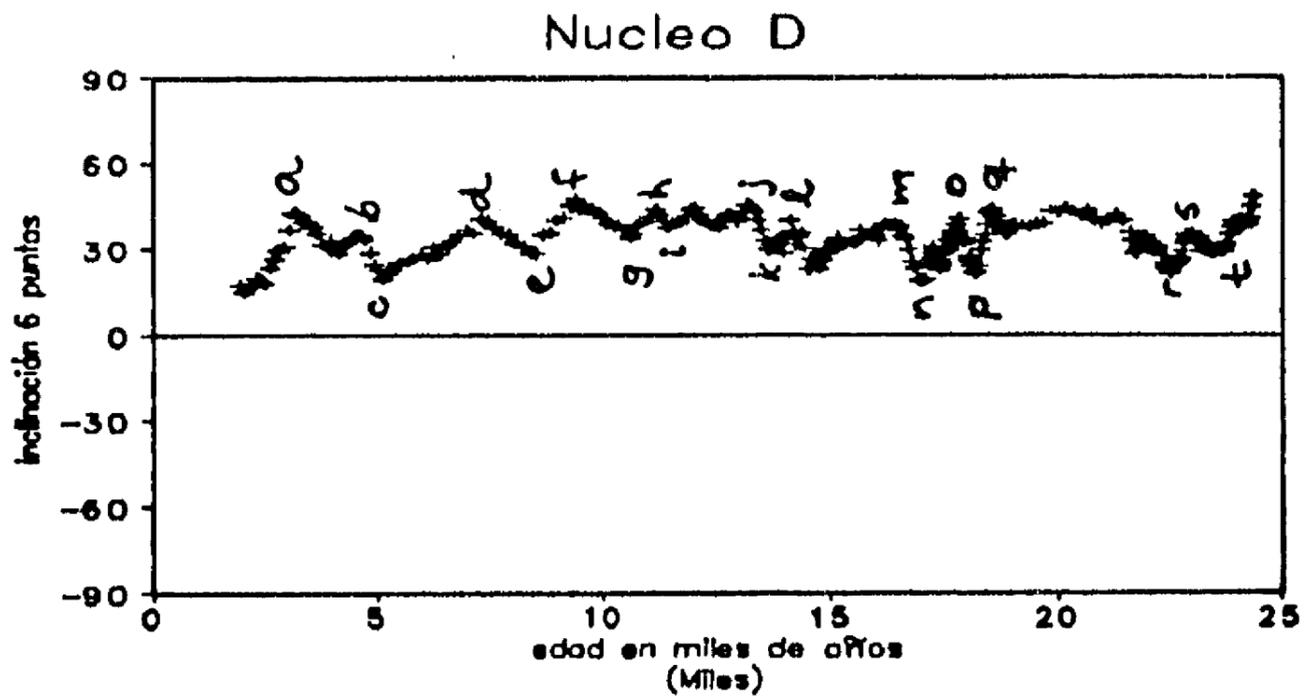
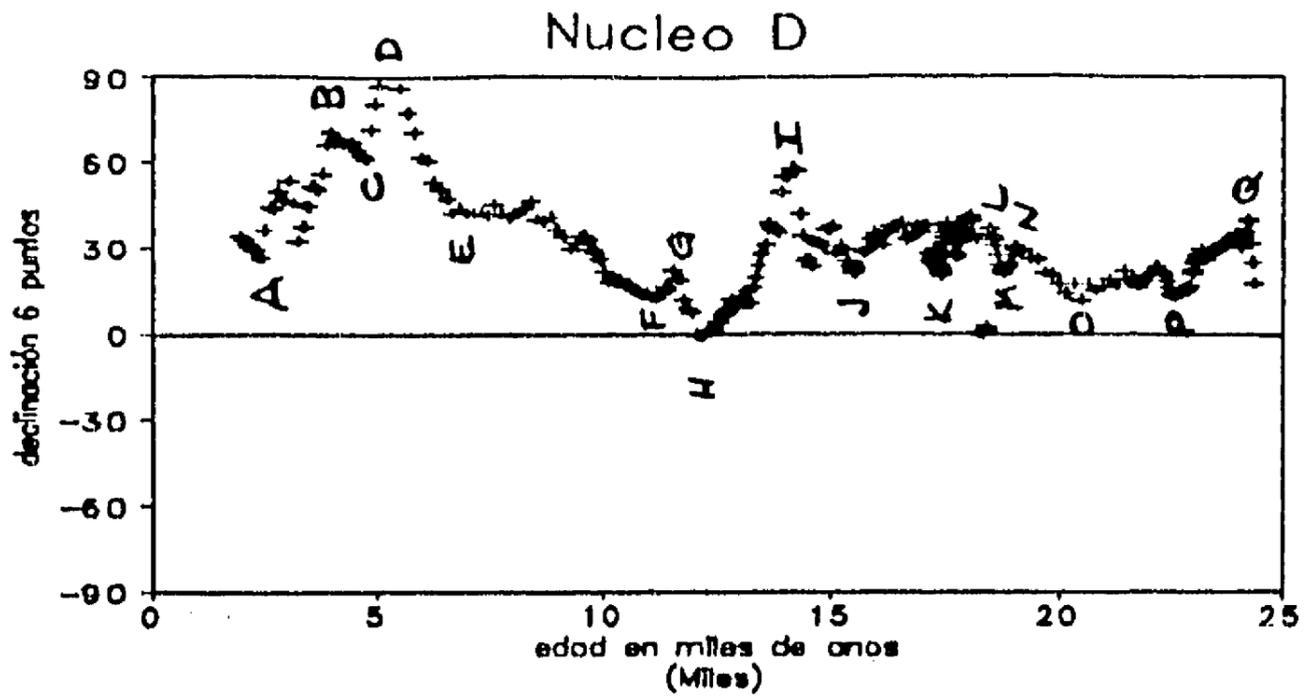


Fig. 26 Declinación , inclinación e intensidad contra la edad, obtenidos por medio del estudio de sedimentos del Lago de Chalco (Ortega-Guerrero, 1992), nótese la similitud con los datos de la Fig. 25. Ver discusión en el texto.

7) PALEOINTENSIDADES MAGNETICAS DE LAS MUESTRAS DE LAVAS

7.1) Introducción al problema del estudio de paleointensidades.

La determinación de paleointensidades del Campo Magnético de la Tierra (CMT) constituye una parte importante del paleomagnetismo. Sin embargo los estudios de paleointensidad son mucho menos numerosos que los estudios de paleodirecciones, reflejando con esto las dificultades que representa el trabajo de recuperar paleointensidades del CMT.

Estas dificultades se pueden dividir en dos grupos principales:

- 1) De tipo experimental
- 2) La incertidumbre en la interpretación de los resultados obtenidos (que muchas veces es mayor que en las mediciones que involucran solamente direcciones del campo, o sea declinación e inclinación magnéticas).

A pesar de estas barreras, se han hecho varios intentos para subsanar la carencia de datos de este tipo, desde los trabajos pioneros de Thellier (1938) y Königsberger (1938).

Actualmente esta parte del paleomagnetismo se esta incrementando gradualmente, existiendo además una fuerte controversia sobre la confiabilidad de los datos obtenidos hasta este momento, lo cual traerá sin duda alguna una revolución en los métodos empleados así como en el tratamiento de los datos.

Por otra parte las mediciones paleomagnéticas de direcciones han sido usadas en gran parte para explicar los fenómenos que ocurren en la superficie de la Tierra (como por ejemplo, la Deriva Continental); dicho de otra forma se han inferido fenómenos que ocurren en la superficie de la Tierra a partir de los datos obtenidos.

Mientras que en el caso de los datos de paleointensidad, el énfasis ha sido puesto en la interpretación de los procesos que ocurren dentro del interior de la Tierra. Las teorías del dinamo sobre el origen del magnetismo de la Tierra colocan la fuente del campo principal dentro del núcleo, de aquí que las determinaciones de la intensidad del CMT nos ayudan a incrementar el conocimiento de los procesos que tienen lugar en el núcleo terrestre.

De esta forma los estudios de paleointensidad sirven para:

- a) Estudios del Campo Magnético de la Tierra (CMT):
 - Campo Dipolar
 - Campo No-Dipolar
 - Campo Transicional
 - Deriva del Campo No-Dipolar
 - Variaciones de período largo
 - Variaciones de período corto
 - Modelos del Campo.

- b) Estudios de la formación del núcleo de la Tierra:
 - Si ha sido continua.
 - O bien si este se formó al principio de la formación de la Tierra.

- c) Estudio de otros cuerpos planetarios:
 - Meteoritos.
 - La Luna.

- d) Arqueomagnetismo:
 - Correlación
 - Datación

- e) Interpretación de anomalías magnéticas marinas.

- f) Correlación con el clima y cambios en la diversidad orgánica.

7.2) Bases teóricas de la determinación de paleointensidades del Campo Magnético Terrestre.

El principio en el cual se basa la determinación de las intensidades del CMT antiguo a partir de datos magnéticos de rocas es muy sencillo. Nagata (1943) ha mostrado que para una magnetización termo-remanente (TRM), la intensidad de la magnetización adquirida es proporcional al campo en el cual el espécimen fue enfriado, comprobando que dicho campo ha sido del orden de $100 \mu\text{T}$. Entonces si J_n es la remanencia natural (NRM) adquirida por medio de una termoremanencia en un campo antiguo H_a y J_t es una TRM artificial adquirida en un campo conocido en el laboratorio H_o , entonces se tiene la siguiente relación:

$$H_a/H_o = J_n/J_t \quad (1)$$

Esta es la relación básica para determinaciones de paleointensidad, esta ecuación es válida sólo si lo siguiente es cierto:

- 1) La NRM es la verdadera remanencia térmica, la cual no ha sido contaminada subsecuentemente por ninguna magnetización viscosa o alteraciones químicas que podrían afectar ya sea la NRM o bien la capacidad de la roca para adquirir la TRM.
- 2) El calentamiento en el laboratorio, en el cual la TRM es adquirida, no debera inducir por si mismo cambios en la capacidad de la roca para adquirir TRM.
- 3) Las diferencias en las velocidades de enfriamiento en el laboratorio y del enfriamiento original, no deberan afectar significativamente los momentos adquiridos.

La mayoría del trabajo que se ha desarrollado sobre los métodos de paleointensidades ha intentado principalmente eliminar los cambios en J_n y J (tales como por ejemplo por medio de

calentamiento en el vacío o en una atmósfera en equilibrio) o de reconocer tales cambios cuando estos ocurren para que los resultados no confiables sean descartados.

En la práctica, además la relación para determinar paleointensidades es afectada por varios factores como:

- 1) El valor de la NRM medida en el espécimen puede tener poca relación con el valor de la intensidad del campo original H_0 , ya que esta controlada por el tipo, cantidad, tamaño de grano, intensidad y estabilidad de la magnetización de los minerales magnéticos presentes en las muestras de rocas.
- 2) Pueden estar presentes componentes secundarias, las cuales afectan a la TRM original (la que se adquirió al formarse la roca).
- 3) Durante el proceso de inducción de la remanencia artificial en el laboratorio, la naturaleza y cantidad de los minerales magnéticos presentes en la roca pueden ser alterados (principalmente durante el proceso de calentamiento y enfriamiento necesarios para producir una TRM artificial).
- 4) Puede haber dificultad en determinar el tipo de magnetización natural que posee una roca (si es una TRM o CRM).

Estos factores limitan drásticamente el número final de valores de intensidad del campo, los cuales puedan ser considerados como confiables.

Los problemas de alteración y de componentes secundarias durante los experimentos de paleointensidad se comentan a continuación:

a) Alteración: La mejor manera de controlar el problema de la

alteración durante el calentamiento es seleccionar aquellos especímenes de roca que tengan potenciales de alteración pequeños (es decir con estados de oxidación altos entre C3-C7).

El principal cambio que puede ocurrir durante el calentamiento de un espécimen es la oxidación, aunque en algunos casos también se puede tener reducción, ordenamiento iónico y homogeneización de fases.

Las rocas con bajos puntos de Curie tienden a oxidarse rápidamente con un calentamiento, por lo que una propiedad necesaria de los especímenes de roca es que tengan un punto inicial de Curie alto. Por esta razón los objetos "cocidos" por el hombre y los sedimentos "cocidos" naturalmente presentes en la naturaleza tienen una amplia aplicación en los estudios de paleointensidad del campo, no sólo porque normalmente presentan puntos de Curie altos, sino porque las fuerzas coercitivas involucradas también son altas. Este tipo de materiales contienen también frecuentemente hematita, la forma más altamente oxidada de óxido de Fe.

A pesar de una cuidadosa selección de los especímenes por estudiar siempre es posible que se presenten cambios en los minerales magnéticos durante el calentamiento y por lo tanto es necesario aplicar una serie de pruebas suplementarias a la determinación del campo original, y de los resultados de estas decidir si se rechaza el valor de paleointensidad como no confiable o bien citarlo con su error especificado.

b) Componentes secundarias: La NRM puede consistir de la suma vectorial de la TRM original y una o varias magnetizaciones secundarias (por ejemplo, remanencia magnética viscosa (VRM) o remanencia magnética isothermal (IRM)). Las diferentes componentes de la NRM pueden residir en minerales magnéticos con diferentes espectros de coercividad o de temperaturas de bloqueo.

La desmagnetización térmica o por AF puede remover las componentes secundarias, si el espectro de la TRM se extiende a temperaturas o campos magnéticos más altos que los espectos de las componentes secundarias.

La presencia frecuente de componentes secundarias en la NRM ha ayudado en gran medida a detener el desarrollo de la determinación de paleointensidades del CMT.

Sin embargo, puede ser puesta una gran confianza en los resultados de la intensidad del campo obtenidos con componentes secundarias pequeñas o nulas; esto explica el énfasis que ha sido puesto en especímenes arqueológicos e históricos.

7.3) Selección de muestras para estudios de paleointensidad.

El procedimiento para la obtención de muestras en el campo para estudios de paleointensidad es el mismo que se utiliza en un estudio paleomagnético para obtener paleodirecciones del CMT (Capítulo 6).

Aunque es posible recuperar paleointensidades del campo geomagnético en muestras sin orientación, siempre que sea posible, es mucho más recomendable trabajar con muestras orientadas ya que la información acerca de la inclinación magnética es necesaria en el cálculo del momento dipolar virtual (VDM) (Smith, 1967).

Lo mas importante del trabajo de campo en estudios para obtener paleointensidades es la selección de muestras adecuadas para este tipo de estudios. Aunque no es posible saber con absoluta certeza mediante la simple observación de las rocas, que posibles propiedades magnéticas presentaran al ser medidas en el laboratorio, se recomienda escoger:

- Muestras frescas, alejadas de superficies de erosión, fallas, fracturas etc.

- Lavas con tonos rojos o rosas, ya que normalmente presentan estados de oxidación mayores dentro de los minerales magnéticos (Capítulo 4).

Sin embargo ya en el laboratorio de paleomagnetismo y una vez que se han medido las componentes de magnetización y las propiedades magnéticas, la selección de los especímenes en los que se determinará la paleointensidad es de vital importancia, ya que esto evitará muchas pérdidas de trabajo y tiempo, al minimizarse la proporción de muestras que dan malos o nulos resultados. En general se requiere de:

- Muestras con una sola componente de magnetización.
- Con temperaturas de Curie altas.
- Con un estado de oxidación deutérico alto (entre C3-C7)
- Un gran número de muestras (mínimo 6) de una misma unidad con el fin de promediar y disminuir lo más posible variaciones en la mineralogía magnética.

Otro factor que es muy importante es el de contar con datos confiables acerca de las edades de las rocas que se muestrean, ya que de otra manera no es posible interpretar los resultados que se obtienen.

7.4) Presentación de datos de paleointensidad.

La acumulación de datos de paleointensidad de muestras geológicas y arqueológicas de diferentes localidades geográficas y de edades diferentes, hace deseable expresar los resultados en una forma adecuada para poder hacer comparaciones directas sobre el comportamiento del CMT.

Si se asume que el antiguo campo geomagnético es dipolar, entonces su intensidad depende de la latitud, por lo que no es posible hacer comparación de paleointensidades de sitios diferentes sobre la superficie de la tierra.

Theillier y Theillier (1959) refirieron sus valores del campo antiguo con respecto a una latitud comun, utilizando la inclinacion paleomagnetica asi como la variacion en la intensidad del campo F con la latitud para un campo dipolar; dada por:

$$F = \frac{P}{r^3} (4 - 3 \cos^2 \lambda)^{1/2} = \frac{2P}{r^3} (1 + 3 \cos^2 \phi)^{-1/2} \quad (2)$$

Donde P es el momento geomagnético dipolar, r es la distancia geocéntrica del sitio a una latitud λ , donde la inclinación magnética es ϕ . Doell y Cox (1961) propusieron un método similar, en el cual todas las intensidades son reducidas a la misma posición geográfica utilizando la siguiente relación:

$$B'_a = B_a (1 + 3 \cos^2 p_0)^{-1/2} (1 + 3 \cos^2 p)^{-1/2} \quad (3)$$

Donde B_a , B'_a son el campo medido y el campo reducido respectivamente, mientras que p y p_0 son las distancias angulares del polo del sitio muestreado y el sitio de referencia respectivamente (colatitud).

Probablemente el método más satisfactorio para la representación de paleointensidades es el propuesto por Smith (1967) en el cual se calcula el momento dipolar geocéntrico P (ecuación 2) la cual proporciona la medida de la intensidad del CMT antiguo en la paleolatitud magnética del sitio de muestreo.

Por analogía con el calculo de los polos geomagnéticos virtuales de los datos paleomagnéticos direccionales, el autor denominó a P como "el momento dipolar virtual" (VDM). El valor actual del momento dipolar geomagnético es de $8.0 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Merrill y McElhinny, 1983).

El propósito principal en investigaciones arqueológicas es conocer la variación secular de la intensidad del campo con la

ayuda de muestras con edad predeterminada; mientras que en estudios de la conducta del campo geomagnético a largo término se requiere de un valor promedio de la intensidad del campo dipolar.

Las componentes del campo no dipolar pueden contribuir a la dispersión de los resultados encontrados en las muestras, pero los cambios en la polaridad del campo, no podrán ser observados si los resultados son expresados como VDM's.

Se debe enfatizar que para el cálculo de VDM se requiere del conocimiento de la paleolatitud magnética, derivada de la inclinación media observada en un grupo de muestras.

Smith (1967) en su compilación de resultados de paleointensidad arqueológicos e histórico-geológicos, señala que los datos de inclinación raramente son dados (o conocidos). Por lo tanto, el asume que el dipolo geomagnético más adecuado no se ha movido para los últimos 10 000 años y calcula los momentos dipolares con base en las latitudes magnéticas en el presente de los sitios; el autor llama a esos momentos "Momentos dipolares reducidos" (RDMs) para distinguirlos de aquellos derivados a partir de paleolatitudes.

7.5 Métodos utilizados y resultados obtenidos.

Existen varias técnicas que se utilizan con el fin de obtener paleointensidades del campo geomagnético en materiales que tienen una magnetización de tipo termoremanente (TRM). En general utilizan el principio de que para una TRM, la intensidad de la magnetización adquirida es proporcional al campo en el cual el espécimen fue enfriado (Nagata, 1943) (Ecuación 1). Como por ejemplo los métodos propuestos por Thellier y Thellier (1959), Wilson (1961), Van Zijl et al. (1962), Doell y Smith (1969) y Shaw (1974). Estudios de comparación entre estos métodos fueron realizados por Coe y Grommé (1973) y Senanayake et al. (1982).

Los métodos de Wilson y Van Zijl ya no son utilizados porque no tienen la manera de hacer verificaciones con respecto a posibles alteraciones químicas durante los experimentos. A fin de evitar los problemas de las alteraciones producidas durante el calentamiento de las muestras, Stephenson y Collinson (1974) propusieron un método en el cual la TRM del laboratorio fue reemplazada por una magnetización anhisterética (ARM); sin embargo este método tampoco es usado en la actualidad porque el cociente TRM/ARM no es constante, dependiendo de la mineralogía presente.

Las dos técnicas más utilizadas a nivel internacional son por una parte el método Thellier y Thellier (1959) y el método de Shaw (1974) porque han sido las que proporcionan datos más confiables.

Para la determinación de las paleointensidades del CMT de las muestras de lava de la Faja Volcánica Mexicana (FVM), se utilizaron los dos diferentes métodos, a fin de tener alguna forma de comparar los resultados obtenidos.

Se utilizó el método Thellier (Thellier y Thellier, 1959), con la modificación propuesta por Coe (1967a, b), donde las muestras en las que se utilizó este método fueron medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Münster, Alemania.

También se usó el método de Shaw (1974), utilizando la corrección propuesta por Rolph y Shaw (1985), donde las muestras fueron medidas en la Universidad de Liverpool, Inglaterra.

7.5.1 Experimentos Thellier.

En lugar de dar la TRM en el laboratorio en un paso, Thellier y Thellier (1959) propusieron dar la TRM en pasos pequeños. La ventaja de esto es que es poco probable que la alteración química ocurra a bajas temperaturas. Este método utiliza el hecho de que estas TRM's parciales (pTRM) son de carácter aditivo y la suma de

ellas para un rango particular de temperatura es igual a una TRM sencilla para el mismo rango de temperatura.

El experimento se realiza progresivamente a temperaturas mayores: donde a cada temperatura T , la muestra es calentada dos veces, la primera en un campo cero para desmagnetizar la parte de la NRM que tiene una temperatura de bloqueo menor a T , la segunda en un campo magnético conocido para dar una pTRM sobre aquel intervalo de temperatura.

Las paleointensidades durante este estudio fueron determinadas con el método de doble calentamiento por pasos de Thellier y Thellier (1959), modificado por Coe (1967a, b). La magnetización fue medida con un magnetómetro spinner Digico, el calentamiento fue efectuado en un horno no magnético el cual fue construido para los experimentos Thellier (Schnepp, 1991). La temperatura en el horno fue controlada mediante un aparato comercial programable. El calentamiento tomó 30 minutos, la temperatura fue constante con un grado de error de 1 °C. La reproducibilidad de la temperatura durante el recalentamiento de una muestra estuvo en un rango de 2 °C. El enfriamiento tuvo lugar en una cámara de enfriamiento separada y tuvo una duración por arriba de 40 minutos. El sistema completo está localizado dentro de un gran solenoide para generar el campo en el laboratorio y un escudo horizontal triple de mu-metal dentro de una bobina vertical Helmholtz para compensar el campo magnético de la Tierra. El campo remanente dentro del horno es por debajo de 50 nT y por debajo de 10 nT dentro de la cámara de enfriamiento. El campo en el laboratorio tiene un rango de 10 a 100 μ T con una precisión de 0.2%.

Los experimentos Thellier fueron realizados en 44 especímenes de 12 diferentes volcanes, de los cuales 36 dieron resultados positivos, esto es aproximadamente el 80% de los especímenes medidos (Tabla 10).

Se realizaron de 9-10 pasos de calentamiento, los intervalos de temperatura fueron ajustados al espectro de la temperatura de bloqueo, para obtener una desmagnetización suave. El campo en el laboratorio fue escogido cercano a la paleointensidad esperada, para que la pendiente del diagrama NRM-TRM fuera cercana a uno para reducir el error estadístico de la pendiente. Para todos los especímenes se realizaron de 2-3 verificaciones de la magnetización termoremanente parcial (pTRM) (Coe et al., 1978).

Después de cada paso de doble calentamiento de los experimentos Thellier, fue medida la susceptibilidad a temperatura ambiente con un Molspin Miniseq Bridge. Cada ciclo de calentamiento tomo una y media horas en promedio. El experimento Thellier fue detenido cuando la NRM del espécimen fue destruida y/o las verificaciones de la pTRM fueron negativas.

Los datos de los experimentos Thellier fueron graficados en diagramas NRM-TRM los cuales fueron descritos inicialmente por Arai (Nagata et al., 1963). Los valores de las verificaciones de la pTRM estan indicados por flechas comenzando en el dato de temperatura superior, las cuales cambian de dirección en el valor de temperatura probado. Mientras más cerca se encuentre la punta de la flecha al punto de la temperatura inferior, es mayor el éxito de la verificación de la pTRM. Los puntos aceptados para el cálculo de paleointensidades y las verificaciones de la pTRM positivas son indicados por símbolos llenos, mientras que los datos rechazados son círculos. La línea de regresión del diagrama NRM-TRM es marcada con línea punteada para los intervalos rechazados.

En la Fig. 27 se incluyen varios ejemplos de gráficas NRM-TRM de diferentes sitios estudiados, mostrando resultados exitosos de los experimentos Thellier. La Fig. 28 por el contrario muestra ejemplos de muestras en las que no fue posible obtener resultados mediante este método.

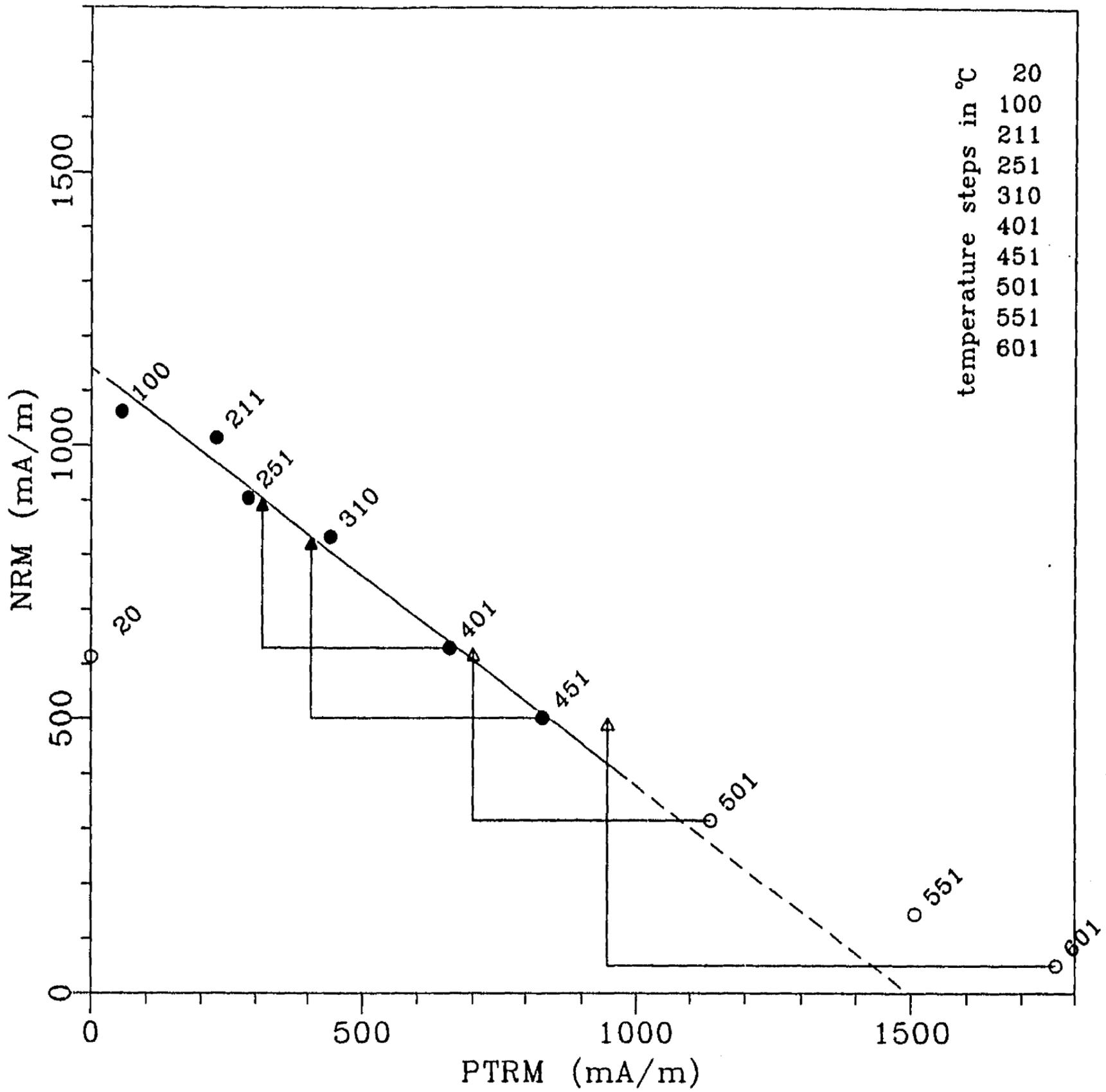


Fig. 27a Ejemplo de experimento Thellier con resultados positivos, Especimen (S-3Ha2), Volcán Maninal, ver descripción en el texto. Paleointensidad = $34.86 \pm 3.39 \mu\text{T}$.

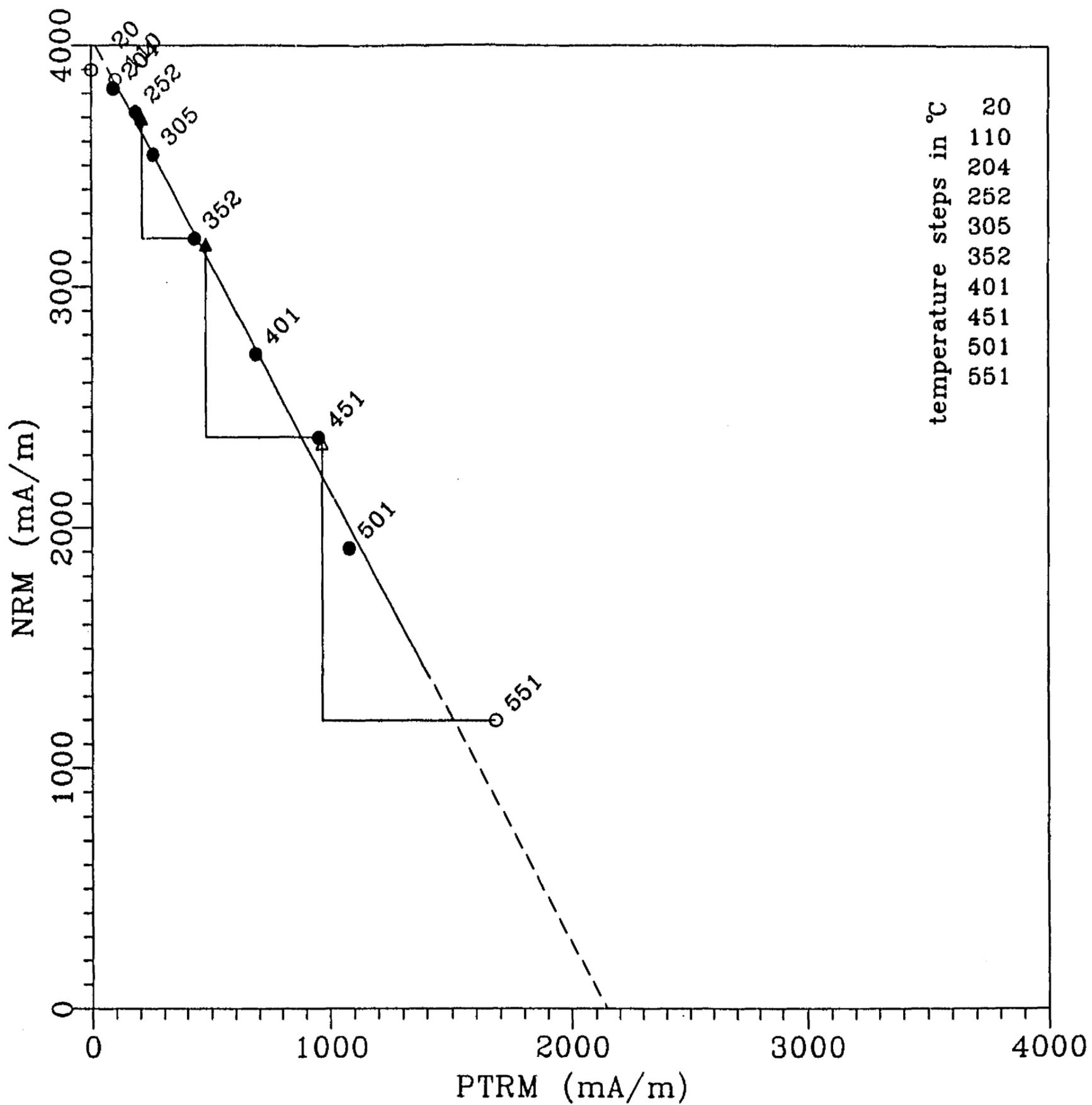


Fig. 27b Ejemplo de experimento Thellier con resultados positivos, Especimen (S-9H), Volcán Xitle, ver descripción en el texto. Paleointensidad = $79.40 \pm 2.06 \mu\text{T}$.

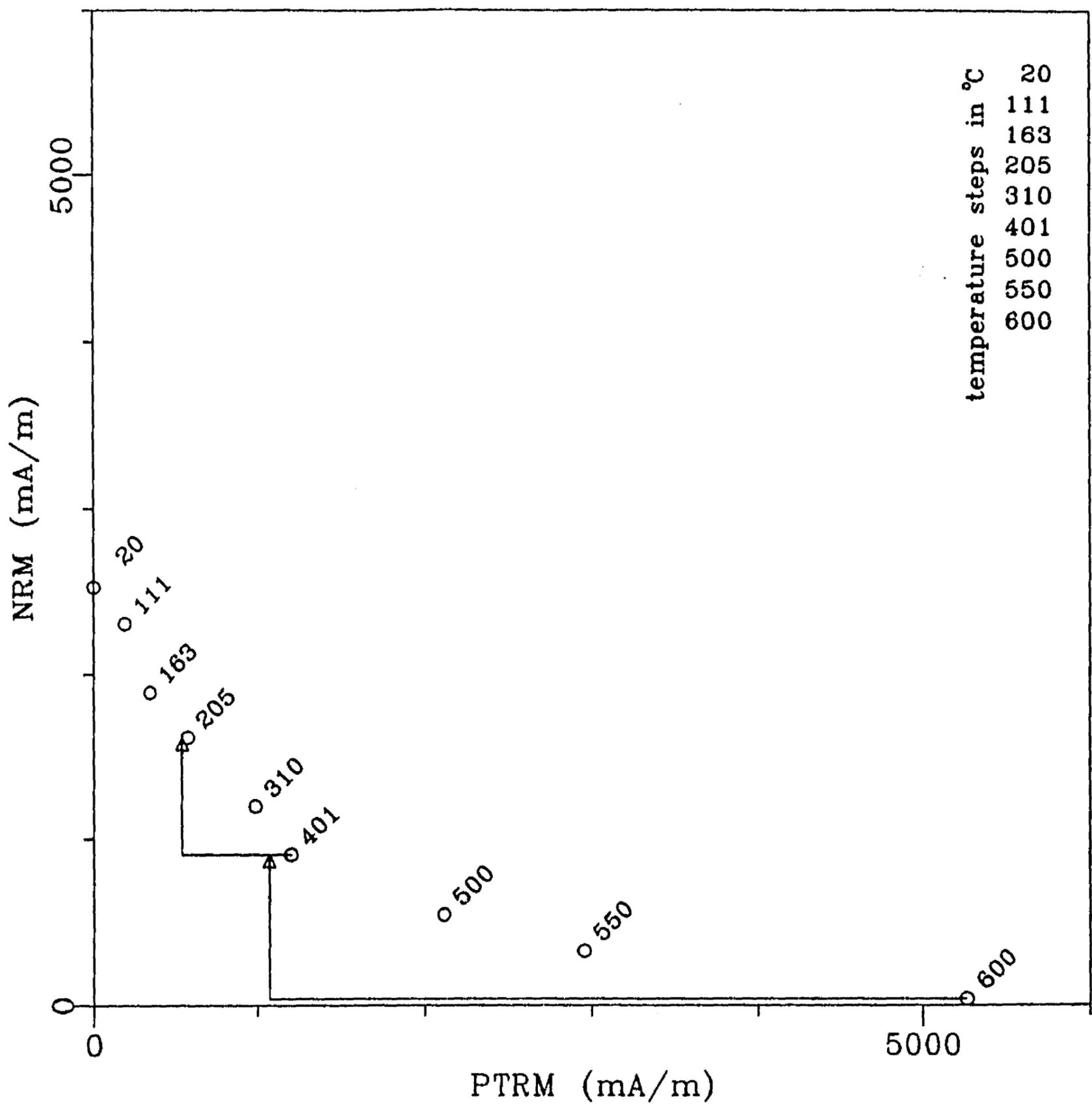


Fig. 28a Ejemplo de experimento Thellier fallido, Sito (S-5), Volcán Tezontle, de este sitio no se pudo obtener ninguna dirección de magnetización estable

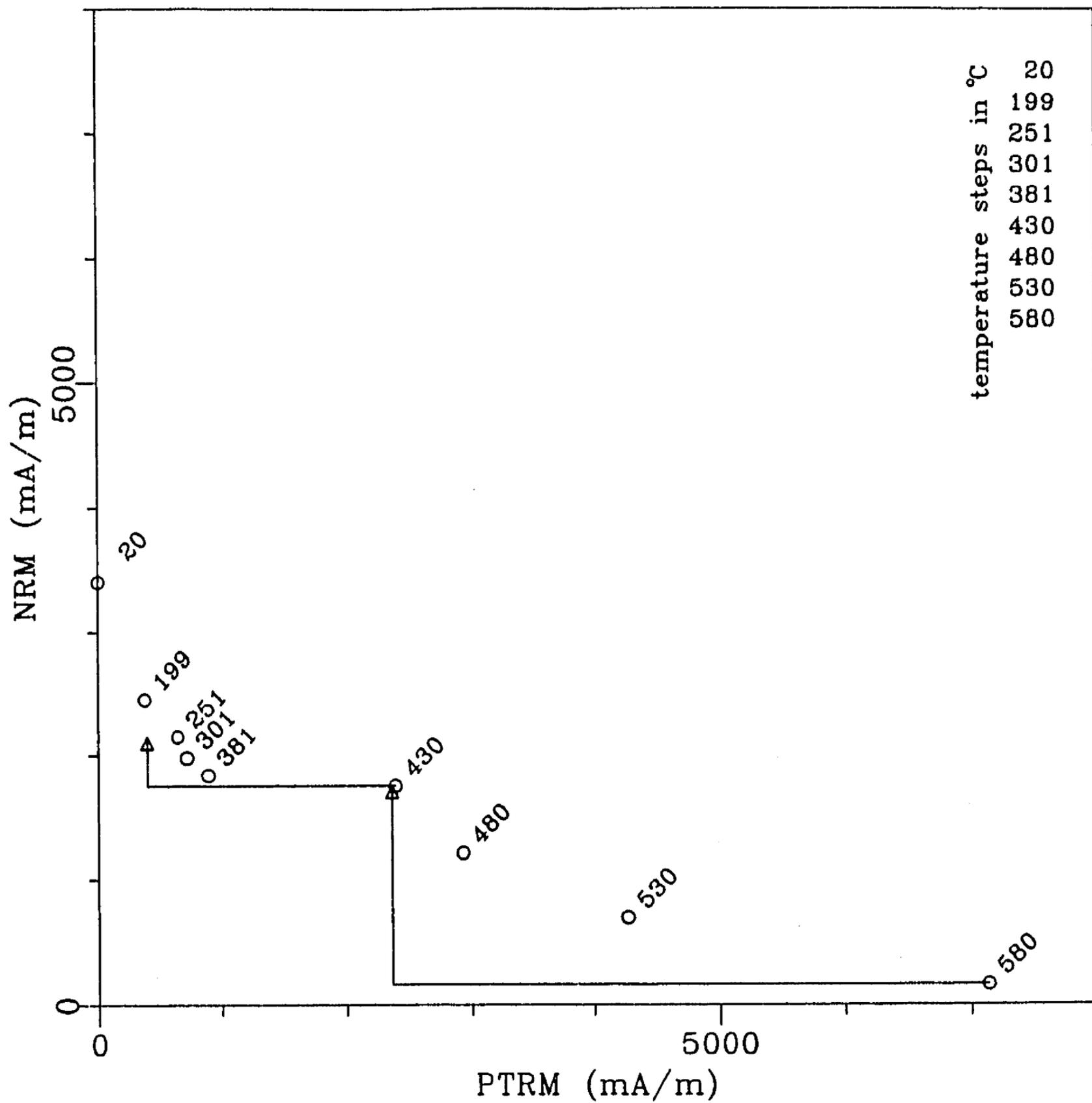


Fig. 28b Experimento tipo Thellier fallido, Sitio (M-7), Volcán El Pueblito. Este sitio presenta varias componentes de magnetización (ver Tabla 7).

Tabla 8. Parámetros detallados de los experimentos Thellier.

Sitio	$T_i..T_f$	n/N	CC	f	g	q
S-1Ab	20-500	7/9	-0.997	0.547	0.617	0.704
S-1D	20-600	8/8	-1.000	0.989	0.552	6.629
S-3Ha2	100-451	6/10	-0.990	0.914	0.754	7.089
S-3Ia	211-451	5/10	-0.993	0.396	0.709	2.708
S-3Ka	110-352	5/10	-0.930	0.138	0.738	0.391
S-3Fa	20-401	6/9	-0.997	0.519	0.725	6.821
S-3Ja	205-550	5/9	-0.991	0.383	0.683	2.091
S-8Ba	20-600	9/9	-0.993	0.901	0.798	8.377
S-8Ca	20-600	9/9	-0.994	0.906	0.805	9.663
S-9B	20-401	7/10	-0.995	0.228	0.780	6.043
S-9C	20-430	6/9	-0.988	0.187	0.731	2.292
S-9E	251-451	4/10	-0.987	0.246	0.589	1.592
S-9H	20-451	8/10	-0.995	0.391	0.779	11.713
S-9I	20-530	8/9	-0.998	0.589	0.819	27.817
S-9K	211-401	4/10	-0.951	0.127	0.480	0.503
S-10A	20-430	6/9	-0.982	0.349	0.549	3.346
S-10E	20-301	4/9	-0.995	0.502	0.650	6.899
S-11Ab	199-580	8/9	-0.999	0.794	0.558	14.643
S-11Ba	20-430	6/9	-0.996	0.114	0.739	1.174
S-11Ca	20-601	10/10	-0.999	0.862	0.811	14.825
S-11Ka	310-601	6/10	-0.998	0.769	0.751	7.436
S-11La	252-451	5/10	-0.991	0.432	0.609	1.050
M-1A	20-401	5/9	-1.000	0.879	0.669	52.894
M-1Ca	204-352	4/10	-0.999	0.562	0.610	14.464
M-2Ba	204-352	4/10	-0.992	0.379	0.609	3.857
M-2Ca	110-352	5/10	-1.000	0.632	0.700	40.850
M-2Fa	20-252	4/10	-0.998	0.307	0.336	2.549
M-6A	204-451	6/10	-0.862	0.107	0.766	0.383
M-6Sin	110-451	7/10	-0.967	0.101	0.748	0.813
M-6C	199-530	7/9	-0.989	0.402	0.622	4.814
M-6F	199-530	7/9	-0.993	0.332	0.621	4.982
M-10A	199-381	4/9	-0.983	0.173	0.639	1.125
M-10Ca	20-381	5/9	-0.992	0.549	0.676	5.996
M-10E	251-501	5/10	-0.990	0.400	0.738	3.297
M-10F	20-352	6/10	-0.999	0.533	0.767	34.431
M-10G	251-501	5/10	-0.997	0.485	0.711	5.984

Nota: $T_i..T_f$ = Rango de temperatura; n/N = número de puntos aceptados dentro de la línea de regresión / número total de puntos; CC = coeficiente de correlación; f = factor de fracción; g = factor de gap; q = factor de calidad (Coe et al. 1978).

De la línea aceptada de la gráfica NRM-TRM se realizó un análisis de regresión lineal, calculando el factor de fracción (f) el cual es una medida de la porción de la NRM utilizada durante la estimación de paleointensidad; el factor de gap (g) el cual indica cual es el espaciamiento de los puntos utilizados en la gráfica de NRM-TRM mientras más grande sea el experimento es mejor (variando entre 0 y 1) y el factor de calidad (q) el cual es una combinación entre f, g y el error relativo en la paleointensidad, donde valores altos son mejores (Coe et al., 1978), además del coeficiente de correlación (CC), los cuales se incluyen en la Tabla 8.

Para el cálculo de paleointensidades a partir del método Thellier, solamente se consideraron los especímenes que cumplieron las siguientes características:

- a) El análisis de regresión final debe realizarse con al menos cuatro puntos.
- b) El coeficiente de correlación debe ser mayor que 0.90.
- c) El factor de fracción debe ser mayor a 0.10.
- d) El factor de calidad debe ser mayor a 0.25.

Aproximadamente el 20% de los especímenes fueron rechazados y 36 especímenes de 12 diferentes volcanes dieron resultados (Tablas 8 y 10).

En el caso de sitios con dos o más componentes de magnetización, como en los volcanes Tezontle (S-5) y El Pueblito (M-7), siempre se obtuvieron experimentos Thellier fallidos. Esto es debido probablemente al hecho de que las componentes secundarias no pudieron ser removidas antes de tener procesos de alteración química.

7.5.2 Experimentos Shaw.

Estos experimentos fueron realizados de acuerdo con la técnica descrita por Shaw (1974), utilizando la propiedades de la

magnetización remanente anhisterética (ARM), dando una ARM antes y después del calentamiento. Mediante la comparación de los espectros de coercitividad de las dos ARM's, es posible observar que partes han permanecido inalteradas después del calentamiento y por lo tanto se tiene una pendiente unitaria en la gráfica ARM1-ARM2.

Este método ha sido ampliamente aceptado, y es por ahora el único rival serio de la técnica más común en la obtención de paleointensidades, el método Thellier (Senanayake et al., 1982).

El procedimiento utilizado en la Universidad de Liverpool es el siguiente:

- a) En general no se realiza una preselección, sin embargo la NRM deberá ser con una sola componente y representativa de la dirección NRM del sitio.
- b) La NRM es desmagnetizada por pasos mediante campos alternos (AF), y el espectro de coercitividad de 0-200 mT en pasos de 10 mT es grabado.
- c) Se le aplica una ARM (ARM1) a la muestra, en el pico del campo AF de desmagnetización usado en (b) en un campo magnético de 150 μ T. Esta ARM es dada usualmente en la misma dirección que la NRM.
- d) La ARM1 es desmagnetizada por pasos mediante AF, de manera similar como la NRM.
- e) La muestra es calentada por arriba de su temperatura de Curie (usualmente 700 °C) y se le aplica una TRM por el enfriamiento en un campo de 50 μ T en la misma dirección de la NRM. Esta dirección del campo es usada para prevenir cualquier problema de anisotropía en la muestra, la cual podría afectar la intensidad de la TRM.
- f) La TRM es desmagnetizada por pasos mediante AF como la NRM.
- g) Se le aplica otra ARM (ARM2) a la muestra de manera idéntica como ARM1.
- h) La ARM es desmagnetizada por pasos mediante AF, de la misma forma que ARM1.

Los experimentos Shaw fueron realizados con la ayuda de un

magnetómetro SQUID (superconducting quantum interference device), el cual es extremadamente sensible, permitiendo el uso de rocas con un magnetismo muy débil.

Este magnetómetro SQUID utiliza pequeñas muestras cilíndricas de 9 mm de diámetro, las cuales son perforadas de los núcleos estándar para paleomagnetismo de 25 mm. El magnetómetro fue construido para los experimentos Shaw, y el procedimiento completo (a - h) es controlado por computadora. Detalles de su construcción se encuentran en Shaw et al. (1984). Un ciclo completo del método de Shaw, en este magnetómetro, dura aproximadamente dos horas y media.

En el método clásico de Shaw (1974), los resultados son graficados en dos diagramas: una gráfica de NRM-TRM y una gráfica de ARM1-ARM2.

Los resultados pueden ser clasificados de acuerdo a las formas de las dos gráficas (Kono, 1978). Los criterios son:

- 1) La gráfica ARM1-ARM2 es lineal con una pendiente igual a uno.
- 2) La gráfica ARM1-ARM2 es lineal pero la pendiente es diferente de uno.
- 3) La gráfica ARM1-ARM2 es no lineal.

y

- a) La gráfica NRM-TRM es lineal y la línea pasa por el origen.
- b) La gráfica NRM-TRM es lineal, pero la línea no pasa por el origen.
- c) La gráfica NRM-TRM no es lineal.

El método clásico de Shaw (1974), sólo determina paleointensidades de las gráficas clase 1a, las cuales no muestran signos de alteración. Frecuentemente sólo las partes más altas del espectro de la fuerza coercitiva muestran este comportamiento, por lo que

las partes más bajas no son usadas en la determinación de paleointensidades.

Muestras con clase 1b parecen indicar que ha ocurrido algún tipo de alteración térmica en la región de la fuerza coercitiva por arriba de aquella usada en la determinación de paleointensidad. Kono (1978) sugiere que estas muestras pueden proporcionar estimaciones razonables de paleointensidad.

Las muestras con clases 2a y 2b tienen gráficas lineales ARM1-ARM2, donde sus pendientes no son uno, por lo que la forma del espectro coercitivo de ARM es la misma pero sus magnitudes han cambiado. Kono (1978) propone una estimación de paleointensidad, la cual toma la pendiente de la gráfica ARM1-ARM2 de la siguiente forma:

$$B_{anc} = B_{lab} \times (\text{pendiente NRM-TRM}) / (\text{pendiente ARM1-ARM2}) \quad (4)$$

donde B_{anc} = paleointensidad, B_{lab} = campo conocido en el laboratorio.

Senanayake et al. (1982) creen que esta corrección sólo es válida cuando la pendiente de ARM1-ARM1 no se desvía mucho de la unidad. Ellos proponen límites de $0.7 < \text{pendiente ARM1-ARM2} < 1.4$. Aplicaciones de esta corrección para muestras de paleointensidad conocida han proporcionado resultados razonables (Kono, 1978).

Muestras que presentan otras clases de gráficas son consideradas por muchos autores como no útiles para trabajo de paleointensidades.

Rolph y Shaw (1985), propusieron un método de corrección el cual permite usar muestras con gráficas ARM1-ARM2 no lineales. Mediante la corrección de los datos TRM individuales, multiplicando cada valor de TRM por su correspondiente cociente ARM1/ARM2, y

graficando la NRM contra la TRM "corregida", se puede obtener una estimación de la paleointensidad:

$$B_{anc} = B_{lab} \times (\text{pendiente NRM-TRM "corregida"}) \quad (5)$$

Para que este método funcione, las muestras deberán presentar la misma forma en sus gráficas ARM1-ARM2 y NRM-TRM.

Este método de corrección da resultados idénticos a aquellos determinados por el método clásico de Shaw (1974) y también da los mismos resultados de las muestras clases 2a y 2b como la corrección de Kono (1978). También da resultados en muestras clase 3c cuando la no linealidad es similar en las dos gráficas ARM1-ARM2 y NRM-TRM. Sin embargo no da resultados para muestras clases 1c, 2c, 3a o 3b, ya que estas presentan algo más que sólo alteración termal.

El método de análisis usado durante este estudio fue la variación de Rolph y Shaw (1985) de la técnica de Shaw. Ejemplos de los experimentos realizados en las lavas de la Faja Volcánica Mexicana se encuentran en las Figs. 29 y 30.

En total se realizaron 28 experimentos el método de Shaw de un total de 14 volcanes muestreados. En la Tabla 9 se incluyen algunos detalles sobre los experimentos efectuados. Para la mayoría de los experimentos el rango del campo de desmagnetización AF fue relativamente corto, este rango fue escogido por presentar una dirección estable (para campos altos existe la posibilidad de la adquisición de una magnetización giroremanente). La mayoría de las muestras mostraron alteraciones químicas produciendo una conducta no lineal en la gráfica ARM1-ARM2 (Tabla 9).

De los 28 experimentos fue posible calcular un valor de paleointensidad, sin embargo algunos de estos valores fueron rechazados (Tabla 10).

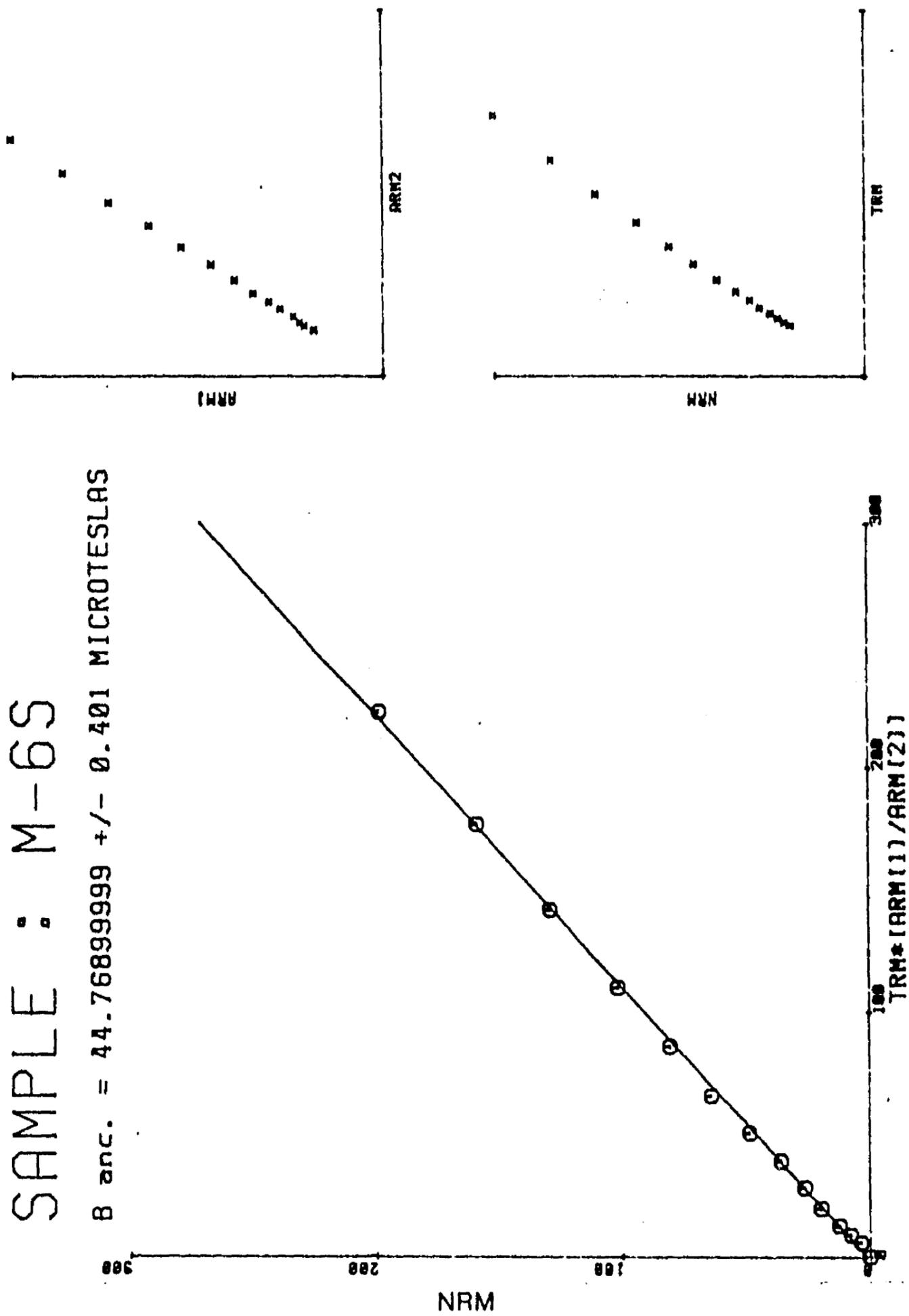


Fig. 29a Ejemplo del método de Shaw (1974), con la corrección de Rolph y Shaw (1985), en una muestra exitosa del sitio (M-6), Volcán El Metate (ver descripción en el texto)

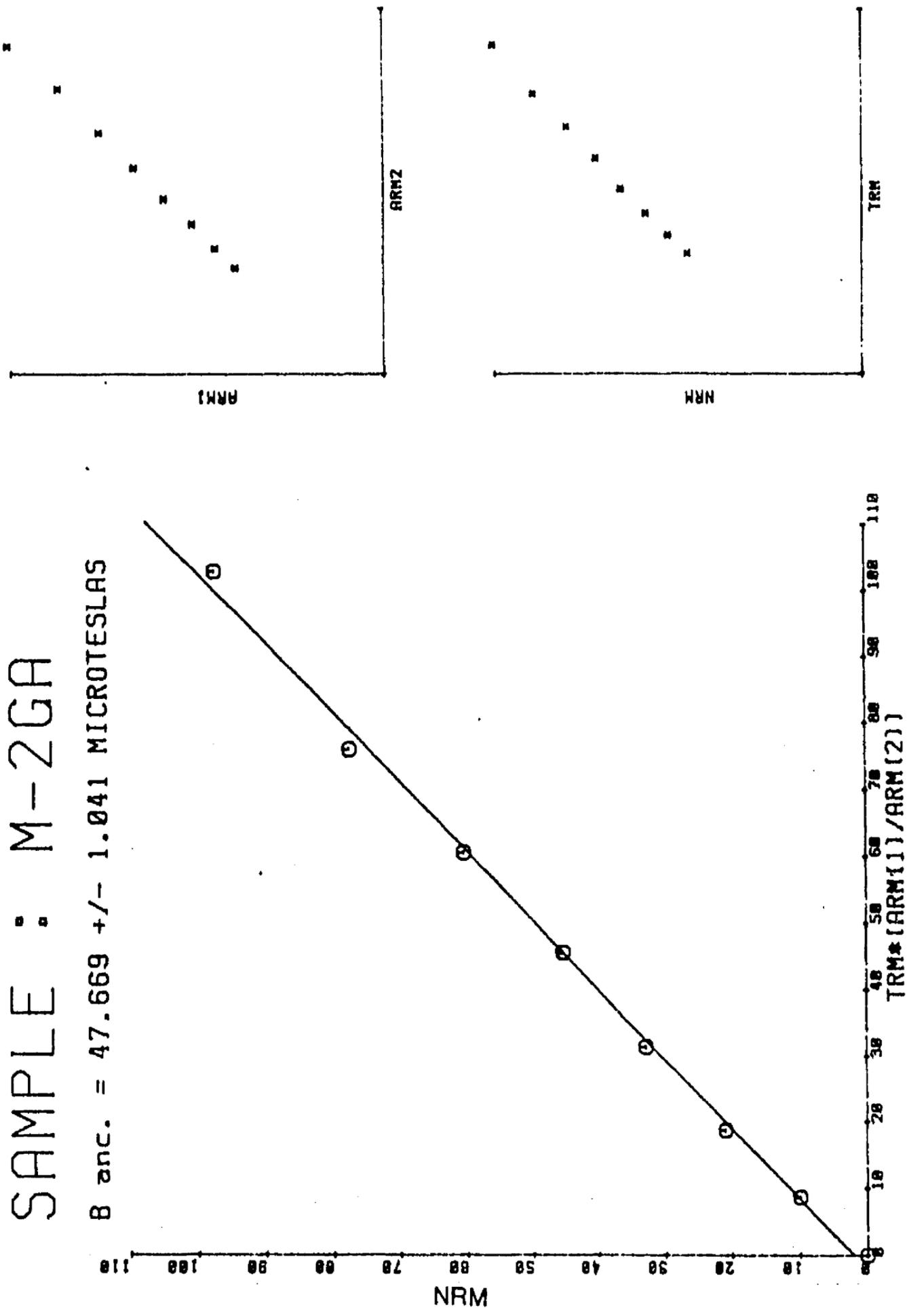


Fig. 29b Ejemplo del método de Shaw (1974), con la corrección de Rolph y Shaw (1985), en una muestra exitosa del sitio (M-2), Volcán El Huanillo (ver descripción en el texto)

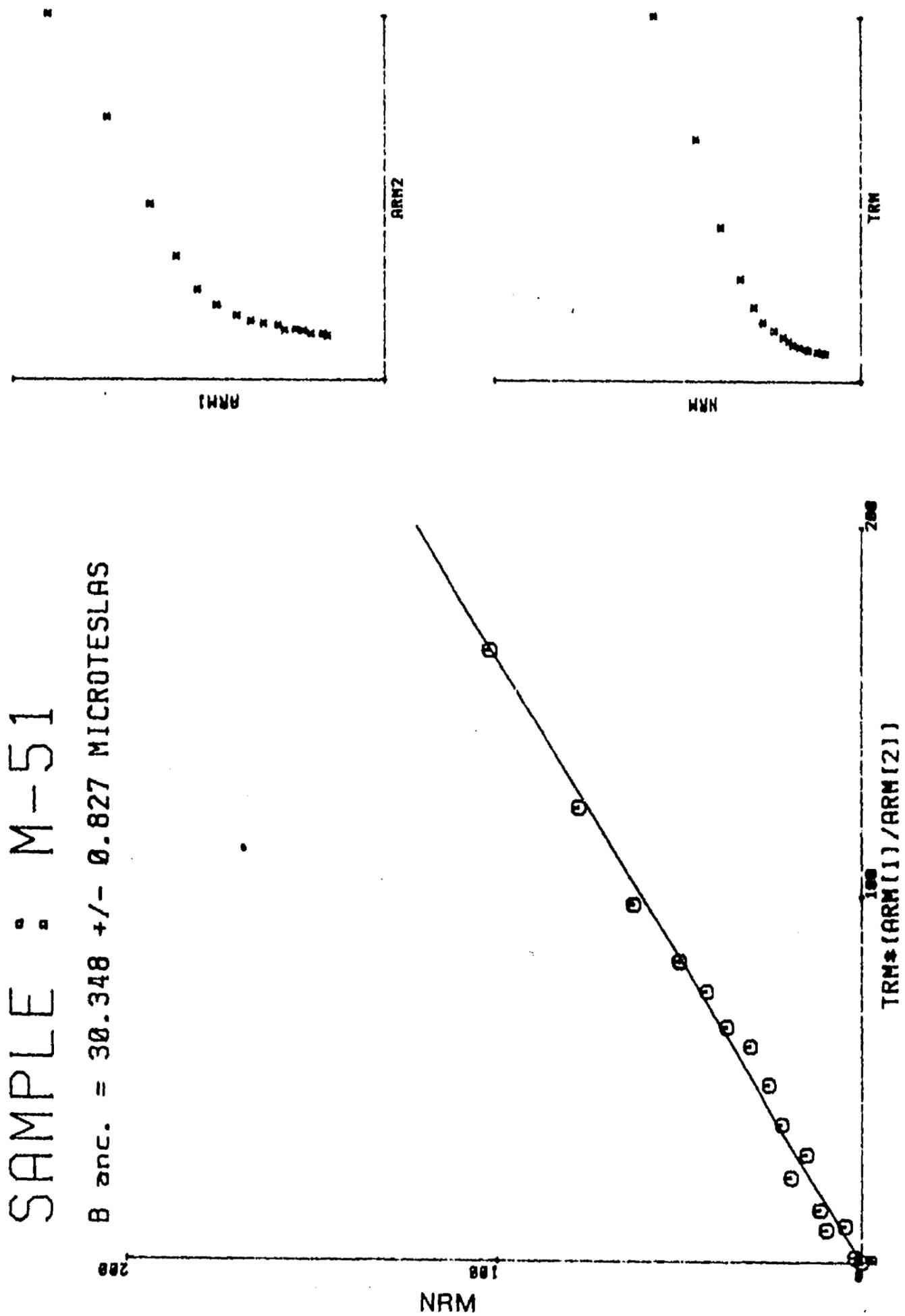


Fig. 30a Ejemplo del método de Shaw (1974), con la corrección de Rolph y Shaw (1985), en una muestra cuyo valor de paleointensidad fue rechazado, sitio M-5, Volcán El Jabalí

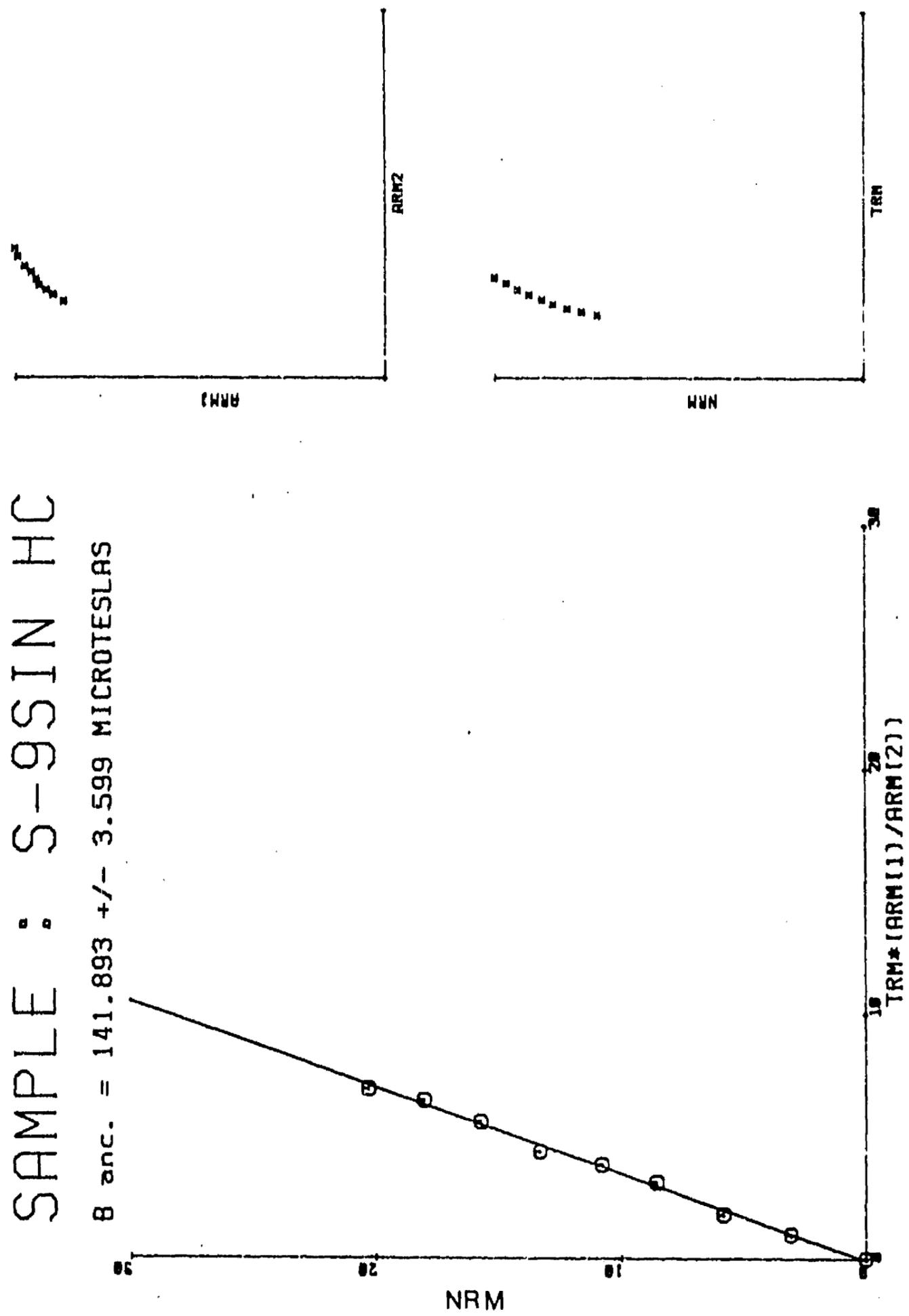


Fig. 30b Ejemplo del método de Shaw (1974), con la corrección de Rolph y Shaw (1985), en una muestra cuyo valor de paleointensidad fue rechazado, sitio S-9, Volcán Xitle.

Tabla 9. Parámetros detallados de los experimentos Shaw.

Sitio	$H_i..H_f$ (mT)	NRM frac.	ARM1-ARM2
S-1LR	60-160	0.38	Lineal
S-1M	50-130	0.14	Lineal
S-3Ib	30-150	0.50	No lineal
S-3Jb	90-160	0.03	No lineal
S-5Ab2	80-120	0.01	Lineal
S-5Ca	100-170	0.03	No lineal
S-7Ba	90-150	0.11	No lineal
S-7Cb	90-160	0.08	Lineal
S-8Ea	40-150	0.46	No lineal
S-9GH	30-130	0.57	No lineal
S-9Sin	40-100	0.14	No lineal
S-11Aa	50-170	0.39	No lineal
S-11Kb	30-200	0.46	No lineal
S-11Ea	70-120	0.16	Lineal
M-1N	50-160	0.31	Lineal
M-1Ta	70-170	0.66	No lineal
M-1Y1	50-150	0.32	Lineal = 1
M-2CSin	50-120	0.17	No lineal
M-2Ga	90-170	0.13	Lineal
M-21	40-150	0.64	Lineal = 1
M-4A	50-100	0.18	No lineal
M-4Sin	70-170	0.03	No lineal
M-51	60-160	0.16	No lineal
M-53R	50-150	0.15	No lineal
M-61Sin	60-160	0.38	Lineal
M-7Aa	60-170	0.13	No lineal
M-7Ia	60-100	0.18	No lineal
M-10B	50-150	0.13	Lineal

Nota: $H_i..H_f$ = Rango de AF utilizado para la determinación de la paleointensidad; NRM frac. = Fracción de NRM original utilizada; ARM1-ARM2 = Forma de la gráfica ARM1-ARM2 durante $H_i..H_f$.

Tabla 10. Resultados de los Experimentos de Paleointensidad.

Sitio	Volcán	Paleointensidad (μT)	Método	A/R
S-1Ab	Tezontle (Milpa Alta)	7.95 ± 3.82	Thell	A
S-1D		10.56 ± 0.87	Thell	A
S-1LR		18.66 ± 0.20	Shaw	A
S-1M		14.32 ± 0.77	Shaw	A
S-3Ha2	Maninal	34.86 ± 3.39	Thell	A
S-3Ia		31.29 ± 3.25	Thell	A
S-3Ib		21.87 ± 1.35	Shaw	A
S-3Ka		37.93 ± 9.85	Thell	A
S-3Fa		30.51 ± 1.68	Thell	A
S-3Ja		26.54 ± 3.32	Thell	A
S-3Jb		24.72 ± 0.27	Shaw	A
S-5Aa2	Tezontle (Tenango)	no resultado	Thell	R
S-5Ab2		25.02 ± 1.35	Shaw	R
S-5E		no resultado	Thell	R
S-5H		no resultado	Thell	R
S-5L		no resultado	Thell	R
S-5Ca		49.9 ± 0.81	Shaw	R
S-7Ba	Cuautl	23.05 ± 0.52	Shaw	R
S-7Cb		16.79 ± 0.38	Shaw	R
S-8Ba	Lama	23.22 ± 1.99	Thell	A
S-8Ca		23.88 ± 1.80	Thell	A
S-8Ea		43.19 ± 0.66	Shaw	R
S-9B	Xitle	76.64 ± 2.25	Thell	A
S-9C		54.23 ± 3.23	Thell	A
S-9E		59.33 ± 5.39	Thell	A
S-9H		79.40 ± 2.06	Thell	A
S-9I		70.03 ± 1.22	Thell	A
S-9K		119.80 ± 14.53	Thell	R
S-9GH		61.35 ± 2.71	Shaw	A
S-9Sin		37.19 ± 1.06	Shaw	R
S-10A	El Pelado	83.51 ± 4.78	Thell	A
S-10E		68.33 ± 3.23	Thell	A
S-10B		no resultado	Thell	R
S-11Ab	Cima	29.27 ± 0.89	Thell	A
S-11Aa		36.50 ± 0.20	Shaw	A
S-11Ba		26.10 ± 1.87	Thell	A
S-11Ca		22.41 ± 1.06	Thell	A
S-11Ka		23.75 ± 1.85	Thell	A
S-11Kb		28.91 ± 0.39	Shaw	A
S-11La		19.29 ± 4.84	Thell	A
S-11Oa		no resultado	Thell	R
S-11Ea		29.72 ± 0.05	Shaw	A

Sitio	Volcán	Paleointensidad (μT)	Método	A/R
M-1A	Paricutin	56.07 \pm 0.62	Thell	A
M-1Ca		67.62 \pm 1.60	Thell	A
M-1N		45.67 \pm 0.46	Shaw	A
M-1Ta		40.48 \pm 0.50	Shaw	A
M-1Y1		36.10 \pm 0.35	Shaw	A
M-2Ba	El Huanillo	80.62 \pm 4.82	Thell	R
M-2Ca		63.35 \pm 0.69	Thell	A
M-2Fa		49.89 \pm 2.02	Thell	A
M-2CSin		36.15 \pm 1.11	Shaw	A
M-2Ga		47.67 \pm 1.04	Shaw	A
M-21		48.91 \pm 0.97	Shaw	A
M-4A	Paracho	885.79 \pm 63.01	Shaw	R
M-4Sin		22.42 \pm 0.32	Shaw	R
M-51	El Jabali	30.35 \pm 0.83	Shaw	A
M-53R		33.47 \pm 0.38	Shaw	A
M-6A	El Metate	54.47 \pm 11.72	Thell	A
M-6Sin		56.72 \pm 5.29	Thell	A
M-6C		53.68 \pm 2.79	Thell	A
M-6F		53.08 \pm 2.19	Thell	A
M-61Sin		44.77 \pm 0.41	Shaw	A
M-7Ba	El Pueblito	No resultado	Thell	R
M-7Ea		No resultado	Thell	R
M-7Aa		19.23 \pm 0.19	Shaw	A
M-7Ia		38.80 \pm 1.57	Shaw	A
M-10A	La Mina	55.12 \pm 5.43	Thell	A
M-10Ca		46.14 \pm 2.86	Thell	A
M-10E		42.29 \pm 3.79	Thell	A
M-10F		97.03 \pm 1.15	Thell	R
M-10G		37.68 \pm 2.17	Thell	A
M-10B		38.53 \pm 0.27	Shaw	A

Nota: Thell = Thellier + modificación de Coe (1967a); Shaw = Shaw con modificación de Rolph y Shaw (1985); A = valor aceptado; R = valor rechazado.

Algunos experimentos con la técnica de Shaw fueron realizados en sitios con dos componentes de magnetización, los cuales no proporcionaron valores de paleointensidad con la técnica Thellier, tal es el caso de los sitios S-5, S-7, M-4 y M-5, de donde fue posible obtener resultados reproducibles (M-5).

De casi todos los sitios medidos por el método Thellier, se midió al menos un espécimen por el método de Shaw, a fin de establecer comparaciones entre los dos métodos.

7.6 Interpretación de resultados.

Las paleointensidades promedio por sitio aceptadas, así como sus correspondientes Momentos Dipolares Virtuales (VDM's) se encuentran en la Tabla 11, mientras que en la Fig. 31 se muestra una gráfica de la paleointensidad de campo geomagnético contra la edad.

En el cálculo de las paleointensidades promedio aceptadas, fueron rechazadas algunas muestras (Tabla 10). En primer lugar de sitios donde no se pudo obtener una dirección estable de la magnetización (Tabla 7). También los valores del sitio M-4 fueron rechazados porque sólo se contaba con dos valores, cada uno muy diferente. En otros casos fueron eliminados valores que eran muy diferentes que la mayoría obtenida para el sitio.

En general los valores de paleointensidad obtenidos por las dos diferentes técnicas (Thellier y Shaw), dieron resultados similares, aunque algunas veces los valores obtenidos mediante la técnica de Thellier fueron más altos. Del único sitio medido durante este estudio con el que se cuenta con información directa acerca de la intensidad del campo magnético mediante el observatorio magnético de Teoloyucan es del volcán Parícutín (M-1) (Campos et al., 1991), observándose que los valores que concuerdan mejor con el valor

esperado de $45 \mu\text{T}$ corresponden con los obtenidos con el método de Shaw.

Tabla 11. Paleointensidades Promedio Aceptadas y Momentos Dipolares Virtuales (VDMs) de las muestras estudiadas.

Sitio	Edad (años)	Paleointensidad promedio (μT)	VDM (10^{22} Am^2)
S-1	no determinada	12.9 ± 4.6	2.4 ± 0.85
S-3	$18,900 \pm 600$	29.7 ± 5.7	6.7 ± 1.29
S-5	$21,860 \pm 380$	37.5 ± 17.6	8.2 ± 3.86
S-8	no determinada	23.6 ± 0.4	6.0 ± 1.01
S-9	$2,422 \pm 250$	66.8 ± 10.1	14.9 ± 2.21
S-10	$4,070 \pm 150$	75.9 ± 10.7	19.3 ± 2.7
S-11	$10,410 \pm 80$	27.0 ± 5.3	5.8 ± 1.13
M-1	1943-1952 DC	49.2 ± 12.7	10.8 ± 2.78
M-2	$9,410 \pm 230$	49.1 ± 9.7	12.5 ± 2.48
M-5	$3,830 \pm 150$	31.9 ± 2.20	6.6 ± 0.46
M-6	$4,700 \pm 200$	52.5 ± 4.60	11.1 ± 0.97
M-7	$29,000 \pm 3,300$	29.0 ± 13.80	6.2 ± 2.96
M-10	$17,170 \pm 430$	44.0 ± 7.10	7.7 ± 1.24

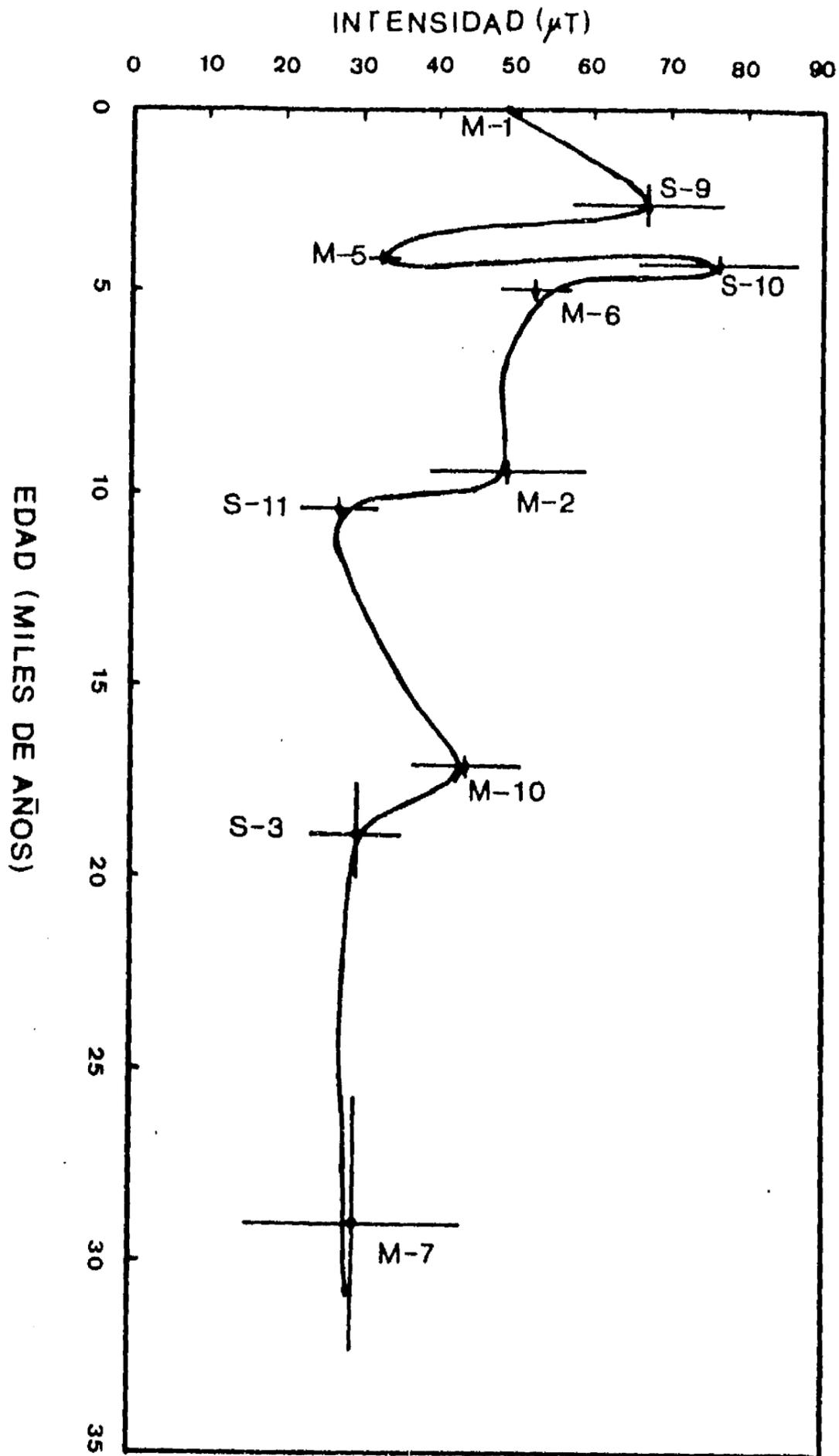


Fig. 31 Gráfica de los valores promedio aceptados de paleointensidad por sitio, contra la edad, mostrando las variaciones para los últimos 30,000 años. Las barras corresponden a los errores estimados.

Del sitio S-9, volcán Xitle se cuenta con los resultados publicados por Nagata et al. (1965) para el valor de la paleointensidad, que es igual a $57.2 \pm 5.4 \mu\text{T}$, este valor es menor al encontrado durante este estudio ($66.8 \pm 10.1 \mu\text{T}$).

Las mejores muestras para la obtención de paleointensidades fueron aquellas con una sola componente de magnetización, temperaturas de Curie altas (mayores a $450 \text{ }^\circ\text{C}$), estados de oxidación altos (C3 hasta C7) y comportamientos de la susceptibilidad a bajas temperaturas grupos 1, 2/3 principalmente.

La Fig. 31 muestra que al igual que la declinación e inclinación magnéticas (Fig. 25), la intensidad determinada mediante el estudio de estas lavas muestra variaciones importantes para los últimos 30,000 años, con valores entre 30 y $80 \mu\text{T}$.

Especialmente se tiene un máximo de intensidad de $80 \mu\text{T}$ para aproximadamente 4,000 años, sitio S-10, el cual también tiene un VDM anormalmente alto de $19.3 \pm 2.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Tabla 11). Sin embargo en este sitio se tiene la presencia de un proceso de magnetización incipiente que podría estar afectando la información magnética original (Prévot et al., 1983).

La Fig. 32 es una gráfica de los VDM's contra edad, tanto de los valores encontrados en otras partes del mundo, incluyendo la curva general de variación para los últimos 10,000 años según McElhinny y Senanayake (1982).

Cuando se comparan los valores de VDM obtenidos con respecto a otras partes de Mundo (Fig. 32), se observa que en general concuerdan con los datos publicados excepto para los sitios S-9 y S-10 los cuales muestran valores anómalamente altos. Sin embargo estas anomalías se consideran como efectos locales, ya que no se reportan en ninguna otra publicación.

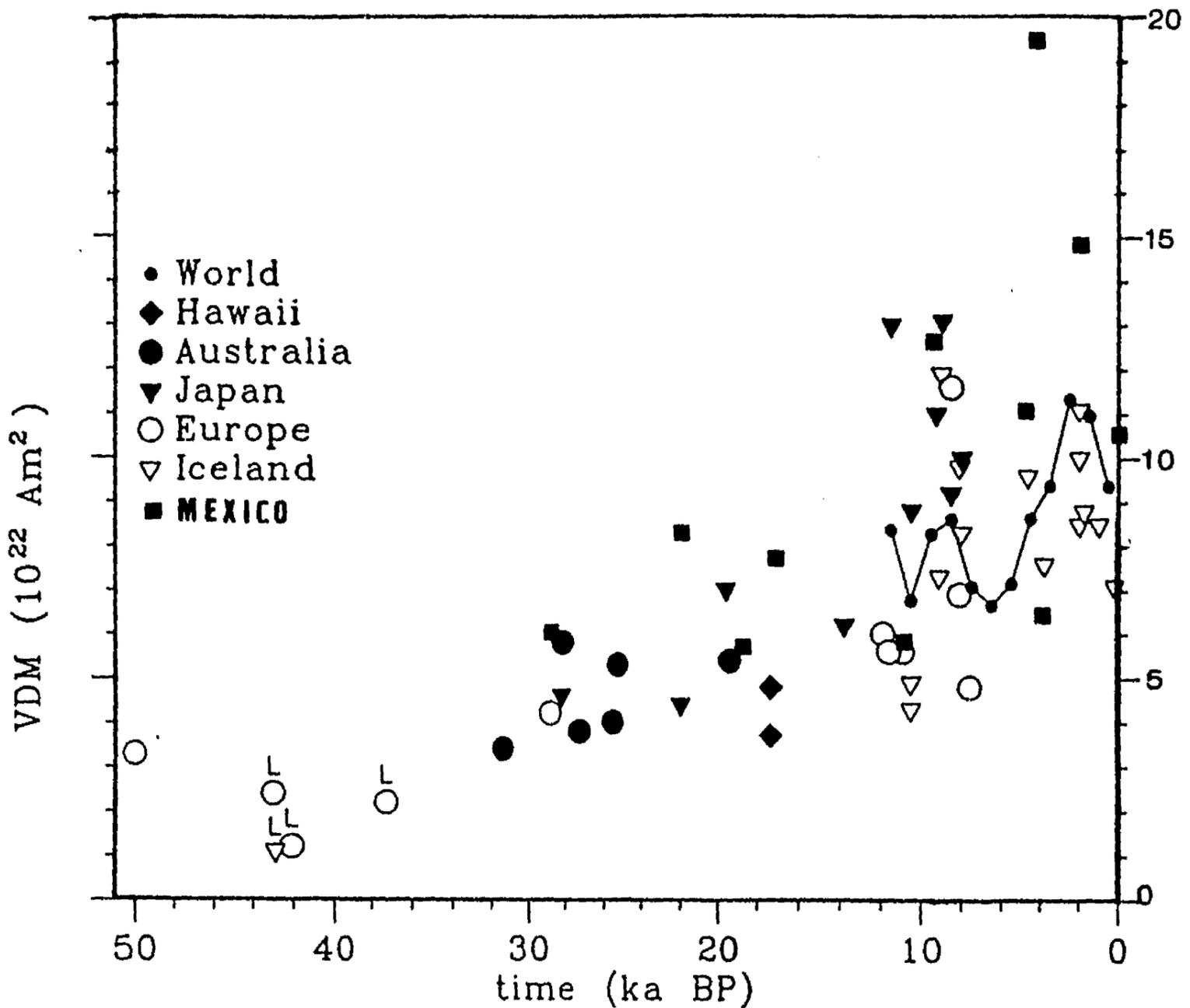


Fig. 32 Gráfica de los momentos dipolares virtuales (VDM's) contra la edad, para los últimos 50,000 años. Se muestra también la curva de variación mundial de los VDM's obtenida por McElhinny y Senanayake (1982), para los últimos 10,000 años. Los círculos marcados con L corresponden con la excursión Laschamp. Tomada de Schnepf (1991) con modificaciones.

8) CONCLUSIONES

Se estudiaron un total de 20 flujos de lavas provientes de 20 diferentes volcanes monogenéticos dentro de la Faja Volcánica Mexicana. Las muestras fueron tomadas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato al Norte de Uruapan, y de la Formación Chichinautzin, al Sur de la Ciudad de México.

Los volcanes tienen en general un rango de edad de 30,000 años al presente, la cual fue escogida a fin de detectar varios ciclos de la variación secular del Campo Magnético de la Tierra (esto es variaciones en la declinación, inclinación e intensidad magnética), dentro de la época de polaridad normal Brunhes.

Se realizaron estudios geoquímicos por medio del espectrómetro de absorción atómica (AAS), los cuales indican que para las rocas del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato las rocas son de composición andesítica, más o menos homogénea.

Mientras que para las rocas de la Formación Chichinautzin, las rocas tienen una composición más heterogénea, siendo andesitas y basaltos principalmente.

Las muestras de las dos regiones pertenecen a la serie calcoalcalina, claramente asociadas con una franja volcánica continental, producida por los procesos de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana.

Aparentemente no existe una correlación directa entre el grado de diferenciación magmática para las muestras estudiadas con respecto a la edad, teniéndose quizás la presencia de diferentes fuentes de aporte de material magmático funcionando al mismo tiempo.

Se realizaron extensos estudios de la mineragrafía de los

minerales magnéticos, mediante la técnica de inmersión en aceite, en superficies pulidas de rocas de todos los sitios estudiados. Los minerales magnéticos dominantes pertenecen a la serie de las titanomagnetitas, mostrando diferentes grados de oxidación deutérica de alta temperatura, desde C1 hasta C7 (Haggerty, 1976), reflejando con esto diferentes condiciones de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno para el emplazamiento de estas lavas, lo cual resulta particularmente interesante si consideramos el período de tiempo relativamente corto en el que fueron eruptadas.

Existen correlaciones importantes entre los estados de oxidación deutérica de estas rocas con las propiedades magnéticas que presentaron las mismas.

Estudios detallados de las propiedades magnéticas de las muestras, los cuales incluyen medición de la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente, conducta de la susceptibilidad magnética a bajas temperaturas, histéresis magnética y temperatura de Curie, indican también que los portadores de la remanencia magnética son titanomagnetitas (con cantidades variables de Ti), con diferentes formas y tamaños.

Estas titanomagnetitas son en su mayoría de dominio sencillo (SD), de acuerdo con los parámetros del loop de histéresis, pero algunos especímenes muestran comportamientos multidominio (MD).

Los resultados obtenidos a partir a la medición de las propiedades magnéticas concuerdan muy bien con las observaciones realizadas con el microscopio de luz reflejada y el microscopio electrónico (SEM).

Particularmente interesante resultó ser la medición de la susceptibilidad magnética a bajas temperaturas, encontrándose muestras con curvas que no entran dentro de la clasificación de Senanayake y McElhinny (1981). En estas muestras la susceptibilidad

decrece con la temperatura a 40-70% del valor de la temperatura ambiente y se incrementa a 60-100% a $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$. A este tipo de curvas de susceptibilidad se le asignó el numero "4" dentro de este estudio, siguiendo con la numeración de la clasificación de Senanayake y McElhinny (1981).

Las observaciones con el microscopio minerográfico indican la presencia dentro de estas muestras, de titanomagnetitas esqueléticas, cruciformes, asociadas con un enfriamiento rápido con estados de oxidación C1, las cuales son comunes en basaltos oceánicos, asociadas con la presencia de ilmenita primaria con estados de oxidación R1, la cual se cree que es la responsable del incremento de la susceptibilidad a bajas temperaturas, ya que se comporta paramagnéticamente.

En cuanto a las direcciones paleomagnéticas, fue posible determinar direcciones medias sólo en 14 de los sitios muestreados, las cuales muestran en general inclinaciones magnéticas positivas y declinaciones magnéticas hacia el Norte, mientras que los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de dos sitios (M-2 y M-6) aparentemente están asociados con un campo magnético transicional.

Sólo se encontró una inclinación magnética negativa en las rocas del volcán Yahuarato, indicando que se formó durante una época de reversión del campo magnético, probablemente dentro de la época de polaridad Matuyama. Esta terminó hace 0.73 Ma , por lo que se considera que la edad reportada por Ban (comunicación personal) de $0.56 \pm 0.07\text{ Ma}$ es errónea.

Todas las demás muestras, con inclinaciones positivas y edades muy jóvenes (menores de 60,000 años), pertenecen a la época de polaridad de Brunhes, la cual se inició hace 0.73 Ma .

Se reportan aquí las curvas de la variación secular para la declinación, inclinación e intensidad magnéticas en la parte de

México Central para los últimos 30,000 años (Figs. 25 y 31).

De acuerdo con los datos encontrados, aparentemente existe un valor máximo para los valores de la declinación magnética, para una edad de aproximadamente 5,000 años, con valores cercanos a los 80°. Se puede observar que los cambios en la declinación magnética van de 340° hasta 80°, indicando la presencia de una variación secular muy grande (excursión magnética?), para dicha edad. Este dato coincide con el hecho de presentar un VGP con una latitud muy baja, posiblemente asociado con un campo transicional.

Sin embargo después de consultar con la información publicada acerca de las excursiones del Campo Magnético, no existe ninguna asociada con este rango de edad, por lo que esta variación parece ser sólo una anomalía local.

La variación de la inclinación magnética es de menor magnitud, entre 15° y 55° respectivamente.

Estos resultados concuerdan aproximadamente con los datos encontrados por Ortega-Guerrero (1992), a partir del estudio de las paleodirecciones magnéticas, en sedimentos del Lago de Chalco (Fig. 26). Lo cual representa una prueba de la confiabilidad de los resultados obtenidos para las paleodirecciones magnéticas mediante el estudio de diferentes tipos de roca (rocas volcánicas y sedimentos de lago).

Por otra parte se realizaron estudios de la paleointensidad del campo magnético, usando los métodos de Thellier y Thellier (1959), con la modificación de Coe (1967a, b) y el método de Shaw (1974), con el método de corrección de Rolph y Shaw (1985) en 15 diferentes flujos de lava, usando entre 2 y 9 especímenes por flujo.

En la mayoría de los casos ambos métodos dieron resultados similares.

Las mejores muestras para paleointensidades fueron aquellas con una sola componente de magnetización, con estados de oxidación deutérica altos (C3 o más), curvas termomagnéticas reversibles, con temperaturas de Curie altas, sin alteración a bajas temperaturas (magnetización).

De todos los sitios medidos, sólo del Volcan Paricutin se cuenta con los datos de declinación, inclinación e intensidad magnéticas, medidas por medio del observatorio magnético de Teoloyucan (Campos et al., 1991), los cuales son para el período de 1943-1952 (durante el cual el volcán hizo erupción) de: Dec = 9.5° , Inc = 47.1° , Int = $45 \mu\text{T}$.

Los valores determinados en este estudio fueron: Dec = 10.7° , Inc = 37.8 , $\alpha_{95} = 4.4^\circ$, Int = $49.2 \pm 12.7 \mu\text{T}$, los cuales se encuentran dentro de un margen de error aceptable dentro de los métodos paleomagnéticos excepto para los valores de la inclinación.

En la Fig. 31 se muestra la gráfica de la variación secular de las paleointensidades promedio obtenidas para los últimos 30,000 años, mostrando también variaciones importantes, con valores entre 30 y $80 \mu\text{T}$.

Se tiene la presencia de un máximo de intensidad de $80 \mu\text{T}$ para un edad aproximadamente de 4,000 años, sitio (S-10), volcán El Pelado.

Si se comparan los valores de los momentos dipolares virtuales (VDM's) promedio, obtenidos durante este estudio, con respecto a los valores obtenidos en otras partes del mundo (Fig. 32), se observa que en general concuerdan con los datos publicados excepto para los sitios (S-9) volcán Xitle y (S-10) volcán El Pelado, los cuales presentan valores anómalamente altos, con VDM's de 14.0 ± 2.1 y $19.3 \pm 2.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ respectivamente.

En general para el lapso de tiempo de 0 a 30,000 años, el Campo Magnético en México Central parece haber sufrido cambios bastante importantes.

REFERENCIAS

Aguilar-y-Vargas V.H. y Verma S.P. 1987 Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofís. Int.* 26, 195-272.

Atsushi A., Hikari K., Shigeru T., y Shiro I. 1989 1988 values for GSJ rock reference samples, igneous rock series. *Geochem. J.* 23, 143-148.

Bloomfield K. 1973 The age and significance of the Tenango Basalt, central Mexico. *Bull. Volcanol.* 37, 586-595.

Bloomfield K. 1975 A Late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geol. Rundsch.* 64, 476-497.

Böhnel H., Urrutia Fucugauchi J. y Herrero-Bervera E. 1990 Palaeomagnetic data from central Mexico and their use for palaeosecular variation studies. *Phys. Earth Planet. Inter.* 64, 224-236.

Buddington A.F. y Lindsley D.H. 1964 Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 54, 310-357.

Campa M.F. y Coney P.J. 1983 Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.* 20, 1040-1051.

Campos Enríquez J.J., Campos Enríquez J.O. y Urrutia Fucugauchi J. 1991 Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México. *Geofís. Int.* 30, 107-116.

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

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

Coe R.S. y Grommé C.S. 1973 A comparison of three methods of determining geomagnetic paleointensities. J. Geomag. Geoelectr. 25, 415-435.

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

Collinson D.W. 1983 Methods in rock magnetism and palaeomagnetism: techniques and instrumentation. Chapman y Hall.

Cox A. 1969 A paleomagnetic study of secular variation in New Zealand. Earth Planet. Sci. Lett. 6, 257-267.

Cox K.G., Bell J.D. y Pankhurst R.J. 1979 The interpretation of igneous rocks. Allen y Unwin.

Day R., Fuller M. y Schmidt V.A. 1977 Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. Phys. Earth Planet. Inter. 13, 260-267.

Demant A. 1978 Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Inst. Geol. Revista. 2, 172-187.

Demant A. 1981 L'axe néo-volcanique transmexicain- étude volcanologique et pétrographique - signification géodynamique. Ph.D. tesis, Univ. de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, France.

Demant A. y Robin C. 1975 Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. UNAM, Inst. Geol. Revista 75, 813-860.

Dewey J. y Suarez G. 1991 Seismotectonics of Middle America. In The geology of North America, Decade map Vol. 1, Chapter 17.

Dittrich K. 1982 Atomabsorptionsspektrometrie. Wissenschaftliche Taschenbücher 276. Akademie-Verlag, Berlin (Ost).

Doell R.R. y Cox A. 1971 Pacific geomagnetic secular variation. Science 71, 248-254.

Doell R.R. y Smith P.J. 1969 On the use of magnetic cleaning in palaeointensity studies. J. Geomag. Geoelectr. 21, 579.

Dunlop D.J. 1981 The rock magnetism of fine particles. Phys. Earth Planet. Inter. 26, 1-26.

Dunlop D.J. y West G.F. 1969 An experimental evaluation of single domain theories. Revs. Geophys. 7, 709-757.

Fisher R.A. 1953 Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc. London A217, 295-305.

Fries C. Jr. 1960 Geología de Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Bol. Inst. Geol. UNAM 60, 236p.

Fries C. Jr. 1966 Resumen de la Geología de la Hoja Cuernavaca, Edo. de Morelos, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, Editada por el Instituto de Geología, UNAM, México.

Grommé C.S., Wright T.L. y Peck D.L. 1969 Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaoputi

lava lakes, Hawaii. J. Geophys. Res. 74, 5277-5293.

Haggerty S.E. 1976 Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In Oxide Minerals (Rumble D. III. Ed.) Mineral. Soc. Am. Short Course Notes.

Hasenaka T. y Carmichael I.S.E. 1985a The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J. Volc. Geotherm. Res. 25, 105-124.

Hasenaka T. y Carmichael I.S.E. 1985b A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico. Geofís. Int. 24, 577-607.

Heider F. y Dunlop D.J. 1987 Two types of chemical remanent magnetisation during the oxidation of magnetite. Phys. Earth Planet. Inter. 46, 24-45.

Herrero-Bervera E. y Pal S. 1977 Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin, Mexico. Geofís. Int. 17, 167-180.

Herrero-Bervera E., Urrutia Fucugauchi J., Martin del Pozzo A.L., Böhnell H. y Guerrero J. 1986 Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low-latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geophys. Res. Lett. 13, 1442-1445.

Königsberger J.G. 1938 Natural residual magnetism of eruptive rocks, Parts I y II. Terr. Magn. Atmos. Elec. 43, 119-127, 299-330.

Kono M. 1978 Reliability of palaeointensity methods using alternating field demagnetisation and anhysteretic remanence. Geophys. J. R. Astron. Soc. 54, 241-261.

Kuno H. 1966 Lateral variation of basaltic magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol. 29, 195-222.

Libby W.F. 1952 Radiocarbon dating. Univ. Chicago. Press. 124pp.

Liddicoat J.C., Coe R.S., Lambert P.W. y Valastro S. 1979 Paleomagnetic record in Late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, Mexico. Geophys. J. R. Astron. Soc., 59, 367-377.

Lindsley D.H. 1976 The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. In Oxide Minerals (Rumble D. III Ed.) Mineral. Soc. Am. Short Course Notes.

Luhr J.F. y Carmichael I.S.E. 1985 Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism along the volcanic fronts of the Mexican Volcanic Belt. Geofís. Int 24, 203-216.

McElhinny M.W. y Senanayake W.E. 1982 Variations in the geomagnetic dipole 1: the past 50,000 years. J. Geomag. Geoelectr. 34, 39-51.

McFadden P.L. 1980 The best estimate of Fisher's precision parameter, k. Geophys. J. R. Astron. Soc. 60, 397-407.

McWilliams M.O., Holcomb R.T. y Champion D.E. 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. A306, 211-222.

Martin del Pozzo A.L. 1982 Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. Bull. Volcanol. 45, 9-24.

Martin del Pozzo A.L. 1990 Tesis Doctoral, UNAM (inedita).

Merrill R.T. y McElhinny M.W. 1983 The Earth's magnetic field. Academic Press.

Mooser F., Nairn A.E.M. y Negendank J.F.W. 1974 Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks : VIII A paleomagnetic and petrologic study of the volcanics of the valley of Mexico. Geol. Rundsch. 63, 451-483.

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

Nagata T., Arai Y. y Momose K. 1963 Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. J. Geophys. Res. 68, 5277-5281.

Nagata T., Kobayashi K. y Schwarz E.J. 1965 Archeomagnetic intensity studies of South and Central America. J. Geomag. Geoelectr. 17, 399-405.

Negendank J.F.W. 1972a Volcanics of the Valley of Mexico, Pt. I: Petrography of the volcanics. N. Jb. Miner. Abh. 116, 308-320.

Negendank J.F.W. 1972b Volcanics of the Valley of Mexico, Pt. II: The opaque mineralogy. N. Jb. Miner. Abh. 117, 183-195.

Negendank J.F.W., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H. y Werle D. 1985 Geological and geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Geofís. Int. 24, 477-575.

O'Reilly W. 1984 Rock and mineral magnetism. Blackie,

Ortega-Guerrero B. 1992 Tesis de Doctorado en Geofísica, UNAM (inedita).

Ozdemir O. y Banerjee S.K. 1984 High temperature stability of maghemite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Geophys. Res. Lett. 11, 161-164.

Peccerillo A.S. y Taylor S.R. 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contr. Mineral. Petrol. 58, 63-81.

Petersen N., Eisenach P. y Bleil U. 1979 Low temperature oxidation of the magnetic minerals in ocean floor basalts. In Talwani M. y Pitman W.C. III (Eds.). Maurice Ewing Series 2, 169-209. Am. Geophys. Union.

Prévot M., Mankinen E.A. y Grommé S. 1983 High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res. 88, 2316-2326.

Radhakrishnamurty C. 1985 Identification of titanomagnetites by simple magnetic techniques and application to basalt studies. J. Geol. Soc. India 26, 640-651.

Radhakrishnamurty C., Likhite S.D. y Sahasrabudhe P.W. 1977 Nature of magnetic grains and their effect on the remanent magnetization of basalts. Phys. Earth Planet. Inter. 13, 289-300.

Rigotti P.A. 1976 The paleomagnetism of the Palisade Sill and the ARM correction method of paleointensity determination. Ph.D. thesis, University Microfilms International.

Robin C. 1982 Mexico In Andesites (Thorpe R.S. Ed.), 137-147. John Wiley.

Rolph T.C. 1984 Unpublished Ph.D. thesis, University of Wales.

Rolph T.C. y Shaw J. 1985 A new method of palaeofield magnitude

correction for thermally altered lavas and its application to Lower Carboniferous lavas. Geophys. J. R. Astron. Soc. 80, 773-781.

Schnepp E. 1991 Die erdmagnetische Paläointensität em quartären Vulcanfeld der Westeifel. Hochschulscriften 31, Lit Verlag, Münster.

Senanayake W.E. y McElhinny M.W. 1981 Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. Phys. Earth Planet. Inter. 30, 317-321.

Senanayake W.E. y McElhinny M.W. 1982 The effects of heating on low-temperature susceptibility and hysteresis properties of basalts. Phys. Earth Planet. Inter. 30, 317-321.

Senanayake W.E., McElhinny M.W. y McFadden P.L. 1982 Comparisons between Thelliers' and Shaw's paleointensity methods using basalts less than 5 million years old. J. Geomag. Geoelectr. 34, 141-163.

Shaw J. 1974 A new method of determining the magnitude of the palaeomagnetic field: application to five historic lavas and five archaeological samples. Geophys. J.R. Astron. Soc. 39, 133-141.

Shaw J. y Share J.A. 1986 A microcomputer controlled system for low temperature susceptibility measurements. Phys. Earth Planet. Inter. 42, 1-4.

Shaw J., Share J.A. y Rogers J. 1984 An automated superconducting magnetometer and demagnetising system. Geophys. J. R. Astron. Soc. 78, 209-217.

Shaw J., Sherwood G.J., Mussett A.E., Rolph T.C., Subbarao K.V. y Sharma P.V. 1991 The strength of the geomagnetic field at the Cretaceous-Tertiary boundary: palaeointensity results from the

Deccan Traps (India) and the Disko Lavas (Greenland). J. Geomag. Geoelectr. 43, 395-408.

Sherwood G.J. 1990 A paleomagnetic and rock magnetic study of Tertiary volcanics from the Vogelsberg (Germany). Phys. Earth Planet. Inter 62, 32-45.

Smith B.M. 1987 Consequences of magnetization on the magnetic properties of submarine basalts: synthesis of previous works and results concerning rocks from mainly D.S.D.P Legs 51 and 52. Phys. Earth Planet. Inter. 46, 206-226.

Smith P.J. 1967 The intensity of the Tertiary geomagnetic field. Geophys. J. R. Astron. Soc. 12, 239-258.

Stephenson A. y Collinson D.W. 1974 Lunar magnetic field paleointensities determined by an anhysteretic remanent magnetisation method. Earth Planet. Sci. Lett. 23, 220-228.

Tarling D.H. 1983 Palaeomagnetism. Chapman y Hall.

Thellier E. 1938 Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Ann. Inst. Phys. Clode, Paris 16, 157-302.

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

Thornton C.P. y Tuttle O.F. 1960 Chemistry of igneous rocks, I: Differentiation index. Am J. Sci. 258, 664-684.

Urrutia Fucugauchi J., Böhm H. y Negendank J.W. 1991 Magnetic properties and domain state of titanomagnetites in a columnar basalt from Mexico. J. Geomag. Geoelectr. 43, 189-205.

Van Zijl J.S.V., Graham K.W. y Hales A.L. 1962 The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa: II the behaviour of the magnetic field during a reversal. Geophys. J.R. Astron. Soc. 7, 169-182.

Wilson R.L. 1961 Palaeomagnetism in Northern Ireland, Part I, the thermal demagnetisation of natural magnetic moments of rocks. Geophys. J.R. Astron. Soc. 5, 45-59.

Zijderveld J.D.A. 1967 AC demagnetisation of rocks: analysis of results. In Methods in Palaeomagnetism (Collinson D.W., Creer K.M. y Runcorn S.K. Eds.), Elsevier, 254-286.

ANEXO 1 - Petrografía de Minerales Magnéticos

Los minerales más importantes que tienen magnetización o tienen interés en estudios de mineralogía magnética son:

a) Oxidos e Hidróxidos de Fierro:

- Series de las titanomagnetitas (ulvoespinel-magnetita)*
- Series de las ilmenohematitas (ilmenita-hematita)*
- Maghemita y las series de las titanomaghemitas*
- Martita
- Magnesio-Ferrita
- Jacobsita
- Cromita
- Trevorita
- Franklinita
- Goetita*
- Lepidocrocita
- Akaganeíta

b) Sulfuros de Fierro:

- Series de pirrotita (troilita-pirrotita*).
- Piritita
- Marcasita
- Greigita*

c) Carbonatos de Fierro:

- Siderita
- Magnesita
- Rodocrosita

* - Estos son los minerales que tienen importancia en estudios paleomagnéticos.

Identificación de minerales magnéticos por medio del microscopio mineragráfico

El microscopio mineragráfico es el instrumento básico para la examinación petrográfica de un grupo grande y económicamente importante de minerales conocidas colectivamente con el nombre de minerales "opacos", dentro de los que se encuentran incluida los minerales magnéticos.

El microscopio mineragráfico es similar a los microscopios petrográficos convencionales, en los sistemas de lentes,

polarizador, analizador y de los diafragmas empleados, pero difiere en el hecho de tener una fuente de luz incidente para observar los minerales con luz reflejada, en vez de usar luz transmitida.

El procedimiento utilizado para la identificación de los minerales magnéticos con el microscopio mineragráfico es el siguiente:

1) Se coloca la superficie pulida en plastilina, siendo presionada mediante una prensa manual, para lograr una superficie horizontal.

2) Se agrega una gota de aceite de inmersión a la superficie pulida y se procede a la observación con el microscopio utilizando los objetivos adecuados para este caso. Esta es una condición muy importante para este tipo de observaciones ya que los colores de los minerales varían mucho cuando son observados en aceite o en aire. Se utilizan generalmente objetivos de inmersión en aceite de 10x, 40x, y 100x. Se proceden a efectuar las siguientes observaciones:

- a) Observaciones con luz blanca, con polarización plana:
 - Color
 - Reflectividad
 - Bireflectividad
 - Pleocroísmo de reflexión
- b) Observaciones con nicoles cruzados:
 - Anisotropía o isotropía
 - Reflexiones internas.

Propiedades ópticas de algunos minerales opacos

A continuación se enlistan las propiedades ópticas más importantes para la identificación de algunos minerales opacos importantes mediante el microscopio mineragráfico, se utilizan las siguientes abreviaturas: C = Color, B/P = Bireflectancia / Pleocroísmo, A = Anisotropía, IR = Reflexiones internas y R = Reflectividad.

Cromita:

- C = Gris oscuro a gris marrón
 - en la magnetita y la esfalerita el color es más oscuro
 - en la ilmenita es menos café rojizo

B/P = No presenta

A = Normalmente isotrópica, pero algunas presentan una anisotropía suave

IR = Comunes, color rojo-café, ausente en muestras ricas en Fe

Goetita:

C = Gris con un tinte azul

- esfalerita, más azuloso

- hematita, más oscuro

- lepidocrocita, más oscuro

B/P = Característico, pero siempre enmascarado por reflexiones internas

A = Característica, gris-azul, gris amarillenta, café

IR = Amarillo marrón a café rojizo

R = 17%

Hematita:

C = Gris-blanco con tinte azuloso

- ilmenita, magnetita, blanco

- pirita, gris azuloso

- goetita, lepidocrocita, blanco

B/P = Débil

A = Característica, gris-azul, gris amarillento

IR = Comunmente rojo intenso

R = 12%

Ilmenita:

C = Café con un tinte rosa o violeta

- magnetita, más oscuro, café

B/P = Característico, café rosáceo, café oscuro

A = Fuerte, gris verdoso a gris marrón

IR = Raras, café oscuro

R = 21%

Jacobsita:

C = Café con un tinte rosa o violeta

- magnetita, más oscuro, café

- hausmannita, menos gris

B/P = No presenta

A = Isotrópica, a veces con una anisotropía anómala suave

IR = Rojo oscuro, especialmente cuando es rica en Mn

Lepidocrocita:

C = Blanco grisáceo

- goetita, más claro y blanco

- hematita, tinte verdoso

B/P = Débil a característico

A = Fuerte, gris

IR = Comunes, rojizas

Maghemita:

C = Gris azulado
- goetita, gris más claro
- hematita, gris azulado
- magnetita azulado
B/P = No presenta
A = Isotrópico
IR = Raras, rojo marrón

Magnetita:

C = Gris con tinte marrón
- hematita, café oscuro
- ilmenita, menos rosa
- esfalerita, más claro
B/P = No presenta
A = Isotrópica, o con anisotropía anómala suave

Rutilo:

C = Gris, con tinte azul tenue
- similar a magnetita, cromita
- ilmenita, tinte no café
- casiterita, más claro
B/P = Característico
A = Fuerte, pero enmascarada por reflexiones internas
IR = Fuertes, abundantes; amarillentas, blancas, café-rojizas

Pirrotita:

C = Café cremoso-rosado
- pentlandita, más rosado
- cubanita, más rosado
B/P = Muy característico, café cremoso a café rojizo
A = Muy fuerte, gris amarillo, azul grisáceo
IR = No presenta

Ulvoespinel:

C = Café, café rojizo
- magnetita, café oscuro
- similar a ilmenita
B/P = No presenta
A = Isotrópico
IR = No presenta