



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**APORTACIONES ARQUEOMAGNÉTICAS A LA CRONOLOGÍA
PREHISPÁNICA DEL OCCIDENTE DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS

PRRESENTA:

VERÓNICA LÓPEZ DELGADO

TUTOR: DRA. ANA MARÍA SOLER ARECHALDE

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MÉXICO, CD. DE MÉXICO, MARZO DE 2016.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi familia académica, a mi familia de sangre y a mi familia de vida.

Gracias por su amor, por estar y apoyarme siempre.

¡Ane, lo logramos!

CONTENIDO

Contenido	Pág.
Resumen	1
Introducción	2
0.1 El magnetismo terrestre	2
0.2 Arqueomagnetismo: Una aplicación de la Geofísica a la Arqueología	3
0.3 Cronología del Occidente prehispánico de México	4
0.4 Objetivos	4
Capítulo I. Campo magnético terrestre	6
1.1 Introducción	6
1.2 La variación secular	9
1.3 Origen del campo geomagnético dipolar	11
Capítulo II. Bases teóricas del paleomagnetismo	13
2.1 Momento magnético dipolar	14
2.2 Magnetización	15
2.3 Susceptibilidad magnética	16
2.4 Dominios magnéticos	19
2.5 Caracterización de materiales según su magnetización	20
2.5.1 Temperatura de Curie y Punto de Néel	22
2.6 Ciclo de histéresis	22
2.7 Tipos de magnetización	24
2.7.1 Magnetización termorremanente	24
2.7.2 Magnetización detrítica	25
Capítulo III. Bases teóricas del arqueomagnetismo	27
3.1 Introducción	27
3.2 Adquisición de magnetización	28
3.3 Medición de magnetización	30
3.4 Correcciones sistemáticas de sistema de referencia	30
3.4.1 Geográfica	30
3.4.2 Declinación del campo geomagnético	31
3.5 Representación de magnetización	31
3.6 Desmagnetización mediante campos alternos	32
3.7 Desmagnetización térmica	33
3.8 Dirección magnética principal	33
3.9 Métodos estadísticos	36
3.9.1 Estadística Fischer	36
3.9.2 Estadística Bayesiana	37
3.4 Comparación de dirección principal y la curva de referencia	41
3.4.1 Programa Ren-Date	42
3.5 Selección de fecha arqueomagnética	42

Capítulo IV. La Curva de Variación Secular Geomagnética de México	42
4.1 Antecedentes	42
4.2 Construcción de la Curva	45
4.3 Investigaciones arqueomagnéticas en México	49
4.4 Otras Curvas de Variación Secular Geomagnética	53
4.4.1 Curva Sur Oeste de Norte América	53
4.5 Modelos Globales de Variación Paleosecular	55
4.5.1 ARCH3k	56
4.5.2 Bases de datos paleomagnéticos en línea. GEOMAGIA50v2	58
Capítulo V. Contexto Arqueológico	60
5.1 El Occidente Prehispánico de México	60
5.2 La Tradición Teuchitlán	61
5.3 Guachimontones de Teuchitlán	63
5.5 Cronología del sitio	66
Capítulo VI. Metodología	67
6.1 Trabajo de campo	67
6.1.1 Toma de muestras	67
6.2 Registro de muestras arqueomagnéticas	69
6.3 Procesamiento de muestras arqueomagnéticas	71
6.3.1 Preparación de especímenes	71
6.3.2 Medición de muestras arqueomagnéticas	72
6.3.3 Procesamiento de datos de muestras arqueomagnéticas	72
6.3.3.1 Dirección magnética característica de espécimen arqueomagnético	72
6.3.3.2 Dirección magnética principal de muestra arqueomagnética	73
6.4 Comparación de dirección magnética principal con la Curva de Variación Secular	73
6.5 Determinación de datación arqueomagnética	75
6.6 Caracterización magnética de minerales presentes en las muestras	75
6.7 Comparación de la datación arqueomagnética de Guachimontones con el Modelo Global de Variación Paleosecular ARCH3k.	78
Capítulo VII. Resultados	79
7.1 Determinación de dirección magnética principal y propiedades magnéticas	79
7.2 Comparación de dirección magnética principal con la Curva de Variación Secular de México	82
7.3 Determinación de datación arqueomagnética	103
7.4 Análisis y discusión de la datación arqueomagnética de Guachimontones de Teuchitlán	107
7.5 Comparación de la datación arqueomagnética de Guachimontones con el Modelo Global de Variación paleosecular ARCH3k.	116
Conclusiones	120

Referencias Bibliográficas	122
Anexos	134
A1 Variación de la declinación magnética respecto al tiempo en China entre 720 y 1829.	134
A2 Morfología del campo magnético terrestre 2015.	134
A3 Desarrollo matemático para determinar ψ potencial escalar magnético	138
A4 Curvas de variación secular.	141
A5 Campo magnético terrestre no dipolar.	142
A6 Unidad de medida de la magnetización M por unidad de volumen.	143
A7 Modelo de Néel para TRM	143
A8 Análisis de componentes principales	144
A9 Estadística Fisher y confiabilidad del método	146
A10 Curva de variación secular para Mesoamérica de Wolfman	148
A11 Sitios con arquitectura formal en el área nuclear de Teuchitlán	149
A12 Brújula Brunton	150
A13 Especificaciones del instrumento de medición magnetómetro de giro JR6, principio de medición y proceso de medición.	151
A14 Curvas características y diagramas de Zijderveld	154
A15 Propiedades magnéticas de las muestras arqueomagnéticas de Guachimontones de Teuchitlá	157
A16 Datación por radiocarbono de Guachimontones de Teuchitlán	178
A17 Propiedades magnéticas de los principales minerales magnéticos	180

RESUMEN

A través de datación arqueomagnética del sitio Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco, se contribuye a la cronología prehispánica del Occidente de México. Dicha cronología fue establecida sólo por registros cerámicos de la cultura “Tradición de Teuchitlán” y se ha mejorado con otros métodos de datación como el arqueomagnetismo y radiocarbono. Recientes investigaciones arqueológicas han desarrollado nuevos conocimientos sobre la antigua civilización que habitó el occidente de nuestro país.

Fueron colectadas 16 muestras arqueomagnéticas a partir de hornos y estucos quemados y no quemados durante las campañas 2005 y 2010. Los especímenes fueron procesados y medidos en los Laboratorios de Paleomagnetismo, I-Geof-UNAM sedes CU y Morelia. Un magnetómetro JR6, un desmagnetizador de campos alternos y el programa Remasoft 3.0 fueron empleados para obtener la magnetización característica de cada muestra.

La datación arqueomagnética se realiza por comparación de la dirección característica de cada muestra con la Curva de Variación Secular para México, utilizando estadística Bayesiana mediante el programa Rendate para la declinación e inclinación magnéticas de las direcciones características. Las dataciones obtenidas también fueron comparadas con las curvas de variación secular de modelos existentes como el ARCH3K.1 y del SW de EUA. Las posibles edades de cada muestra se evalúan en conjunto con el arqueólogo responsable del sitio para determinar la datación arqueomagnética más probable de cada estructura.

INTRODUCCIÓN

El magnetismo es uno de los conocimientos que han permitido a la humanidad evolucionar en el desarrollo científico y tecnológico. Hace más de 400 años William Gilbert enunció “La Tierra es como un gran imán”, hoy sabemos además que es una gran fuente de registro magnético. Esto conduce a conocer el pasado magnético de nuestro planeta: el paleomagnetismo en conjunto con el análisis de rocas, representan herramientas fundamentales para aplicaciones geofísicas, geológicas y arqueológicas. El tema de este trabajo es su aplicación a la arqueología: el arqueomagnetismo.

0.1 Campo Magnético Terrestre

El magnetismo es una interacción física que la humanidad ha estudiado desde tiempos muy remotos; se sabe que, al menos, las civilizaciones griegas y chinas dejaron registros de sus conocimiento sobre imanes (Grecia, s. VI a. C.) y la orientación de ciertos materiales que llevó a la invención de la brújula (China, 221 - 206 a. C.).

A través de la historia, evolucionaron las ideas sobre el origen del magnetismo en la Tierra; en 1546 Gerardus Mercator propone que el origen del campo geomagnético se encuentra en el interior del planeta mismo. William Gilbert concluye en 1600 que la Tierra es similar a un imán de barra, generador de un campo vectorial y que para cada punto sobre la superficie, cuasi esférica, existe un vector cuyos componentes son la declinación (D) e inclinación (I) magnéticas (Merrill et al, 1983). Sus elementos y fundamentos físicos se exponen en el Capítulo I.

Mediciones en diversas partes del mundo, como las realizadas por el barón Von Humboldt en México, Centro y Sudamérica a finales del siglo XVIII y principios del

XIX, confirmaron que la inclinación magnética (I) depende de la latitud geográfica (λ), vislumbrando una característica importante del campo magnético terrestre (CMT), una fenomenología local y variable.

La primera observación de la declinación magnética (D) fue hecha por Yi-Xing en 720 d. C. y a partir de ello se registró en China la variación de D con el tiempo; el registro llega hasta 1829 d. C. (Smith y Needham, 1967). Ver Anexo 1.

0.2 Arqueomagnetismo: Una aplicación de la Geofísica a la Arqueología.

El Arqueomagnetismo es una rama de la Geofísica que estudia materiales arqueológicos que contienen óxidos de hierro, los cuales pueden registrar la variación del CMT o ser caracterizados mediante experimentos de propiedades magnéticas.

Se construye una curva maestra de la región de estudio para usarla de referencia espacio temporal y determinar un método de datación, usando la declinación e inclinación magnéticas, de piezas arqueológicas.

Entonces por comparación de dirección obtenemos periodos temporales en los que el CMT ha estado con esa orientación. El arqueólogo, historiador o especialista del sitio arqueológico, corrobora uno de los periodos obtenidos por el método, para así tener una fecha o intervalo temporal, en el que la pieza arqueológica fue creada o quemada por última vez.

La confiabilidad del método se mide por estadísticas Fischer y Bayesiana (Lanos, 2004), con las que se garantiza que la dirección magnética obtenida cuenta con el 95% de confianza y que las posibles fechas tienen la más alta probabilidad de ocurrencia. En el Capítulo III se explican los tratamientos estadísticos empleados.

0.3 Cronología del Occidente prehispánico de México

El Occidente prehispánico de México fue retomado en su estudio a finales del siglo XX, presentando una notable diferencia en cuanto a investigación y conocimientos respecto al Centro y Zona Maya.

Las primeras cronologías de sitios arqueológicos se realizan con base en la cerámica encontrada en el lugar de estudio. En los últimos años la Arqueología ha recurrido a herramientas científicas para mejorar lo conocido en cada sitio. El arqueomagnetismo constituye una innovadora técnica que proporciona dataciones de un sitio arqueológico con buena incertidumbre y con facilidad de muestreo respecto al radiocarbono.

Con este trabajo se contribuye a la cronología del Occidente prehispánico de México con la datación arqueomagnética de varias estructuras del sitio Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco.

0.4 Objetivos

- Aplicar el método arqueomagnético para obtener dataciones de 16 muestras de Guachimontones de Teuchitlán con un factor de confianza $\alpha_{95} \approx 10^\circ$.
- Realizar estudios de propiedades magnéticas a las muestras para determinar su mineralogía.
- Comparar las dataciones obtenidas con la curva de variación secular de Soler-Arechalde et al, 2006, con el modelo global ARCH3k.

- Aportar a la cronología del occidente prehispánico de México con dataciones arqueomagnéticas.
- Obtener direcciones paleomagnéticas que puedan incorporarse a la Curva de Variación Secular de Mesoamérica para mejorarla.

CAPÍTULO I.

CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

1.1 Introducción

La mejor aproximación del campo magnético terrestre (CMT) actual, es la de un campo dipolar cuyo eje forma un ángulo de 11.5° con el eje de rotación terrestre, originado por corrientes convectivas en el núcleo externo de La Tierra, donde mezclas de hierro y níquel en estado líquido al moverse, inducen el campo magnético por el flujo de electrones. Su morfología actual se representa a través de cartas isomagnéticas que muestran curvas de igual valor de una componente particular del CMT (D, I, F), ver Anexo A2 (NOAA/NGDC & CIRES, Chulliat et al, 2014).

El modelo del CMT considera un campo dipolar, geocéntrico y axial, es decir, producto de un dipolo (m) en el centro terrestre con eje alineado al eje de rotación del planeta. En la Figura 1.1, se observa el dipolo al centro de la Tierra, la orientación de las líneas del campo magnético (H) y para un punto en la superficie la latitud e inclinación correspondientes.

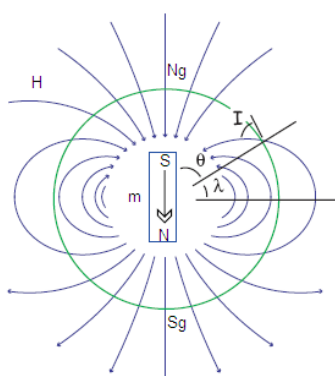


Figura 1.1 Modelo del dipolo geocéntrico y axial (modificado de Tauxe, 2005).
La orientación de líneas del campo magnético H producido por el dipolo m , va del norte magnético N al sur magnético S , es decir de sur geográfico Sg a norte geográfico Ng .
Para un punto en la superficie λ es la latitud e I inclinación; θ es el ángulo complementario de λ , llamado colatitud.

Para todo punto en la superficie terrestre la latitud geomagnética es igual a la geográfica. Si m es el momento magnético del dipolo y r_e es el radio medio terrestre, H_h la componente horizontal y H_v la componente vertical del campo a la latitud λ , entonces las componentes y el campo total H son:

$$H_h = \frac{m \cos \lambda}{r_e^3}, \quad H_v = \frac{2m \sin \lambda}{r_e^3} \quad \text{Ec. (1.1), (1.2)}$$

$$H = (H_h^2 + H_v^2)^{\frac{1}{2}} = \frac{M}{r_e^3} (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Ec. (1.3)}$$

y como la tangente de la inclinación magnética I es $\frac{H_v}{H_h}$ entonces obtenemos la

ecuación del dipolo: $\tan I = 2 \tan \lambda$ Ec. (1.4)

El esquema vectorial que define al campo magnético H mostrado en la Figura 1.2 nos indica que D es el ángulo que forma la componente horizontal del vector (H_h) con el norte geográfico o azimuth, I es el ángulo que forma el vector H con el plano horizontal (se encuentra entre -90° y 90°); la magnitud del vector H es la intensidad, medida en Teslas T ($1 \text{ T} = 1 \text{ kg/s} \cdot \text{C}$). La intensidad del campo geomagnético es del orden de 0.05 mT.

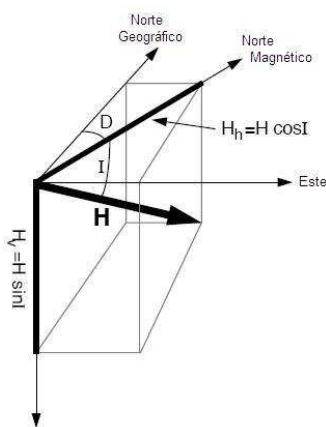


Figura 1.2. Esquema de ángulos que definen el CMT en un punto superficial. (modificado de Butler, 1992).

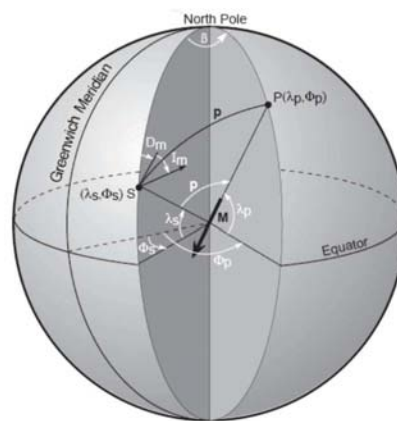


Figura 1.3. Cálculo de la posición (λ_p, ψ_p) del polo paleomagnético P, relativo a un sitio de muestreo (λ_s, ψ_s) con dirección media (D_m, I_m) (Butler, 1992).

Para estudiar dos puntos muy separados en la superficie terrestre utilizamos un punto de referencia entre ellos; llamado polo paleomagnético (P) representa la posición donde el eje dipolar promedio en el tiempo cortaría la superficie, como se observa en la Figura 1.3. Toda paleodirección instantánea convertida a polo se le llama polo virtual geomagnético (PVG) y el promedio de varios PVG es P. Para el desarrollo matemático empleamos coordenadas esféricas por simplicidad.

El modelo del campo magnético terrestre satisface las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \text{Ec. (1.5), (1.6)}$$

donde \mathbf{H} es el campo magnético, \mathbf{B} la inducción magnética, \mathbf{J} la densidad de corriente eléctrica, \mathbf{D} es el vector de desplazamiento de la densidad de corriente y t es el tiempo. Considerando la región de la superficie terrestre de altitud mayor a 50 km como vacío electromagnético, se puede asumir que $\mathbf{J} = 0$ y $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = 0$, lo que implica que \mathbf{H} es un campo conservativo y, por tanto, existe un campo potencial escalar ψ tal que:

$$\mathbf{H} = -\nabla \psi \quad \text{Ec. (1.7)}$$

Por otro lado, \mathbf{B} y \mathbf{H} cumplen la Ec. (1.8), sobre la superficie terrestre donde la permeabilidad del vacío es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, lo que implica la Ec. (1.9); por tanto ψ satisface la ecuación de Laplace (Ec. (1.10)). A través de un tratamiento matemático con polinomios de Legendre, funciones asociadas a la fórmula de Rodrigues y polinomios de Schmidt se determina el campo potencial escalar ψ , con el cual se aproxima el modelo dipolar del CMT. Ver Anexo A3.

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}, \quad \nabla \cdot \mathbf{H} = 0, \quad \nabla^2 \psi = 0 \quad \text{Ec. (1.8), (1.9), (1.10)}$$

1.2 La variación secular

Además de variar la declinación magnética, el CMT presenta cambios en la inclinación e intensidad magnéticas, a estos se les denomina variación secular, del latín *seculāris*, que sucede o se repite cada siglo (Real Academia Española, 2001); fue descrita por primera vez en 1634 por el matemático y astrónomo inglés Gellibrand (Smith y Needham, 1967).

A partir de observaciones realizadas se ha podido construir una curva que muestra el cambio del campo en determinados lugares; a estas gráficas se les conocen como Curvas de Variación Secular. Aunque el fenómeno de la variación secular es a nivel global, pues se observa en todo el planeta, presenta diferencias locales debido a que la dirección del campo depende de la posición geográfica, por lo que en regiones o bloques tectónicos se presenta una curva distinta. Ver Anexo A4.

Estas variaciones indican que el CMT no es exactamente un campo dipolar, sino que es más complejo y hoy se puede entender como la suma de dos campos: el dipolar y el no dipolar; el campo no dipolar es la diferencia entre el campo observado (registrado) y el mejor modelo del campo dipolar. Ver Anexo A5.

Variaciones como las tormentas magnéticas son producto del campo magnético externo, donde existe interacción con el viento solar, campo magnético del Sol (Soler-Arechalde, 2006).

La variación secular se considera efecto del campo dipolar y no dipolar. Dichas variaciones ocurren en escalas de tiempo distintas, algunas duran milisegundos y otras millones de años, en la Tabla 1.1 se muestran las causas de estos cambios en la dirección e intensidad del campo geomagnético.

TIPO DE VARIACIÓN	TIEMPO (s)	ORIGEN DE LA VARIACIÓN
Muy cortas Micropulsaciones Variaciones subacústicas	3.0 E-1 a 3.0	Asociadas al campo externo
Tormentas magnéticas Variación Diurna	1.0 E+2	Asociadas al campo externo
Variación secular	3.0 E+9 a 3.0 E+10	Campo no dipolar (turbulencias en el núcleo)
Variación en el momento dipolar geomagnético	3.0 E+9 a 3.0 E+10	Campo no dipolar (turbulencias en el núcleo)
Excursiones	1.0 E+14	Inversiones abortadas
Variaciones en Intensidad	3.0 E+11	Campo dipolar
Paleovariación secular	3.0 E+12	Campo no dipolar y variaciones en el dipolo
Cambios de polaridad	3.0 E+14	Campo dipolar y no dipolar interno

Tabla 1.1 Variaciones del campo magnético, duración y causa (Merril et al, 1983).

En el fenómeno de variación secular se determinan dos componentes, correspondientes al campo no dipolar: la deriva al oeste a razón de 0.18° por año y, la deriva hacia el polo del orden de 0.01° de latitud por año, así como cambios al azar del campo no dipolar. En los cambios de intensidad magnética se observa un patrón casi lineal del 8% de disminución del momento dipolar durante los últimos 150 años. Para este estudio trabajaremos con declinación e inclinación del campo, no así con la intensidad.

Un buen seguimiento temporal de las variaciones del campo en una región resultará en una curva de variación secular de referencia para estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos. Esto implica un seguimiento de años atrás muy grande, pues las variaciones de periodo corto no pueden ser tomadas en cuenta. Es así como una búsqueda en el pasado puede mejorar el conocimiento paleomagnético de una región.

1.3 Origen del campo geomagnético dipolar

El origen del campo geomagnético dipolar se puede explicar aproximadamente con el modelo de un dínamo de disco auto excitado (Elsasser, 1958) que se muestra en la Figura 1.4, en el que se genera un campo magnético a partir de una corriente eléctrica en un conductor en movimiento, análogamente, las corrientes eléctricas generadas por el movimiento convectivo en el núcleo externo de la Tierra inducen la componente dipolar del campo geomagnético presente.

Un disco de cobre gira sobre su propio eje en presencia de un pequeño campo magnético, se induce así una fuerza electromotriz (f.e.m.) según la velocidad de giro y del campo inicial. El disco está conectado en la orilla a un solenoide que se conecta por el otro lado al eje de rotación del disco que también es conductor. Se forma un circuito eléctrico donde una corriente eléctrica i presente, que al fluir por el solenoide produce un campo magnético B paralelo al original, produciendo un incremento del campo magnético. El campo magnético induce una f.e.m. mayor que continúa la rotación del disco y se repite el proceso.

El núcleo externo terrestre presenta níquel-hierro a altas temperaturas que se encuentran en movimiento debido a corrientes convectivas, de modo que se producen corrientes eléctricas, las cuales inducen campo magnético.

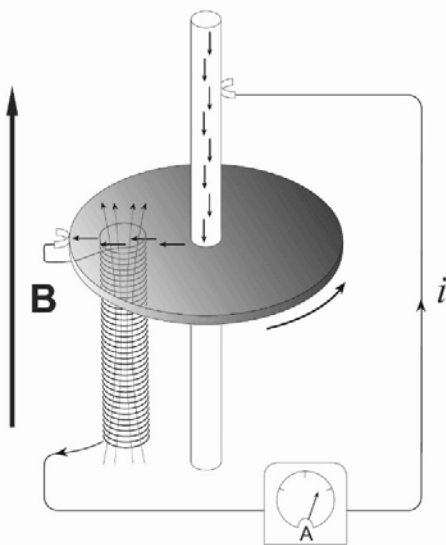


Figura 1.4 Modelo del dínamo auto excitado (Elsasser, 1958, modificado de Butler, 1992).

Un campo magnético B es inducido y reforzado por la acción de la dínamo. El movimiento de electrones se produce al girar el disco de cobre ante la presencia de un pequeño campo magnético inicial, generando una f.e.m., la corriente eléctrica i se conduce a través del solenoide induciendo un campo magnético B paralelo al inicial produciendo un incremento magnético, se transmite i al eje de rotación del disco logrando un circuito cerrado, y se produce una f.e.m. mayor al incrementarse B , repitiéndose el proceso.

En la historia de la Tierra se han registrado épocas con polaridad distinta del campo geomagnético, es decir que el campo magnético se invierte. Una propuesta para comprender este fenómeno fue agregar dos discos conductores que giren, en el modelo anterior, de modo que se obtienen dos campos magnéticos que interactúan entre sí generando un comportamiento en el que se presenten cambios de polaridad, incluso cuando el movimiento mecánico de los discos se mantenga constante.

La magnetohidrodinámica estudia el movimiento y comportamiento de los fluidos conductores de electricidad en presencia de campos magnéticos y eléctricos. En 1995 Glatzmaier y Roberts resolvieron las complejidades matemáticas que esta disciplina requiere para presentar un modelo tridimensional de las inversiones del campo geomagnético (Figura 1.5).

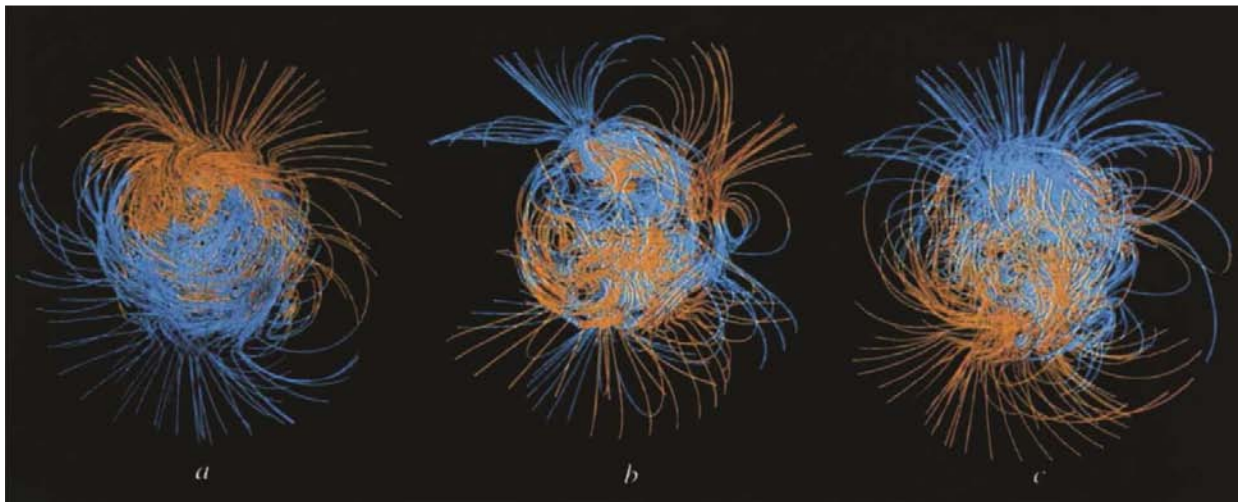


Figura 1.5 Modelo 3D de inversión magnética (Glatzmaier y Roberts, 1995).

Estructura tridimensional (3D) del campo magnético que retrata las líneas de fuerza modeladas fuera de la superficie de la Tierra, se considera el eje de rotación en la vertical. Las líneas amarillas muestran la componente radial del campo con dirección hacia afuera, las líneas en azul corresponden a la dirección hacia adentro. En cada imagen se presentan 100 líneas de fuerza por lo que la intensidad relativa del campo geomagnético no se representa en esta figura. En a) se muestra el campo geomagnético antes de una inversión (9 000 años antes del presente); en b) se observa la mitad del camino hacia la transición, 4 000 años antes donde la parte dipolar del campo disminuye hasta cero; y en c) se presenta el campo geomagnético después de la inversión.

CAPÍTULO II. BASES TEÓRICAS DE PALEOMAGNETISMO

Las bases del método paleomagnético contemplan parámetros del electromagnetismo con sus correspondientes unidades de medida, las cuales se presentan en la Tabla 2.1, donde se observa el nombre de la magnitud, símbolo y su unidad de medida en Sistema Internacional (BIPM, 2006). Estos parámetros serán utilizados en el presente trabajo. A continuación de la tabla se explican dichos parámetros.

Nombre de la magnitud	Símbolo de la magnitud	Unidad de medida	Símbolo de unidad de medida
Momento magnético	m	Amper metro cuadrado	Am^2
Magnetización por volumen	M	Amper sobre metro	Am^{-1}
Magnetización por masa	Ω	Amper metro cuadrado sobre kilogramo	$\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$
Intensidad del campo magnético	H	Amper sobre metro	Am^{-1}
Inducción magnética	B	Tesla	T
Permeabilidad del vacío	μ	Henry sobre metro	Hm^{-1}
Susceptibilidad total	K	metro cúbico	m^3
Susceptibilidad por volumen	χ	adimensional	–
Susceptibilidad por masa	κ	metro cúbico sobre kilogramo	m^3kg^{-1}

Tabla 2.1. Magnitudes y unidades magnéticas del SI (Modificado de Tauxe, 2010).
 Donde $1 \text{ T} = 1 \text{ V s m}^{-2} = 1 \text{ kg A}^{-1} \text{ s}^{-2}$ y $1 \text{ H} = 1 \text{ kg m}^2 \text{ A}^{-2} \text{ s}^{-2}$. Cuando se utiliza el Sistema centímetro-gramo-segundo (cgs) las unidades de H y B se nombran: $[H] = \text{Oersted (oe)}$ y $[B] = \text{Gauss (G)}$; su equivalencia con el SI es: $1 \text{ oe} = 10^3 \text{ A (4 } \pi\text{m)}^{-1}$ y $1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$.

2.1 Momento magnético dipolar

Partiendo de la no existencia de monopolos magnéticos, como enuncia Maxwell en sus ecuaciones, la unidad magnética es un dipolo. El momento magnético dipolar o momento dipolar m , se define a partir de un par de cargas magnéticas o de una corriente eléctrica continua. El momento magnético es la unidad de carga magnética más pequeña (Butler, 1992). Para un par de cargas magnéticas, Figura 2.1, con magnitud de carga q , y distancia l entre ellas, el momento magnético dipolar m está determinado por:

$$m = ql \quad \text{Ec. (2.1)}$$

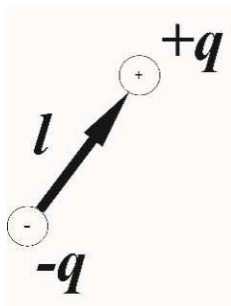


Figura 2.1. Dipolo magnético (Modificado de Butler, 1992).

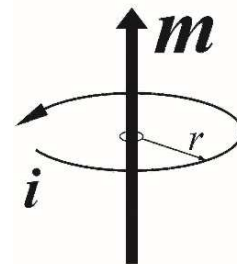


Figura 2.2. Momento magnético generado por una espira de corriente eléctrica (Modif. de Tauxe, 2010).

En términos de una corriente que circula por una espira de conductor como se muestra en la Figura 2.2, la magnitud del momento magnético m puede ser cuantificada en términos de la intensidad de corriente eléctrica y el área (πr^2) en que se produce el momento magnético:

$$m = i\pi r^2 \quad \text{Ec. (2.2)}$$

El momento magnético creado por un conjunto de espiras como un solenoide, será la suma del momento generado por cada espira n :

$$m = n i \pi r^2 \quad \text{Ec. (2.3)}$$

En la naturaleza, los momentos magnéticos son portados por minerales magnéticos, los más comunes son la magnetita y la hematita.

2.2 Magnetización

Los fenómenos magnéticos son resultado de la existencia de dipolos magnéticos atómicos en un material; los dipolos magnéticos son resultado del movimiento de electrones en las órbitas atómicas o de los momentos magnéticos de los núcleos atómicos (Soler-Arechalde, 2006).

En presencia de un campo magnético exterior los dipolos magnéticos del material tenderán o no a alinearse con la dirección del campo externo. El grado de alineación de los dipolos se puede caracterizar como el momento magnético total por unidad de volumen del material, esto es la suma vectorial de momentos individuales por volumen. Esta magnitud es la magnetización M del material, es decir qué tanto se alinean los dipolos magnéticos; sus unidades son amperes/metro (A/m). Ver Anexo A6. En ocasiones se puede calcular la magnetización por unidad de masa como se observó en la Tabla 2.1.

Los materiales generalmente responden ante un campo magnético aplicado generando un propio campo magnético, pero algunos (como los minerales magnéticos) mantienen ese campo generado aún en ausencia de un campo externo. Para este caso es conveniente separar la magnetización de un material en dos contribuciones: la que existe sólo en presencia de un campo magnético externo, magnetización inducida M_i ; y la que permanece sin el campo externo, magnetización remanente M_r . La magnetización en un material puede ser adquirida en materiales a través de varios mecanismos y puede preservar registros de campos magnéticos antiguos; esta magnetización remanente forma la base del método paleomagnético como se verá más adelante.

La relación entre la magnetización inducida en un material M_i y el campo magnético externo \mathbf{H} está definida como

$$M_i = \chi \mathbf{H} \quad \text{Ec. (2.4)}$$

Donde χ es la susceptibilidad magnética de un material.

2.3 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética χ es la capacidad con la que un material se magnetiza en presencia de un campo magnético \mathbf{H} y se cuantifica por unidad de volumen del material. La susceptibilidad magnética puede ser una función complicada dependiente de la orientación, temperatura, estado de estrés, escala de tiempo de observación y del campo aplicado, pero comúnmente es tratada como un escalar. Se observa a nivel atómico y está asociado al espín electrónico y a su movimiento alrededor del núcleo. (Soler-Arechalde, 2006). Depende de la forma de los granos magnéticos, de su anisotropía y de la cantidad de minerales por unidad de volumen. Matemáticamente se presenta proporcional a la magnetización y a la inversa de la intensidad del campo aplicado H ,

$$\chi = \frac{M}{H} \quad \text{Ec. (2.5)}$$

O bien:

$$M = \chi H = \chi \frac{B}{\mu_0} \quad \text{Ec. (2.6)}$$

donde χ es una cantidad adimensional pues M y H tienen mismas unidades (A/m), B es la inducción magnética y μ_0 es permeabilidad magnética en el vacío con valor de $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$.

La susceptibilidad magnética total K puede ser determinada por la relación entre el momento magnético y el campo magnético presentes en el material, es decir:

$$K = \frac{m}{H} \quad \text{Ec. (2.7)}$$

Y la susceptibilidad por unidad de masa κ está determinada por:

$$\kappa = \frac{m}{mH} \quad \text{Ec. (2.8)}$$

donde, m es el momento magnético, m la masa del material y H el campo magnético presente dentro del material.

Las unidades de las Ecuaciones 2.7 y 2.8 se pueden consultar en la Tabla 2.1.

La permeabilidad magnética es la capacidad de un material para hacer pasar campo magnético a través de él. Está determinada por la relación entre la inducción magnética B existente y la intensidad de campo magnético H en el interior de dicho material, de modo que la ecuación para la permeabilidad absoluta μ es:

$$\mu = \frac{B}{H} \quad \text{Ec. (2.9)}$$

Esta capacidad de un material al paso de flujo magnético se mide en Hm^{-1} .

La susceptibilidad magnética es un parámetro útil para caracterizar materiales según su comportamiento ante un campo magnético, Tabla 2.2.

NOMBRE	SUSCEPTIBILIDAD	PERMEABILIDAD
paramagnético	$0 < \chi \ll 1$	$\mu > \mu_0$
diamagnético	$\chi < 0$ y $ \chi \ll 1$	$\mu < \mu_0$
ferromagnético	$\chi \gg 1$	$\mu \gg \mu_0$

Tabla 2.2. Clasificación de materiales según su susceptibilidad y permeabilidad ante un campo magnético (modificado de Soler-Arechalde, 2006). μ_0 es la permeabilidad magnética en el vacío $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} Hm^{-1}$.

A temperaturas normales, las vibraciones térmicas del material aseguran una orientación al azar de los dipolos, por lo que la magnetización media es nula, pero al ser mayor el campo aplicado, mayor será el momento magnético neto por unidad de volumen.

El diamagnetismo resulta de momentos magnéticos negativos inducidos en todos los materiales por aplicación de un campo magnético externo, su susceptibilidad es negativa y es independiente de la temperatura, como se observa en la Figura 2.3. De modo que el momento diamagnético inducido es el mismo en cualquier orientación de la órbita respecto al campo, lo que implica que las vibraciones térmicas no afecten la susceptibilidad diamagnética.

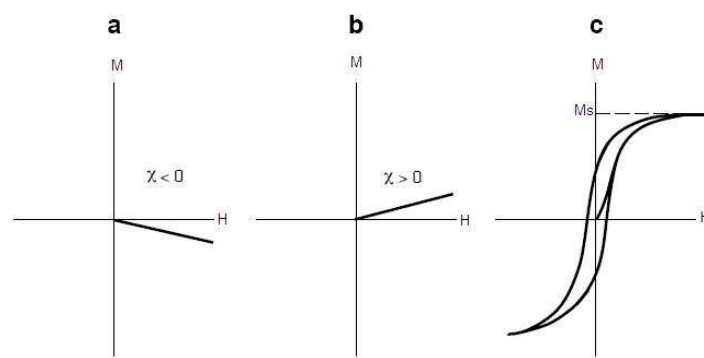


Figura 2.3. Gráfica de magnetización M contra campo aplicado H a un material a) diamagnético, b) paramagnético y c) ferromagnético. M_s es la magnetización de saturación (modif. Butler, 1992).

Los materiales paramagnéticos presentan una pequeña susceptibilidad magnética positiva, que disminuye con la temperatura y proviene de la existencia de dipolos magnéticos permanentes capaces de orientarse bajo la influencia de un campo externo.

El ferromagnetismo se caracteriza por susceptibilidad positiva y grande, se observa más fácilmente en compuestos del hierro, por ello su nombre. El valor de la susceptibilidad depende del campo aplicado y de la historia previa de la materia. Los momentos magnéticos en sustancias ferromagnéticas se originan como resultado de los magnéticos asociados al espín de los electrones, las interacciones entre espines son muy intensas que los espines se alinean

paralelamente unos a otros. Los materiales ferrimagnéticos tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente pero con distinta magnitud, resultando un momento distinto de cero aún en ausencia de campo externo (Soler-Arechalde, 2006). Para nuestro estudio, los materiales ferromagnéticos son de gran importancia, por la magnetización que retienen.

Existen sustancias en las cuales unos espines son paralelos a la alineación del campo y otros presentan dirección opuesta, resultando una magnetización nula, son llamadas antiferromagnéticas. En estas sustancias la susceptibilidad magnética es baja a temperaturas por debajo del punto de Curie (T_C), y sube la susceptibilidad cuando la temperatura se acerca a la T_C que caracteriza al material. (Soler-Arechalde, 2006).

2.4 Dominios magnéticos

Los materiales ferromagnéticos se componen de una gran cantidad de cristales microscópicos, compuestos por granos en los cuales hay regiones llamadas *dominios magnéticos*, donde el acoplamiento de los dipolos magnéticos atómicos produce esencialmente una alineación perfecta de todos los átomos. En estos dominios la magnetización es uniforme y se toma como la mayor magnetización posible en el interior del dominio, llamada magnetización de saturación (M_s). Landau y Lifschitz en 1935 propusieron el primer modelo de dominio magnético explicando cómo se equilibra la fuerza magnetostática en un cristal.

Existen tres tipos de dominios según Dunlop (1995):

- i) Dominio sencillo (DS). Contiene un solo dominio donde los cambios en la magnetización ocurren debido a la rotación simultánea de los espines atómicos.
- ii) Dominio pseudo-sencillo (DPS). Magnetización no uniforme pues ocurre en granos más grandes que los de DS, pero es similar en su comportamiento en

cuanto a la alta magnetización remanente de saturación (M_{rs}) y ante un campo magnético intenso suficiente para mover las paredes de los dominios, campo nombrado coercitivo o simplemente coercitividad (H_c).

iii) Dominio múltiple (DM). Más de un dominio, los cambios de magnetización ocurren por el movimiento de las paredes de Bloch o por la formación y deformación de dominios.

La coercitividad interna de los granos h_c es determinante para la respuesta de dominios. Las zonas de transición o de discontinuidad entre dominios magnéticos vecinos, llamadas Paredes de Bloch, permiten el cambio continuo de dirección de los espines electrónicos no apareados, esto se observa en la Figura 2.4.

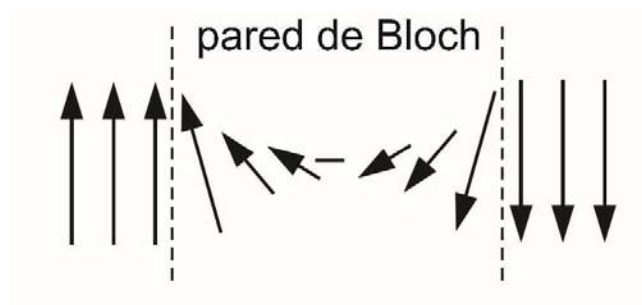


Figura 2.4. Comportamiento de momentos magnéticos atómicos en transición de un dominio a otro por medio de la pared de Bloch (modificado de Tarling, 1983).

2.5 Caracterización de materiales según su magnetización M

A partir de la dirección de alineación de los espines electrónicos, un material puede presentar una de las tres variantes del ferromagnetismo como se observa en la Figura 2.5 y a continuación se explican:

a) Ferromagnetismo. Interacciones muy intensas entre los espines que producen alineamiento paralelamente unos con otros. Los materiales ferromagnéticos pueden retener magnetización aún en ausencia de un campo externo, debido a que presentan una gran tendencia a desdoblarse en dominios, cada uno con una dirección de magnetización distinta por lo que

macroscópicamente la magnetización resulta no nula. Éste comportamiento es la base de los imanes permanentes. El origen de los momentos magnéticos o dipolos de estos materiales está asociado al espín de los electrones, pues existen interacciones entre ellos que permiten o no acoplamientos de direcciones (Soler-Arechalde, 2006).

b) Antiferromagnetismo. El acoplamiento por parejas resulta un espín paralelo a la alineación del campo y el otro tiene dirección opuesta, por lo que el resultado es una magnetización nula del material. Ejemplos de materiales: hematita, hierro y níquel. En algunos casos, se observa una magnetización débil debido a defectos o vacancias en la red cristalina, o aquellos casos en que el antiparalelismo no es perfecto, llamado *spin canting* (Butler, 1992).

c) Ferrimagnetismo. Presentan dos capas internas de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente pero con magnitud distinta, obteniendo una magnetización distinta de cero aún en ausencia de un campo externo. La magnetita (Fe_3O_4) es un material ferrimagnético y es el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas (Soler-Arechalde, 2006).

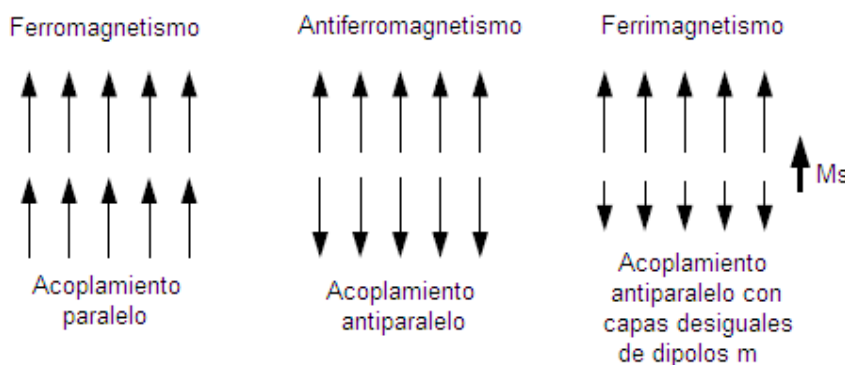


Figura 2.5. Acoplamiento de los momentos dipolares m , asociados a espines electrónicos, conforme a la respuesta del material ante un campo magnético (modf. Butler, 1992).

El ferrimagnetismo presenta dipolos antiparalelos pero de magnitud distinta por lo que resulta una magnetización de saturación M_s (aún sin campo externo) distinta de cero.

2.5.1 Temperatura de Curie y Punto de Néel

La composición química de los minerales ferromagnéticos determina tres propiedades de la magnetización remanente: la temperatura de Curie T_C , el punto de Néel P_N y la magnetización de saturación M_s .

T_C es la temperatura a la cual el material pierde la capacidad de retener el magnetismo, cambia su condición de ferromagnética a paramagnética. Debajo de esta temperatura el comportamiento de los átomos produce el acoplamiento de los dipolos en dirección del campo magnético aplicado. Para la mayoría de las rocas $T_C < 600^\circ \text{ C}$. P_N es el punto análogo a T_C para los materiales antiferromagnéticos.

M_s es la magnetización máxima que un material puede guardar de acuerdo a los dominios de la red cristalina que lo forme.

2.6 Ciclo de Histéresis

Los materiales ferromagnéticos bajo un campo magnético presentan un comportamiento particular cuando cesa la aplicación del campo, el material no anula completamente su magnetización, sino que permanece una magnetización residual.

Al graficar la magnetización \mathbf{M} de un material ferromagnético en función del campo magnético aplicado \mathbf{H} , resultan curvas distintas cuando se aumenta \mathbf{H} y cuando éste disminuye, es decir, se observa una inercia, un retardo del efecto del campo sobre el material, a este fenómeno se le conoce como histéresis.

El ciclo de histéresis permite definir las características de magnetización de los minerales ferromagnéticos y, al analizar las curvas del ciclo, es posible inferir el tipo de dominio magnético del mineral estudiado.

En la figura 2.6 se observa el diagrama del ciclo de histéresis para un dominio sencillo (DS). Al cesar la aplicación de un campo magnético externo \mathbf{H} sobre un material ferromagnético, el material produce una magnetización residual M_r . en la Figura 2.6.

Al valor del campo magnético aplicado a partir del cual se presenta magnetización residual se le llama coercitividad H_c . Son conocidos los valores H_c para minerales ferromagnéticos con determinado tipo de dominio: Para la magnetita (dominio pseudo sencillo DPS) $H_c \approx 150$ mT; para rocas ricas en titanomagnetita los valores para H_c y M_r/M_s son cercanos a 300 mT, debido a que su red cristalina es también DPS.

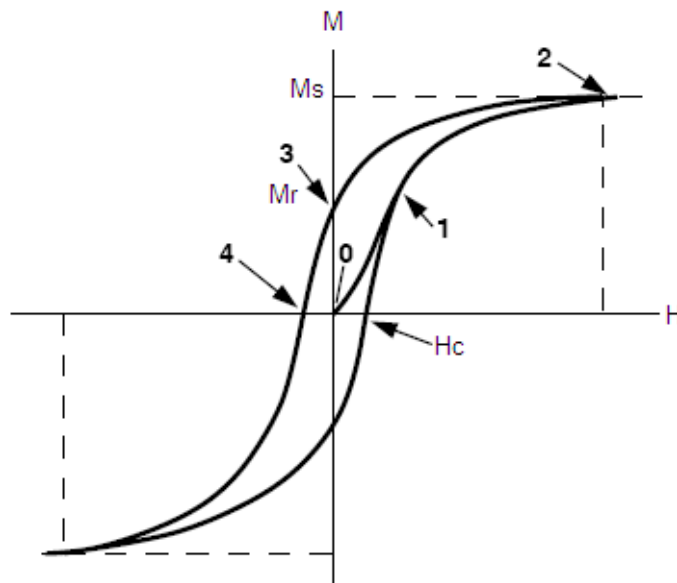


Figura 2.6. Diagrama del ciclo de histéresis para una muestra sintética que contiene partículas con DS de magnetita dispersadas en 5% del volumen total (modificado de Buttler, 1992). Donde H_c es la coercitividad, campo requerido para mover las paredes del dominio y obtener magnetización M ; M_s magnetización de saturación del dominio producida por el intercambio de espines atómicos; M_r magnetización residual, magnetización que permanece en el material en ausencia de \mathbf{H} . En el ciclo de histéresis se observa en 1 el incremento de H_c hasta alcanzar M_s en 2, posteriormente disminuye \mathbf{H} y se observa M_r en 3 y finalmente la magnetización disminuye hasta 4 donde es cero y se observa el proceso inverso.

En el ciclo de histéresis, partiendo del origen, la aplicación inicial de un campo magnético H lleva al dominio a adquirir magnetización paralela a H , región de la curva con puntos 0, 1 y 2. Si el campo aplicado incrementa a un nivel suficiente todos los granos del dominio se alinearan con el campo, punto 2, obteniendo el material magnetización de saturación M_s . La M_s depende linealmente de la concentración del mineral ferromagnético. Eliminando el campo aplicado, M decrece, puntos 2 a 3. Tras remover H , surge la magnetización residual M_r . La magnetización llega a cero y un campo magnético opuesto debe ser aplicado. M decrece a través de los puntos 3 a 4 y el campo magnético requiere una fuerza suficiente, coercitividad H_c , para llevar M a cero. El ciclo de histéresis se completa conduciendo al material a la saturación en la dirección negativa. El ciclo vuelve a la saturación en la dirección positiva (Butler, 1992).

2.7 Tipos de magnetización

Existen varias maneras en que un material adquiera magnetización en presencia de un campo magnético: por vía química, térmica, por sedimentación, esfuerzos, de forma rápida o en muy largos periodos. Un material al ser medido presenta una magnetización, denominada magnetización remanente natural (NRM por las siglas del inglés Natural Remanent Magnetism), que es la suma de la magnetización primaria (adquirida al momento de la formación del material), las secundarias (a través de su vida) y la inducida. Para este estudio nos interesan en particular dos tipos de magnetización según su forma de adquisición: la termorremanente y la detrítica.

2.7.1 Magnetización termorremanente TRM

Magnetización adquirida por un mineral magnético al enfriarse lentamente después de estar sujeto a temperaturas por encima de la Temperatura de Curie

del mineral, y en presencia de un campo magnético, se muestra en Figura 2.7. Existe un modelo propuesto por Néel que proporciona matemáticamente el resultado de este proceso, ver Anexo A7. Esta magnetización en ocasiones puede ser estable durante grandes periodos de tiempo. El límite térmico en que un material puede retener magnetismo es la T_C .

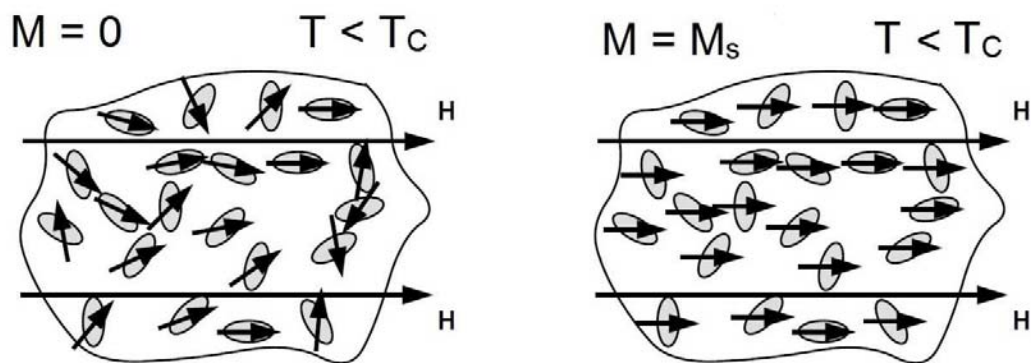


Figura 2.7. Adquisición de magnetización termorremanente. Donde M es magnetización, M_s magnetización de saturación, T temperatura y T_C temperatura de Curie (modif. Butler, 1992). Alcanzada la T_C $M=0$, cuando se enfría el material adquiere la M_s conforme disminuye la temperatura, manteniéndose permanente la magnetización.

Los materiales arqueológicos estudiados, como pisos quemados y hornos adquirieron su magnetización de forma termorremanente.

2.7.2 Magnetización remanente detrítica (DRM)

Esta magnetización es adquirida durante la deposición y litificación de las rocas sedimentarias en presencia de un campo magnético, se esquematiza en la Figura 2.8. En la mayoría de los ambientes sedimentarios el mineral magnético dominante es la magnetita o titano-magnetita pobre en titanio (Butler, 1992).

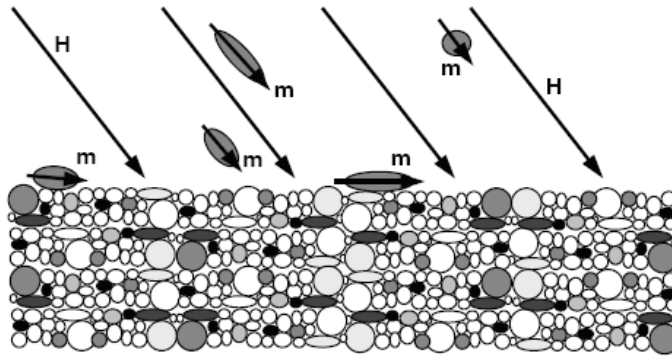


Figura 2.8. Esquema de granos ferromagnéticos con momentos magnéticos m depositándose bajo la influencia de un campo magnético H (Butler, 1992).

Este modelo considera que sólo las partículas ferromagnéticas son afectadas por el campo magnético permitiendo su alineación. Los granos ferromagnéticos elongados con el momento magnético en el eje mayor tienden a rotar hacia el plano horizontal, resultando una menor inclinación. Las desviaciones de dirección que pueden sufrir estos sedimentos se manifiestan en errores de inclinación magnética (Butler, 1992).

Para este estudio la TRM es la forma en que fueron magnetizados los pisos arqueológicos no quemados.

CAPÍTULO III. BASES TEÓRICAS DE ARQUEOMAGNETISMO

3.1 Introducción

El arqueomagnetismo es el estudio de materiales arqueológicos que contienen óxidos de hierro, por lo que pueden registrar la variación del campo geomagnético y ser caracterizados mediante experimentos de propiedades magnéticas.

Existen diversas investigaciones arqueomagnéticas:

- 1) Estudios de variaciones espacio-temporales del campo geomagnético en zonas de interés;
- 2) Datación de estructuras y eventos;
- 3) Identificación de instrumentos que indicarían el conocimiento del campo geomagnético por diversas culturas;
- 4) Estudio de orientaciones de construcciones; y
- 5) Propiedades magnéticas de materiales empleados para la elaboración de objetos con el objetivo de identificación de fuentes.

Para tales investigaciones se trabaja con materiales posibles de magnetizar que hayan sido expuestos a altas temperaturas (como pisos o muros quemados, hornos, temazcales, etc.), o que fueron constituidos por un proceso de sedimentación (como el fraguado de un piso o incluso una pintura mural); si se puede determinar la dirección de la magnetización del material e intersecta la curva de variación del campo geomagnético de la región de estudio, se puede determinar una datación arqueomagnética.

3.2 Adquisición de magnetización

Debido a la presencia de minerales magnéticos en las rocas, éstas pueden servir de registro de la intensidad y dirección (inclinación y declinación) del campo magnético terrestre al momento en que fueron formadas. Esto se explica porque los minerales magnéticos en las rocas a temperaturas mayores a la de Curie, T_C no pueden guardar magnetización alguna, se borra la magnetización previa, y al enfriarse lentamente, por debajo de T_C , se reorganizan los momentos magnéticos del mineral siguiendo la dirección del campo geomagnético presente, “registrándose” en la roca la magnetización termo remanente (TRM).

Esta propiedad de las rocas se observó desde el siglo XVIII, comenzando los estudios del paleomagnetismo, de modo que para el siglo XX, se formalizó el estudio del campo magnético terrestre en el pasado empleando rocas y minerales que registraron sus características. El paleomagnetismo da un marco de referencia para comparar la variación de la dirección e intensidad del campo magnético terrestre en el tiempo, y, servir como un método para conocer la edad de las rocas. Los materiales arqueológicos con óxidos de hierro pueden registrar el CMT, de modo que pueden ser caracterizados por sus propiedades magnéticas y datados por comparación de dirección geomagnética.



Figura 3.1. Proceso de adquisición de TRM en un horno (Soler-Arechalde, 2006).

Algunos materiales arqueológicos susceptibles de ser datados por arqueomagnetismo son: hornos, fogones, comales, temazcales, pisos, techos y muros; que después de ser expuestos al fuego, a temperaturas por encima de la temperatura de Curie del mineral presente, adquirieron TRM registrando la dirección e intensidad del campo magnético presente al momento de su última exposición, como se representa en la Figura 3.1.

Los materiales arqueológicos magnetizables que no hayan sido expuestos a altas temperaturas, pero que fueron constituidos en un proceso en el que los minerales magnéticos se depositaron, como el caso de pisos no quemados y apisonados, adquieren magnetización detrítica DRM (explicada en el Capítulo II).

Elementos arqueológicos como la pintura mural, pueden adquirir magnetización remanente pictórica PiRM (Chiari y Lanza, 1997), debido a que los pigmentos usados por las culturas antiguas se realizaban con minerales con alto contenido de óxido de hierro, como la hematita que era molida y disuelta en líquido. En la Figura 3.2 se observa los minerales de la pintura orientándose con el campo magnético tras ser aplicada y al momento en que se seca la pintura se registra la orientación del campo en los minerales. La PiRM depende de la viscosidad de la pintura, el contenido de hematita y tamaño de grano, así como de la porosidad y rugosidad de la superficie del muro en que fue aplicada (Chiari y Lanza, 1997).

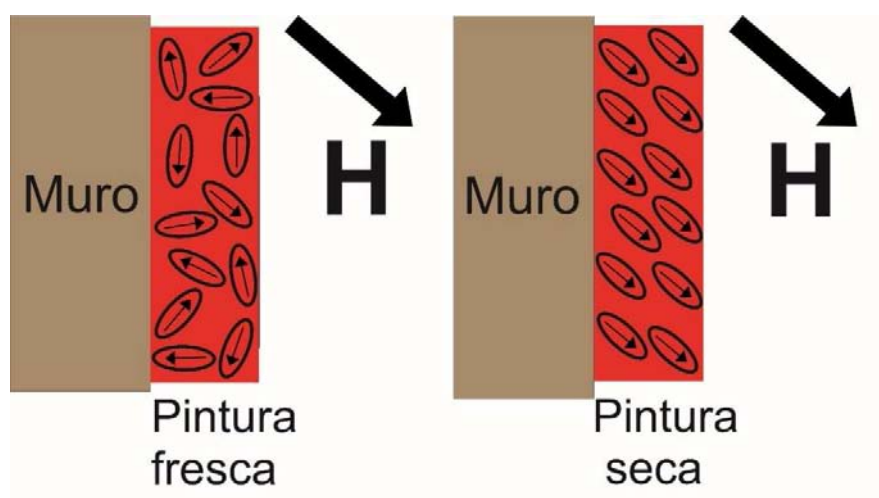


Figura 3.2. Esquema del proceso de adquisición de magnetización pictórica (basado en Chiari y Lanza, 1997). Este proceso es similar en la adquisición de magnetización en muros y estucos.

La adquisición de PiRM es similar a la magnetización registrada en estucos y muros sin pintura mural, siempre que haya sido construido con minerales magnéticos. Metodológicamente se debe hacer una corrección en la inclinación magnética de este tipo de muestras, pues la componente vertical se ve afectada por la disposición de los momentos magnéticos del mineral.

3.3 Medición de la magnetización

Las mediciones obtenidas de un espécimen son las componentes del momento magnético del espécimen (m_x , m_y , m_z) en coordenadas de la muestra, realizadas por un magnetómetro de giro. A través del programa de computo REMA6 obtenemos la declinación, inclinación y magnitud de la magnetización remanente del espécimen.

3.4 Correcciones sistemáticas de sistema de referencia

En el tratamiento de datos se realizan diversos procesos, primeramente se transforman las direcciones de la magnetización del espécimen a través de dos tipos de correcciones sistemáticas: corrección geográfica y corrección de declinación del campo magnético.

3.4.1 Geográfica

La *corrección geográfica* consiste en transformar las coordenadas de la muestra a coordenadas geográficas. Para esto necesitamos la orientación del espécimen (medida in situ), su volumen V y las componentes del momento magnético (m_x , m_y , m_z). Para cada espécimen el momento magnético total m es

$$m = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} \quad \text{Ec. (3.1)}$$

y la intensidad de magnetización remanente natural NRM es

$$NRM = \frac{m}{V} \quad \text{Ec. (3.2)}$$

La inclinación y declinación en coordenadas del espécimen (I_c D_c) son:

$$I_c = \tan^{-1} \left(\frac{m_z}{\sqrt{m_x^2 + m_y^2}} \right), \quad D_c = \tan^{-1} \left(\frac{m_y}{m_x} \right) \quad \text{Ec. (3.3), (3.4)}$$

Con el *rumbo y echado*, se debe rotar la dirección de la NRM al rededor del eje local del rumbo A (azimut con respecto al norte geográfico del sitio), en este caso del azimut medido, por un monto igual al del echado B (inclinación con respecto a la horizontal del sitio). Esta rotación se efectúa con la siguiente matriz:

$$R = \begin{bmatrix} \cos A & -\sin A \cos B & \sin A \sin B \\ \sin A & \cos A \cos B & -\sin B \cos A \\ 0 & \sin B & \cos A \end{bmatrix} \quad \text{Ec. (3.5)}$$

3.5 Representación de magnetización

Las direcciones ya corregidas se representan a través de una red, consiste en desplegar visualmente esta información utilizando una proyección sobre una esfera. La proyección utilizada en este trabajo es la de igual-área o de Schmidt, que asigna un área sobre la esfera correspondiente a un cono de vectores alrededor de un vector central, esta área permanecerá constante sin depender de la dirección del vector central. Esta proyección es la más útil para el caso de datos de análisis de direcciones.

Entonces se observarán puntos sobre una red estereográfica (esfera) para las NRM, que se encontrarán dentro de un área circular con vector central que funge como polo. Los materiales pueden tener una o varias magnetizaciones, una de ellas debe ser la primaria M_p y la(s) otra(s) magnetización secundaria M_s . En la

Figura 3.3 observamos un ejemplo de representación sobre esfera correspondiente a la corrección de rumbo y echado.

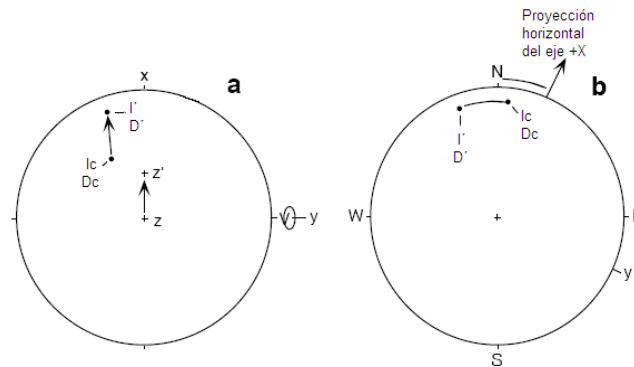


Figura 3.3. Corrección geográfica sobre una esfera (modificado de Butler, 1992).

- a) La inclinación y declinación de la dirección NRM de un espécimen en coordenadas de la muestra (I_c, D_c) pasa a (I', D') al rotar el eje Z hacia la horizontal del sitio. b) El eje de la muestra va a la posición geográfica rotando hacia el azimut.

Para obtener la magnetización principal y las secundarias, existen dos tipos de tratamiento desmagnetizador: Campos alternos y térmico.

3.6 Desmagnetización mediante campos alternos

El método consiste en aplicar un campo débil a la muestra, causando que los granos de menor o igual coercitividad h_c a la del campo aplicado H_c se alinean paralelos a él; al reducirse el campo, la magnetización de estas partículas queda desordenada, por lo que sólo quedarán las remanencias de las partículas con coercitvidades mayores que la del campo aplicado. Con incrementos sucesivos del campo aplicado, medimos la remanencia tras cada incremento, obteniendo el espectro de coercitividad, graficando en función del campo aplicado. Técnica recomendada para el tratamiento de rocas ígneas, pues presentan una NRM muy estable que perdura en el tiempo. Este método fue el utilizado para desmagnetizar las muestras de este trabajo.

3.7 Desmagnetización térmica

Se calienta la muestra a temperaturas por debajo de T_C para minerales ferromagnéticos y dejamos que se enfríe a temperatura ambiente en un campo magnético nulo. Esto produce que los granos con temperatura T_C menor a la temperatura expuesta adquieran magnetización termorremanente en $H=0$, lo que implica borrar la NRM que portan los granos. Este método se emplea para rocas con hematita dominante en su composición.

3.8 Dirección magnética principal

La magnetización M que presenta un material decrecerá conforme se apliquen campos alternos para desmagnetizar dicho material. En la Figura 3.4, observaremos la transformación del vector de magnetización $M_0=NRM$ actual, del punto 0 - 6, sujeto a desmagnetización. Entre los puntos 1 - 3 cambia su dirección y magnitud, la magnetización en el punto 1 ($M1$) es de mayor magnitud que $M2$ y tienen distinta dirección. A partir del punto 3 al 6 se puede que el vector de magnetización ya no cambia su dirección, sólo decrece su intensidad, esto debido a que se ha llegado a la NRM principal o característica (NRM_p), es decir la magnetización grabada debido al campo magnético al que se encontraba sujeto cuando se formó el material, o cuando fue expuesto a temperaturas mayores a la de Curie. Para obtener las componentes de magnetización M a través del tratamiento desmagnetizador, se emplea una herramienta llamada *Diagrama de Zijderoeld* DZ , en el que se combina la intensidad y los cambios en la dirección de M , ver Figura 3.5. El punto final del vector de magnetización M es proyectado como dos puntos en dos planos ortogonales; el plano horizontal contiene el vector $\sqrt{x^2 + y^2}$, y el vertical contiene a $x\sqrt{x^2 + y^2}$ ó $y\sqrt{y^2 + z^2}$, donde x, y, z son sus componentes referidas a los ejes coordenados:

$$x = m \cos I \cos D, \quad y = m \cos I \sin D, \quad z = m \sin I \quad \text{Ec. (3.6), (3.7), (3.8)}$$

En el DZ se representa el eje X como Norte, $-X$ como Sur (o abajo), Y Este y $-Y$ Oeste. La distancia al origen es proporcional a la intensidad de M , por lo que se formarán trayectorias sobre los planos de DZ de acuerdo con los cambios de dirección (inclinación y declinación) e intensidad.

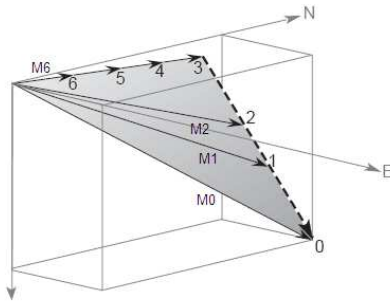


Figura 3.4. Vector de magnetización M (modif. de Butler, 1992). Se observa M_0 y M_1 a M_6 es M resultante de los campos alternos aplicados.

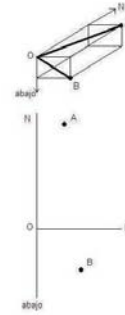


Figura 3.5. Construcción del Diagrama de Zijderveld (mod. Butler, 1992). Donde A y B son las puntas del vector de magnetización.

El caso mostrado en la figura 3.5 es prácticamente ideal, pues lo más común es que se superpongan direcciones en DZ y por tanto hay superposición de los espectros de coercitividad. Resolver las direcciones de dos magnetizaciones superpuestas es complejo, observe la Figura 3.6. Y únicamente en el caso que las dos direcciones, M_p y M_s , tengan una superposición no muy grande es que es posible obtener las componentes de la magnetización.

En casos de magnetizaciones traslapadas se recomienda el uso de *círculos de remagnetización*, esto es, si M_p y M_s están siendo desmagnetizadas simultáneamente los vectores resultantes después de cada desmagnetización definirán un círculo en una red estereográfica, llamado círculo de remagnetización; la intersección de círculos de remagnetización de varios especímenes se usa para encontrar las componentes de la magnetización principal o característica. Para un material con M uniforme y que posea NRM_p y NRM_s coincidirán los círculos de remagnetización obtenidos; si existiera dispersión o traslape en alguna componente, los círculos no

coincidirán, pero tenderán a converger en un punto o polo (cuando se alcance la dirección característica cerca del origen), observe la Figura 3.7. Este es el método de componentes principales (Kirschvink, 1980), haciendo el mejor ajuste por planos con una desviación angular máxima (MAD por su siglas en ingles) para la aproximación. Ver Anexo A8.

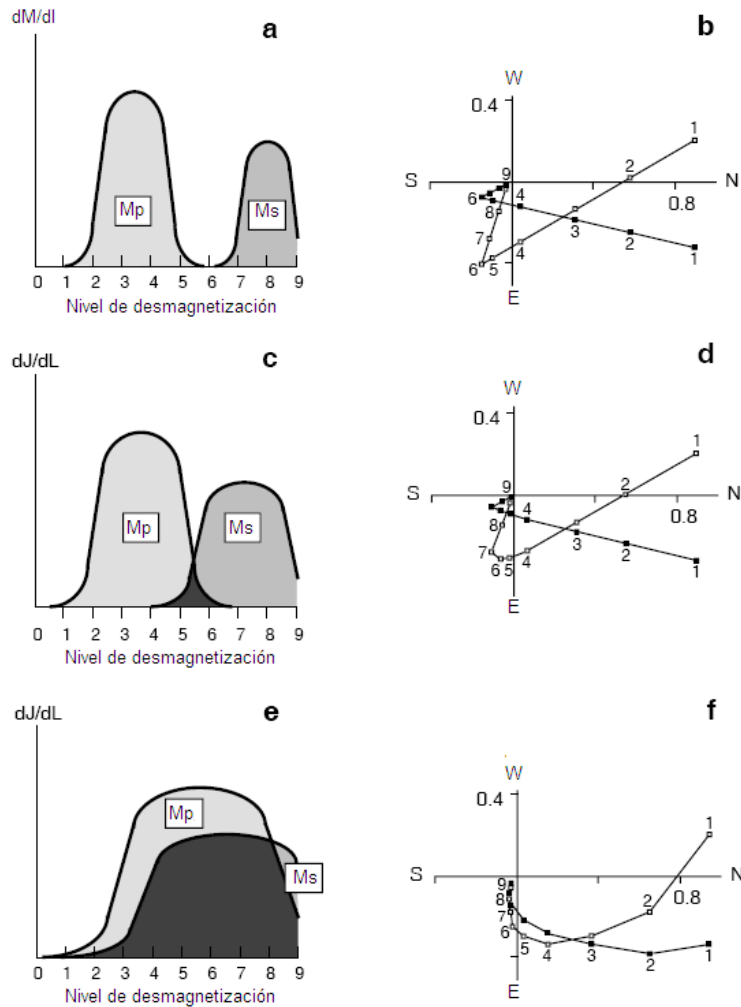


Figura 3.6. Esquema de traslape de espectros de desmagnetización (modif. Butler, 1992).

El espectro de magnetización se obtiene graficando el cambio de M en el espécimen (dM/dI) a través de cada desmagnetización. M_p es dirección principal de M y M_s es la dirección secundaria. Observamos para a), c) y e) el diagrama de Zijderveld correspondiente b), d) y f).

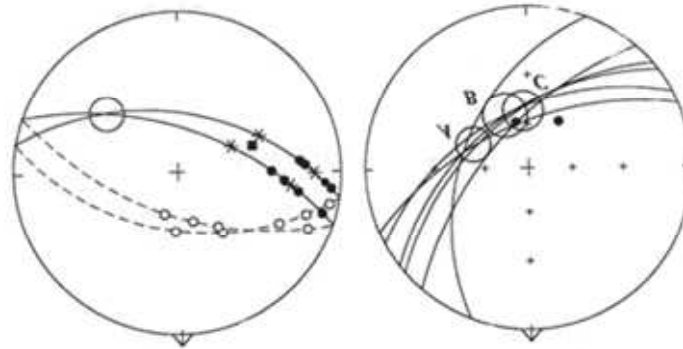


Figura 3.7. Círculos de remagnetización para determinar componentes de la magnetización (McFadden y McElhinny, 1988). Los puntos y asteriscos señalan los puntos de vectores magnetización que se traslapan y que tenderán hacia los puntos A, B y C, que determinarán la dirección de magnetización del espécimen.

3.9 Métodos estadísticos

La estadística empleada para determinar direcciones medias en los vectores de magnetización M como en los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional; la más utilizada es la de Fisher (1953), sugerida para el análisis de datos paleomagnéticos (Demarest, 1983).

Para obtener las intersecciones de dirección de la muestra con la curva de referencia se utiliza la Estadística Bayesiana aplicada a Fisher.

3.9.1 Estadística Fischer

La distribución Fisher ve a las direcciones de los vectores de NRM de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, cada una de las direcciones con peso unitario. La función de densidad de Fisher da la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área, centrada en su dirección media.

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \quad \text{Ec. (3.9)}$$

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión κ es

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right) \quad \text{Ec. (3.10)}$$

donde N es el número de especímenes y R la magnitud del vector resultado de cosenos directores totales del espécimen, desarrollo estadístico Ver Anexo A9.

Para obtener una dirección media, tras el tratamiento estadístico, es necesario dar un límite de confiabilidad llamado a_{95} pues nos da una confiabilidad de 95% de que la declinación e inclinación de la magnetización se encuentren dentro del área; así:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left(\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \quad \text{Ec. (3.11)}$$

3.9.2 Estadística Bayesiana

La datación arqueomagnética exhibe errores experimentales que pueden ser considerables, principalmente están relacionados con la estimación de fechas por otras fuentes como secuencias estratigráficas, registros históricos o métodos cronométricos. Metodológicamente se ve en desventaja respecto a otros métodos de datación debido a la distribución desigual de datos en tiempo y espacio, la variabilidad del número de especímenes tomados para cada muestra o sitio, que deriva en variaciones, y alta incertidumbre en las dataciones arqueomagnéticas. En 2004, Lanos propone un modelo jerárquico basado en la inferencia bayesiana para construir la curva de calibración y determinar la datación arqueomagnética realizando la comparación de la dirección principal de magnetización con la curva maestra por periodos, llamados ventanas de tiempo, de modo que varía

el tamaño de las ventanas para comparar y realiza un promedio de las posibles intersecciones (Lanos et al, 2005). El resultado de la comparación es una curva envolvente de la interpolación de intersecciones posibles. La curva generada representa en el eje ordenado el periodo de tiempo probable en que la dirección principal coincide con la del campo geomagnético en el pasado, y en el eje de las abscisas se presenta el porcentaje de confiabilidad de que ese periodo de tiempo sea probable. La técnica de ventanas de tiempo móviles promedio se adapta muy bien para varias fechas distribuidas a lo largo del tiempo. Cabe aclarar que el método es apto para una región, no es una aproximación global.

La estadística bayesiana corrige la perturbación en los resultados debida a la variabilidad del número de especímenes tomados de cada muestra o sitio. La precisión de la curva de intersección generada es controlada por medio de estadística de elipses jerarquizadas, usando los ángulos de confianza de la muestra (α_{95}). La jerarquía del método es, de menor a mayor: espécimen, muestra, sitio.

Matemáticamente, el propósito de la distribución elíptica bayesiana es revelar la influencia de la amplitud de la ventana de tiempo en que se efectúa la comparación, debido al carácter condicional de la probabilidad de Bayes.

Se puede aplicar el Teorema de Bayes a un método estadístico cualquiera, como a la estadística Fisher que se usa en el paleomagnetismo, convirtiéndose en estadística Bayesiana con el enfoque necesario para determinar el nivel de confianza de una determinada dirección de magnetización comparada con una curva maestra de variación secular. A continuación el planteamiento de Bayes (1763), la aplicación a Fisher y la determinación del parámetro α_{95} .

Teorema de Bayes. Sea $\{A_1, A_2, \dots, A_i, \dots, A_n\}$ el conjunto de sucesos mutuamente excluyentes y exhaustivos, tales que la probabilidad de cada uno

de ellos es distinta de cero. Sea B un suceso cualquiera del que se conocen las probabilidades condicionales $P(B|A_i)$. Entonces, la probabilidad $P(A_i|B)$ es:

$$P(A_i|B) = \frac{P(B|A_i)P(A_i)}{P(B)} \quad \text{Ec. (3.12)}$$

Donde $P(A_i)$ son las probabilidades a priori, $P(B|A_i)$ es la probabilidad de B en la hipótesis A_i , y $P(A_i|B)$ son las probabilidades a posteriori. Para cualquier evento A_i dado B, se puede calcular la probabilidad condicional $P(A_i|B)$ usando la Regla de Bayes:

$$P(A_i|B) = \frac{P(B|A_i)P(A_i)}{\sum_{k=1}^n P(B|A_k)P(A_k)} \quad \text{Ec. (3.13)}$$

En el contexto de la estadística de Fisher, el factor de precisión κ para la determinación de una dirección principal, quedaría de la siguiente forma bayesiana K_B :

$$\frac{1}{K_B} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{K_x} + \frac{1}{K_y} \right) = \frac{m_i}{2} \left(\frac{W_{Ii} + W_{Di}}{W_{Ii}W_{Di} - W_{IDi}^2} \right) \quad \text{Ec. (3.14)}$$

Donde K_x y K_y son la componente en x y y de K respectivamente; m_i es el número de sitios estudiados; y W el factor de peso para inclinación (W_{Ii}), declinación (W_{Di}) y sus combinaciones ($W_{Ii}, W_{Di}, W_{IDi}^2$).

De modo de que la Ec. (3.9) se convierte en una función de densidad de probabilidad Bayesiana que define la jerarquía polar para estadística Fisher:

$$P(\theta, \varphi) \approx \frac{K_B}{4\pi \sinh K_B} e^{(K_B \cos \theta)(\sin \theta)} \quad \text{Ec. (3.15)}$$

Considerando una muy buena aproximación de la estadística Fisher a la función de distribución Gaussiana bivariada, se obtiene un factor de concentración de

direcciones suficientemente grande y las varianzas de los diferentes niveles de jerarquización pueden ser remplazados por los factores de concentración bayesianos.

Finalmente el error de la estimación Bayesiana para la dirección principal de un campo magnético α_{95i} queda determinado por:

$$\alpha_{95i} = \frac{t_{\beta F}}{\sqrt{m_i K_{B0}}} = \frac{t_{\beta F}}{\sqrt{\sum_{j=1}^{m_i} \frac{1}{\frac{1}{K_i} + \frac{1}{r_{ij} K_{ij}}}}}$$

Ec. (3.16)

Donde $t_{\beta F}$ es el factor de confianza para estadística Fisher tomando la probabilidad de $\beta = 0.05$ de que se concentran los resultados esperados en función de la cantidad de sitios disponibles m_i ; K_{B0} es el factor de concentración bayesiano en el caso específico en que los sitios tengan la misma fecha (i.e. $P_{ij} = 1$ y $\sigma_{ii}^2 = 0$, entonces $W_{IDi} = 0$); y r_{ij} es el número de muestras disponibles de un sitio.

El error resultante de las fuentes de dispersión es aleatorio. Si en el proceso existieran errores sistemáticos, éstos deben ser corregidos previamente para que no se incremente el α_{95i} por este caso.

Del trabajo de Lanos se observa que el número de especímenes n_{ij} que conforman una muestra es suficiente si se encuentra entre 10 y 30, pues el coeficiente de confianza no mejora demasiado si se aumentan los especímenes, como se muestra en la Tabla 3.1. El mismo comportamiento se observa para el número de muestras r_{ij} y de sitios m_{ij} estudiados que conforman una región.

No. de especímenes muestras o sitios n_{ij} , r_{ij} , m_{ij}	$t_{\beta F}$
2	6.16
3	3.73
4	3.21
5	2.99
6	2.86
7	2.79
8	2.73
9	2.70
10	2.67
30	2.51
100	2.47
∞	2.45

Tabal 3.1 Valores del coeficiente de confiabilidad bayesiano para Fisher (modif. de Lanos, 2005). El valor de $t_{\beta F}$ esta dado para probabilidad $\beta = 0.05$ de ser excedido por el incremento de especímenes n_{ij} , muestras r_{ij} o sitios m_{ij} .

3.4 Comparación de dirección principal y la curva de referencia.

Con las direcciones características de los especímenes se calcula la media de los valores, así se obtiene la dirección media de la muestra. Esta dirección se compara, la declinación e inclinación, en coordenadas geográficas (latitud, longitud), con la curva de variación secular de Mesoamérica para nuestro estudio, desarrollada por Soler-Arechalde (Soler-Arechalde, 2014). Los puntos de coincidencia corresponderán a fechas arqueomagnéticas probables. Se realizó una corrección por medio del dipolo de las correcciones obtenidas en Guachimontones para poder comparar con la curva de variación secular para el centro de México - Teotihuacán (Soler-Arechalde, 2014).

3.4.1 Programa Ren-Date

Lanos introdujo el marco de la estadística bayesiana a la datación arqueomagnética con su programa Ren-Date (Lanos y Dufresne, 2008), el cual una vez obtenidas las direcciones medias de un artefacto arqueológico, calcula la densidad de probabilidad de las posibles fechas para cada elemento del campo geomagnético a través de la comparación con la curva de variación secular del sitio. La datación es obtenida por la combinación de todas las densidades probables, con la finalidad de encontrar la solución más probable.

3.5 Selección de fecha arqueomagnética.

Las fechas probables se presentan al especialista (arqueólogo o historiador) que está a cargo del proyecto arqueológico para que con elementos de Arqueología e Historia seleccione alguna o varias fechas probables. Si además se cuenta con datación por ^{14}C las muestras obtenidas se pueden delimitar estratigráficamente. Tras la selección se presenta la datación arqueomagnética definitiva.

CAPÍTULO IV. LA CURVA DE VARIACIÓN SECULAR GEOMAGNÉTICA DE MÉXICO

4.1 Antecedentes

En el método geomagnético es determinante las características paleomagnéticas de la zona de estudio, por ello es imperante reconstruir el pasado del campo geomagnético en dicha área. La construcción de curvas de variación secular para declinación e inclinación se basa en la hipótesis fundamental del paleomagnetismo: el campo geomagnético es geocéntrico, axial y dipolar (GAD), por lo que se puede inferir que la dirección del campo geomagnético en el pasado registrado en los materiales, está en función de la latitud en donde se formaron estos materiales y de ahí inferir la dirección del polo virtual geomagnético VGP en el sitio de estudio (Soler-Arehalde, 2006).

Basada en eventos volcánicos, registros geológicos y demás datos que aporten certeza de la paleodirección magnética, la construcción de la Curva es un proceso largo y de continua retroalimentación. Para México, en el área conocida antiguamente como Mesoamérica, Soler-Arechalde ha ido construyendo una Curva Maestra que sustente la datación arqueomagnética, dicha Curva actualmente contiene datos desde el occidente al sureste, Jalisco a Chiapas, pero sigue en construcción (Soler-Arechalde, 2006).

Mesoamérica es un área comprendida por el centro y sur de México, así como Guatemala, Belice, El Salvador y el oeste de Honduras, donde se desarrollaron civilizaciones entre el 2000 a.C. y el 1521 d.C., su frontera norte geográfica comprende los estados mexicanos de Michoacán, Hidalgo, México y Veracruz.

La cronología mesoamericana ha estado basada en secuencias estratigráficas ajustadas mediante cerámica, estilos arquitectónicos y dataciones absolutas mediante ^{14}C . Las diversas correlaciones entre calendarios prehispánicos y cristianos, dataciones anómalas de ^{14}C , el mejoramiento de técnicas de ^{14}C y el desarrollo de otras técnicas de datación como hidratación de obsidiana y termoluminiscencia, conducen a una revisión de dicha cronología. En las investigaciones arqueológicas se emplea cada vez más el arqueomagnetismo como herramienta que puede proveer una precisión no alcanzada aún por los métodos radiométricos (Tarling, 1983).

Los primeros estudios arqueomagnéticos en Mesoamérica fueron realizados por Nagata y colaboradores en 1965 sobre alfarería de Cuicuilco, al sur de la Ciudad de México (Urrutia, 1975). Daniel Wolfman en 1969, tomó las primeras muestras para datación arqueomagnética y cuatro años después publicó una nueva cronología para Mesoamérica entre el año 1 y 1200 d. C. (Wolfman, 1973), ver detalles en Anexo A10. Wolfman se basó en la distribución y orden cronológico de los polos virtuales geomagnéticos por estratigrafía, estilo de cerámica y arquitectónico, así como de dataciones de ^{14}C disponibles, reconociendo que son insuficientes para una descripción adecuada de la variación secular del campo geomagnético (Wolfman, 1990).

La investigación arqueomagnética en México realizada por Soler-Arechalde y colaboradores a partir de 1999 plantea la necesidad de obtener mejor y mayor información de la que Wolfman obtuvo para así mejorar la curva de referencia de variación secular para Mesoamérica. El presente trabajo pretende contribuir en la variación secular por dirección.

4.2 Construcción de la Curva Maestra de Mesoamérica

El primer gran esfuerzo para Mesoamérica fue realizado por Wolfman entre 1969 y 1984, cuando colectó más de 78 muestras y construyó la primera curva de variación secular para Mesoamérica del año 1 al 1200 dC, que fue publicada en el capítulo del libro *Archaeomagnetic Dating* (Wolfman, 1990). Las muestras provenían de México, Guatemala, Honduras y El Salvador, la mayoría estaban datadas mediante estilo cerámico y posición estratigráfica. Las muestras en su totalidad eran quemadas y sólo 10 fueron desmagnetizadas.

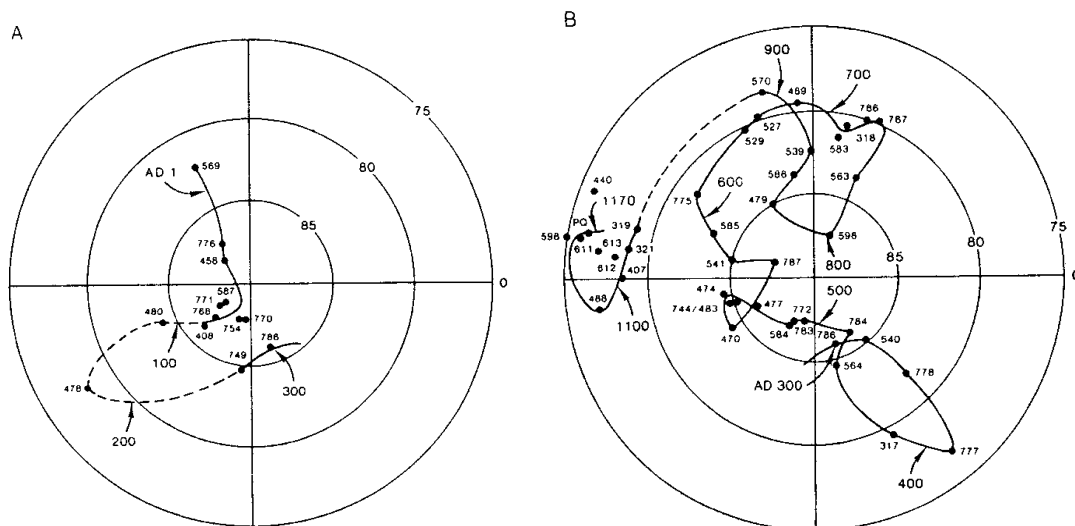


Figura 4.1 Curva de variación secular para Mesoamérica (Wolfman, 1990).

En A) se observa la variación del 1 al 300 dC, y en B) se muestra del 300 dC al 1200 dC.

La curva fue presentada en 2 fragmentos 1 al 300 dC y del 300 dC al 1200 dC., ver Figura 4.1. La curva fue presentada en base a la distribución de la posición de los Polos Virtuales Geomagnéticos (VGP) en orden estratigráfico de acuerdo con su posición estratigráfica, estilo cerámico y arquitectónico. Por lo que no se descarta la posibilidad de cambios al realizarse más investigaciones. Se muestran discontinuidades entre el 100 y el 300 dC y entre el 900 y el 1100 dC, debido a la falta de muestras para dichos períodos. Wolfman discute que también se esperan

cambios pues muchos de los períodos que caracterizan la cerámica o arquitectura son mayores a 300 años, pero que las posiciones de las muestras en la curva tienen un correcto orden estratigráfico. También se calculó la razón de cambio en los períodos más controlados y se obtuvo un valor de 1°/9 años, que es congruente con otras curvas como las del SW de Estados Unidos y se empleó para completar la curva en donde había una falta notable de datos. Con dicha curva, realizó además la datación arqueomagnética de las muestras, graficó el α_{95} de lo muestreado y a partir de la intersección de direcciones se obtuvieron las fechas probable.

En 1999 con la tesis de Hueda, el arqueomagnetismo en México toma un nuevo impulso. Se tomaron muestras de cuatro sitios de México: Teopancazco, Templo Mayor en la ciudad de México, Xochicalco en Morelos y Cacaxtla en Tlaxcala. Pero únicamente se reportaron los resultados de los dos primeros sitios. Para la datación se emplearon los datos de Wolfman, datos de una estalagmita (Latham et al., 1986) y la erupción del Xitle (Urrutia, 1996). Los datos se graficaron en declinación e inclinación correspondiente al sitio, esto es una curva para Teopancazco-Teotihuacan y otra para Templo Mayor-Ciudad de México y sobre las mismas se graficaron las direcciones con sus correspondientes incertidumbres $\Delta I = \alpha_{95}$ y $\Delta D = \sin^{-1}(\sin \alpha_{95} / \cos D)$ obteniéndose los períodos coincidentes entre ambos.

Muestra	Datación arqueomagnética (año dC)	Información ^a
TP2	350	14C, fecha interceptada 350 AD ± 40 (Beta-132605)
TP6	425	Fase Teotihuacana
TP3	575	14C, fecha interceptada 555 AD ± 80 (Beta-115497)
TP7	550	Nivel de construcción Teotihuacano
TP8	1415	Reocupación azteca

^a "Teotihuacan: Elite y Gobierno" proyecto dirigido por Linda Manzanilla.

Tabla 4.1 Fechas más probables para pisos de estuco dentro del conjunto residencial, sitio arqueológico de Teopancazco (Modificado de Hueda et al., 2004).

Algunas de las muestras tenían una datación por radiocarbono asociada y se observó la coincidencia con los datos arqueomagnéticos, ver Tabla 4.1. Estos resultados dieron gran confiabilidad al método.

Como Wolfman ya mencionaba, la curva iría cambiando al agregarse más datos. En los últimos años se han ido sumando a la curva los datos de Hueda (2000), Guerrero (2003), Romero (2008), Sánchez y Rodríguez en Soler et al (2006), López-Delgado (2010), Saavedra (2010), Fregoso (2010), Aguilar y Morales (2011), Martínez-Miranda (2012), Tesis de licenciatura en Arqueología, Física y del

Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Se anexaron únicamente los datos que tenían dataciones por radiocarbono, por lo que ahora la curva cuenta con 55 nuevos puntos, ver Figura 4.2 donde se observan los datos agregados por las investigaciones dirigidas por Soler-Arechalde.

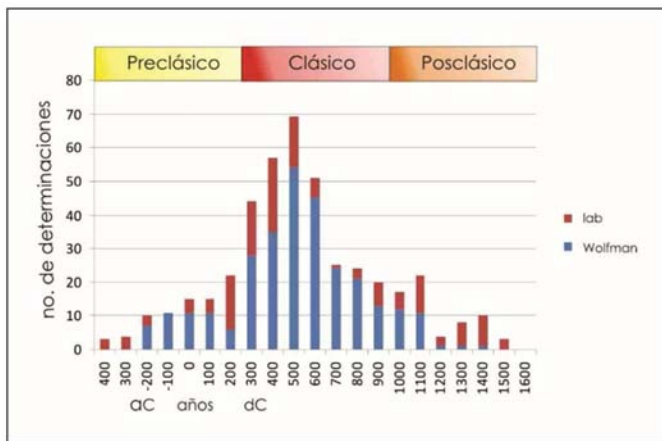


Fig. 4.2 Datos Curva PSV (Soler-Arechalde, 2014).

La curva de variación mesoamericana para los VGP de Mesoamérica se muestra en la Figura 4.3, se puede observar dos rizos uno en sentido horario entre 100 aC y 600 dC, y otro anti-horario de 1200 a 1500 dC.

La curva actual está modelada mediante esplines cúbicos que sigue un modelo jerárquico y ventana móvil para los promedios de los polos (Lanos, 2005). Estas curvas pueden ser anexadas al programa RENDATE (Lanos, 2004 y 2008), que emplea el teorema Bayesiano para obtener los intervalos de mayor probabilidad con un 95% de confianza, ver la Figura 4.4. La curva de variación direccional fue

construida con una ventana de 100 años para polos recientes, con el fin de promediar los efectos de las variaciones del campo no dipolar, como sugiere Barbetti (1977). La construcción y mejora de la curva maestra continúa para obtener mayor uniformidad de muestreo en todo el territorio, así como para abarcar con detalle periodos temporales tempranos y tardíos.

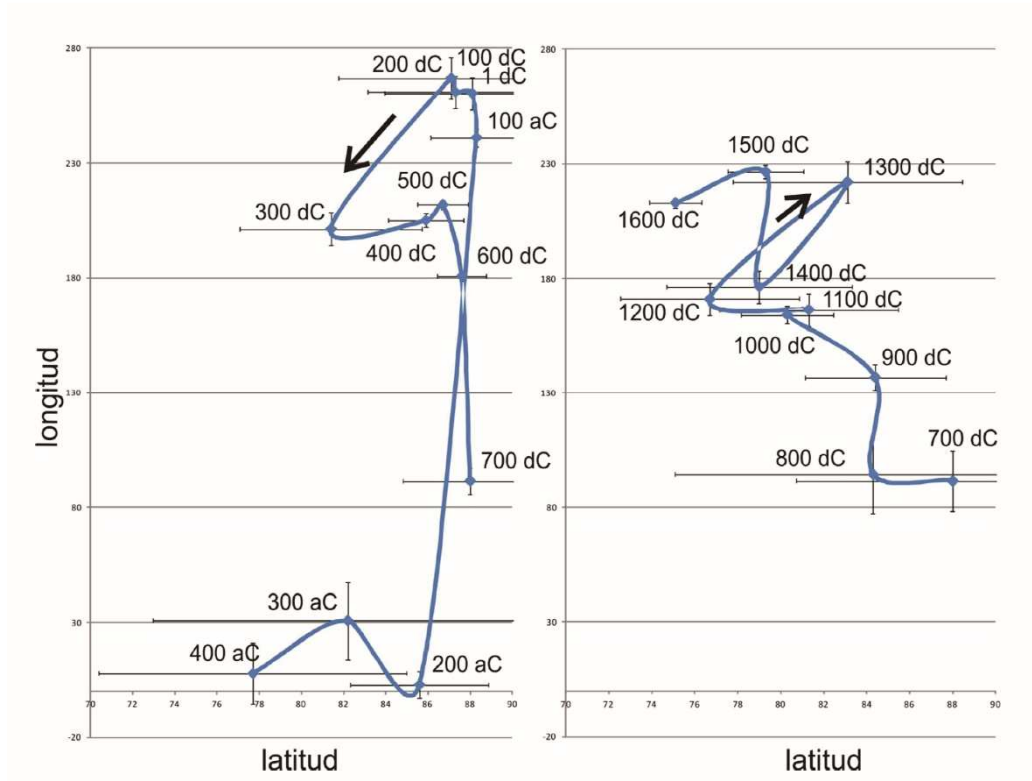


Figura 4.3 Variación secular para Mesoamérica VGP, usando promedios móviles con ventana de 100 años, para 400 aC a 700 dC y 700 a 1600 dC (Soler-Arechalde, 2014). Se emplearon datos arqueomagnéticos de Wolfman, 1990 y nuevos del Lab. de Paleomagnetismo, UNAM, del año 2000 al 2013.

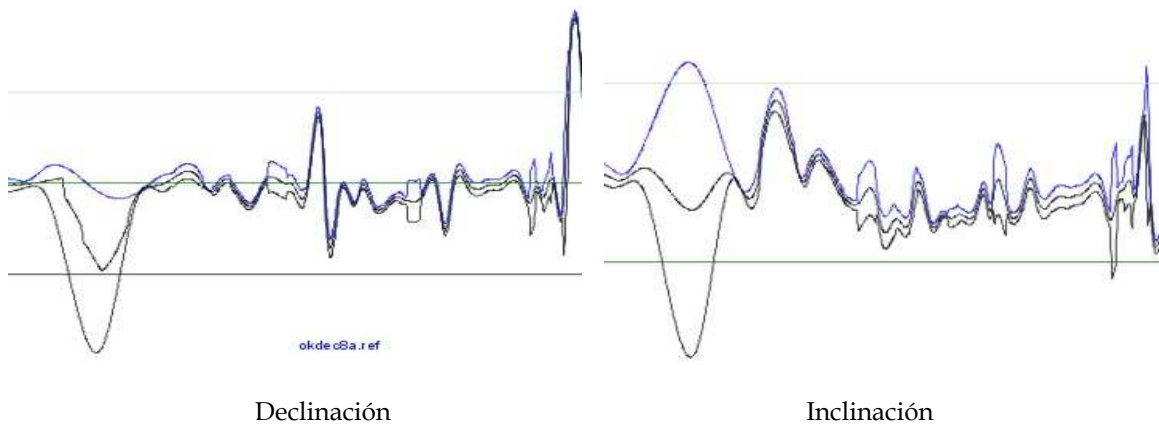


Figura 4.4 Curva de variación secular direccional para Mesoamérica anexada al programa Rendate de Lanos. (Soler-Arechalde, 2006).

4.3 Investigaciones arqueomagnéticas en México

Las primeras investigaciones arqueomagnéticas fueron las de Nagata et al, 1965 en Cuicuilco, D.F.; en 1967 Coe estudió la cultura olmeca y encontró un artefacto semejante a una brújula en San Lorenzo Tenochtitlán, Veracruz, donde determinó varias arqueodirecciones. Bucha et al., 1970 determinaron paleointensidades en cerámicas del occidente, y para 1973, Wolfman presenta arqueodirecciones de Mesoamérica (México, Guatemala, Honduras y El Salvador). Carlson en 1975 determina la arqueointensidad del fragmento encontrado por Coe, de igual forma Malmstrom en 1976 reporta un artefacto magnetizado, una cabeza de tortuga en Izapa, Chiapas.

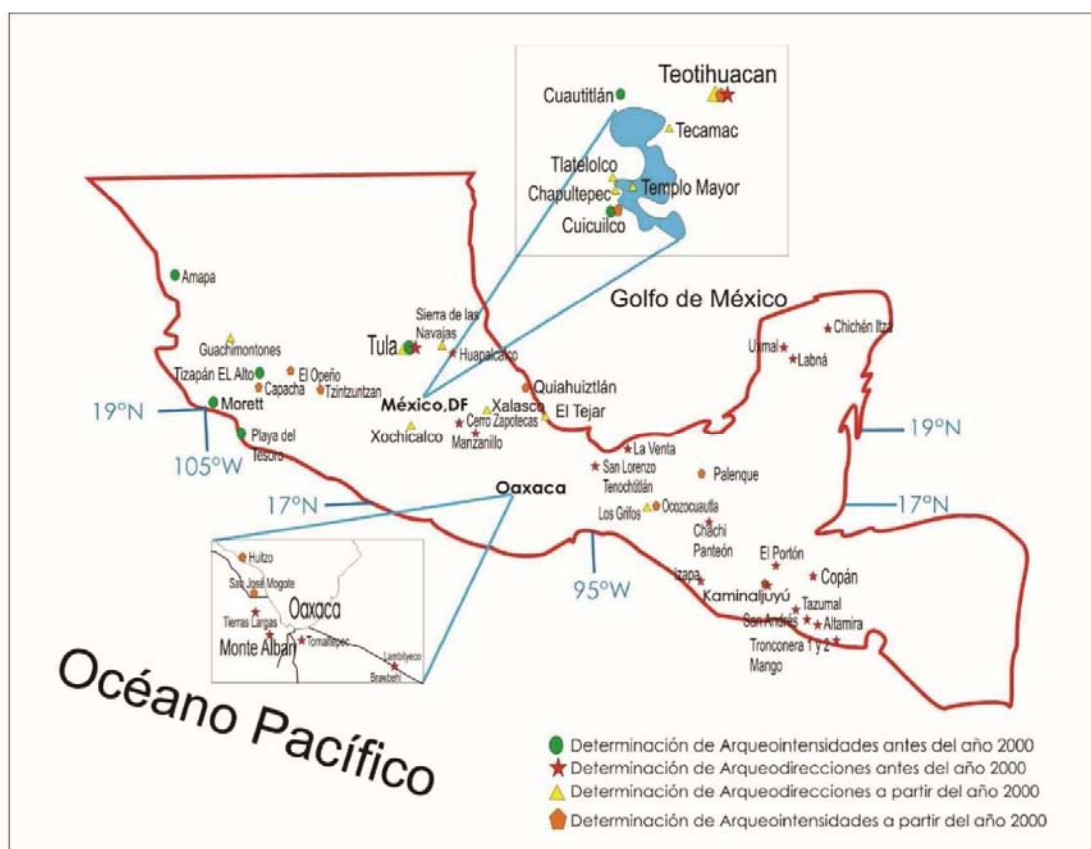


Figura 4.5 Localización de los sitios arqueológicos muestreados en Mesoamérica (Soler-Arechalde, 2013). Se observan en círculo verde las arqueointensidades tomadas antes de 2000 y con estrella roja las arqueodirecciones antes de ese mismo año. Los sitios marcados con triángulo amarillo son los fechados por arqueodirecciones y con pentágono naranja por arqueointensidades, después del año 2000, elaborados por arqueomagnetistas UNAM.

En 1981 y 1986, Urrutia et al reportaron arqueodirecciones en Monte Albán y otros sitios de Oaxaca, en La Venta, Tabasco, así como Chichen Itzá, Uxmal y Labná en el área Maya, donde varios edificios fueron construidos con orientación coincidente con la orientación de la declinación el campo magnético de sus correspondientes temporalidades. En la Figura 4.5 se pueden observar la localización de estos muestreos.

En 1999 se retomaron las investigaciones arqueomagnéticas en México impulsadas por Soler-Arechalde planteando la hipótesis de que el estuco en la zona centro de México contenía minerales magnéticos de forma similar a las rocas sedimentarias, debido a que parte de la carga era ceniza volcánica y tezontle molida, entonces el estuco podría guardar la dirección del campo geomagnético al momento de fraguarse.

En la Tabla 4.2 se enlistan las investigaciones arqueomagnéticas en México desde 1999 a la fecha, se observa el número de muestras para cada sitio, la temporalidad de la cronología Mesoamérica obtenida por el método, así como la referencia de cada estudio.

Conforme se realicen más estudios arqueomagnéticos se mejora el conocimiento del campo geomagnético del pasado en nuestro país, y en el caso de que las muestras cuenten con una datación asociada por otro método, es posible incorporarlas a la Curva de Variación Secular para México, con lo que mejorará.

Tabla 4.2. Investigaciones arqueomagnéticas en México de 1999 a 2015 dirigidas por la Dra. Soler-Arechalde (modif. Soler-Arechalde, 2014).

Sitio arqueológico, localización	No. de Muestras	Temporalidad	Referencia
Teopancazco, México, 1999.	3	Clásico	Hueda, 2000. Hueda et al, 2004.
Templo Mayor, D.F., 1999.	1	Posclásico	Hueda, 2000.
Xochicalco, Morelos, 1999.	2	Posclásico	Hueda y Soler, 2001. Soler y Hueda, 2006.
Xalla, México, 2001.	1	Clásico	Rodríguez, 2003. Soler et al, 2006.
Templo Mayor, D.F., 2002.	1	Posclásico	Rodríguez, 2003.
Tlaltelolco, D.F., 2002.	2	Posclásico	Guerrero, 2003.
Teopancazco, México, 2003.	2	Clásico	Sánchez, 2005. Soler et al, 2006.
Xalla, México, 2003.	2	Clásico	Sánchez, 2005. Soler et al, 2006.
Templo Mayor, D.F., 2004.	1	Posclásico	Goguitchaichvili et al, 2004.
Cacaxtla, Tlaxcala, 2004.	1	Clásico	Goguitchaichvili et al, 2004.
Cholula, Puebla, 2004.	2	Clásico	Goguitchaichvili et al, 2004.
Teopancazco, México, 2005.	4 10	Preclásico Clásico	Romero, 2008. Hernández, 2010.
Chapultepec, D.F., 2005.	1	Clásico	López, 2008. López et al, 2010.
Sierra de las Navajas, Hidalgo, 2005.	3	Clásico	Terán, 2012.

Sitio arqueológico, localización	No. de Muestras	Temporalidad	Referencia
Teotihuacán, México, 2005.	2	Preclásico	Terán, 2012.
	4	Clásico	
Xochicalco, Morelos, 2006.	2	Clásico	Soler et al, 2008.
Xochicalco, Morelos, 2007.	2	Clásico	Soler y Caballero, 2008.
Tecámac, México, 2007.	4	Posclásico	Saavedra, 2010.
Tula, Hidalgo, 2007.	9	Posclásico	Martínez, 2012.
La Joya, Veracruz, 2008.	4	Preclásico	Aguilar y Morales, 2011.
	17	Clásico	
Xalasco, Tlaxcala, 2008.	3	Clásico	Terán, 2012.
Los Grifos, Chiapas, 2007, 2008 y 2009.	3	Preclásico	Fregoso, 2010.
	2	Posclásico	
Templo Mayor, D.F., 2012.	7	Posclásico	Soler et al, 2012. Soler y Barrera, 2013.
Coyoacán, D.F., 2012.	1	Clásico	Soler et al, 2013.
Xalasco, Tlaxcala, 2008.	3	Clásico	Terán, 2012.
Guachimontones, Jalisco, 2005 y 2009.	10	-	<i>Este trabajo</i>
	6	-	

Tabla 4.2. Investigaciones arqueomagnéticas en México de 1999 a 2015 dirigidas por la Dra. Soler-Arechalde (modif. Soler-Arechalde, 2014).

4.4 Otras Curvas de Variación Secular Geomagnética

El fenómeno de la Variación Secular es un local-regional, depende del bloque tectónico al que pertenezca un sitio será el polo geomagnético virtual que se asocie (Soler-Arechalde, 2006). De esta manera, se realiza una comparación con las curvas de variación secular más cercanas a Mesoamérica, por lo que comparamos con la curva para el Sur Oeste de Estados Unidos (SW US), para Centro América no se ha desarrollado este estudio.

4.4.1 Curva Sur Oeste de Norte América

Con los datos de las curvas propuestas para el SW de Estados Unidos de Sternberg (1990), Eighmy (1990) y Lengyel (2002), se graficaron los polos con los correspondientes para la curva de variación secular de Mesoamérica de Wolfman (1990) y la curva de 2004 de Hueda.

En la Figura 4.6 podemos observar que en el 900 dC hay un cambio importante en la longitud pero no tan notorio en la latitud, el mismo cambio es observado por Eighmy.

Comparando estas curvas con las de Mesoamérica de Wolfman y la modificada por nosotros, se pueden observar patrones comunes, decrecimiento de la latitud entre el 700 y 820 dC, sin cambios en dicho periodo en la longitud. Este patrón de decaimiento continúa para el SW de EU en la longitud y no así en la latitud donde aumenta, y en cambio en Mesoamérica no cambia. Entre el 900 dC y el 1020 dC, Lengyel y Eighmy marcan un cambio importante en longitud, que no es tan brusco para Sternberg, y en cuanto a latitudes prácticamente no hay cambios. En Mesoamérica se observa más bien un decremento muy gradual en latitud, para mantenerse prácticamente constante hasta el año 1200 y pocos cambios en la longitud.

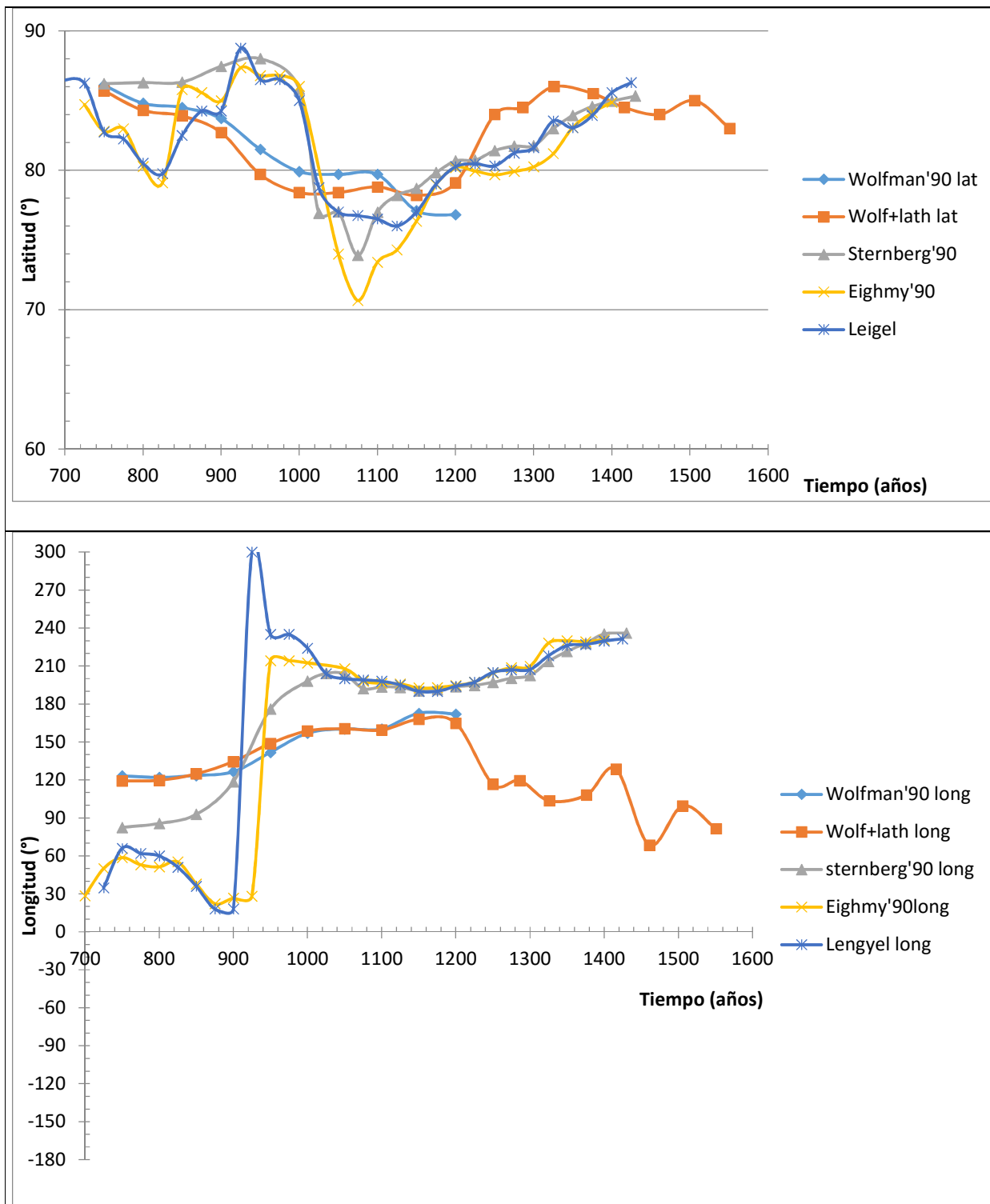


Figura 4.6 Comparación de Curvas de Variación Secular para Mesoamérica y el SW de EU. Para Mesoamérica mostramos la curva de Wolfman, 1990 en rombos azules y en naranja la Curva con nuestros datos agregados a la de Wolfman más los de Lathan. En gris, amarillo y asterisco azul tenemos las curvas para el SW de EU.

Finalmente, observamos en la figura 4.6 que a partir del año 1200 no tenemos datos de Wolfman, pero los modificados por nosotros no muestran cambios en cuanto a latitud, no así en longitud donde sí apreciamos diferencias. Por lo tanto, las diferencias observadas se asocian al hecho que las distancias entre los sitios son a 1000 km y a la presencia de patrones locales (fuentes no-dipolares), aunque también se observan tendencias globales (asociadas a fuentes dipolares).

4.5 Modelos Globales de Variación Paleosecular

El desarrollo de curvas de variación secular mediante modelos de armónicos esféricos ha sido práctica común los últimos 20 años, donde se ha incluido una parametrización del tiempo en términos de esplines cúbicos para los Coeficientes de Gauss. Estos modelos utilizan datos de observaciones directas y su resolución está directamente relacionada con la distribución de muestras en tiempo y espacio. Un modelo de variación paleosecular puede construirse al tener un gran número de fechas arqueomagnéticas y paleomagnéticas, utilizando herramientas robustas de modelaje matemático y computacional en diversos lenguajes de programación.

El primer modelo global lo realizaron Constable y colaboradores (Constable et al, 2000), el PSVMOD1.0. Este modelo fue construido por 24 series de tiempo con direcciones de arqueomagnetismo y sedimento de lagos, en intervalos de 100 años. En 2003, se avanzó significativamente al incluir series de fechas volcánicas junto con fechas arqueomagnéticas y de sedimentos lacustres. Korte y Constable, presentaron su modelo direccional para 3 000 años atrás, el modelo CALS3K.1 "Continuous models of Archaeomagnetic and Lake Sediment data for the past 3 thousand years, versión 1" (Korte y Constable, 2003). Korte y Constable en 2005 ampliaron el modelo para los últimos 7 000 años e incluyeron datos de intensidad del campo, presentando el modelo CALS7K.1 (Korte y Constable, 2005 a) que incluye fechas de direcciones

e intensidad de fuentes arqueológicas, sedimentarias y volcánicas. La segunda versión, el modelo CALS7k.2 puede ser usado para estudios en rangos amplios, desde la producción de núcleos cosmogénicos hasta predecir dirección e intensidad del campo geomagnético futuro (Korte y Constable, 2008).

En 2009 fue presentado el modelo global ARCH3k (Donadini et al., 2009) y se realizó una comparación entre los modelos globales existentes utilizando un mismo conjunto de datos normalizados y parametrizados en ventanas de tiempo y espacio definidas, con el objetivo de encontrar cuál modelo era mejor (Korte et al., 2009). El trabajo comparativo se hizo entre 5 modelos geomagnéticos globales: ARCH3k.1, ARCH3k_cst.1, SED3k.1, CALS3K.1, CALS3k.3, CALS7K.2. Utilizaron los nuevos conjuntos de datos para modelos globales publicados por Donadini et al, 2009, parametrizándolos por splines cúbicos las variaciones temporales e incorporaron inversiones regulares temporales y espaciales.

El resultado de esa comparación fue que el modelo CALS3k.3 constituye la mejor representación global del campo geomagnético pasado con una alta calidad de datos y se recomienda para estudios globales, dicho modelo está constituido por datos arqueomagnéticos y sedimentos lacustres. Las principales diferencias entre los modelos indican incertidumbres intrínsecas en los mismos, fundamentadas por la disponibilidad de datos del Holoceno al momento de su construcción. Al aumentar la cantidad de datos arqueomagnéticos los modelos mejoran los periodos en que no hay coincidencia.

4.5.1 ARCH3k

El modelo ARCH3k (Donadini et al., 2009) tiene ligeramente una mejor resolución y es más preciso para el Hemisferio Norte (posee 9589 datos del Hemisferio Norte y sólo 261 para el Hemisferio Sur) y es recomendado para su uso regional.

Dado que ARCH3k está basado sólo en datos arqueomagnéticos y datos de lavas con requerimientos de calidad probados, y se ajusta a nuestro hemisferio, lo elegimos para realizar una comparación con las dataciones obtenidas para Guachimontones. A continuación se muestra en la Figura 4.7 la distribución mundial de los artefactos arqueológicos y lavas utilizados en el modelo ARCH3k para los últimos 4000 años, así como la distribución temporal de las diferentes componentes del campo (declinación, inclinación e intensidad).

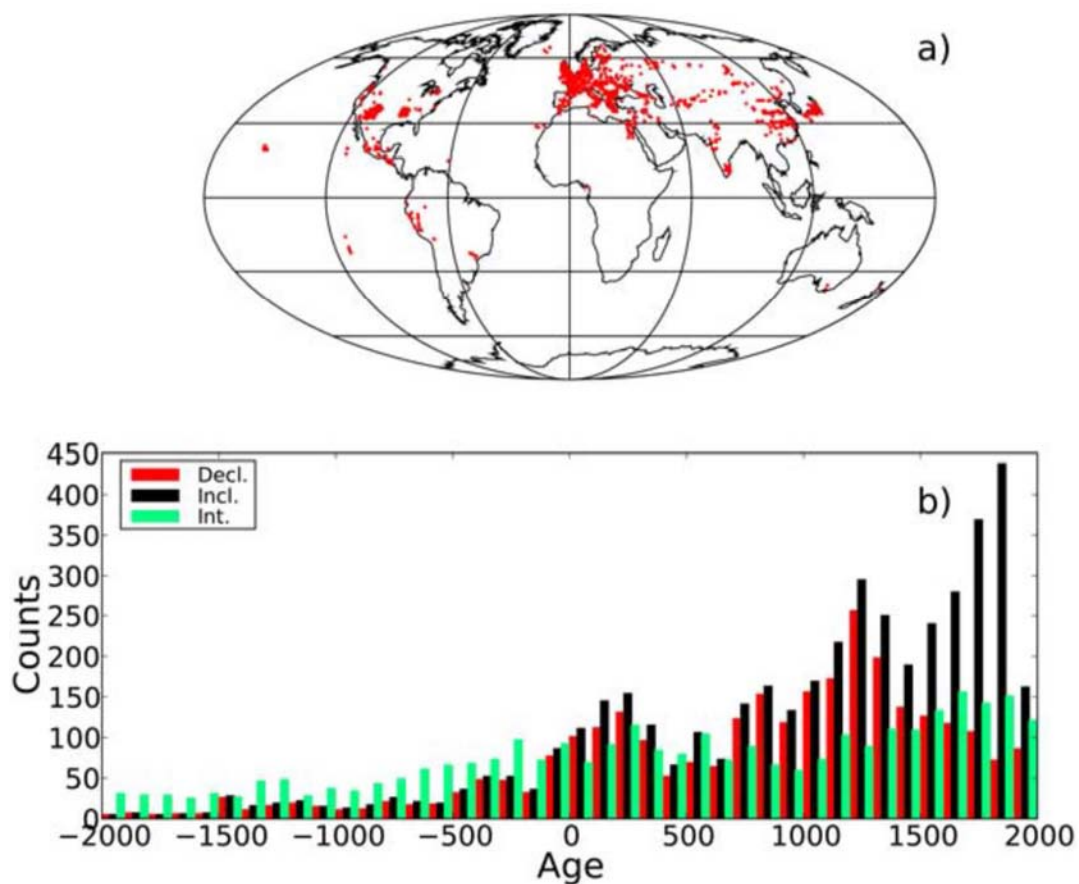


Figura 4.7 Características del modelo ARCH3k (Donadini et al., 2009). a) Distribución de los artefactos arqueológicos y lavas utilizados en el modelo ARCH3k cubriendo 4000 años del pasado; b) Distribución temporal de declinación, inclinación e intensidad para los últimos 4000 años. Datos agrupados en barras de 100 años.

Como puede observarse los datos están muy concentrados en el hemisferio norte, en particular en Europa, donde hay muchos laboratorios de paleomagnetismo y las áreas de estudio no son demasiado extensas, mientras que en el hemisferio sur están medidos el 3% de los datos ubicados principalmente en América del Sur. El modelo ha demostrado que ajusta muy bien para Europa y Asia, no así en el hemisferio sur.

4.5.2 Bases de datos paleomagnéticos en línea. GEOMAGIA50v2

A partir de 1987 se iniciaron los esfuerzos para construir bases de datos arqueomagnéticos a escala global y como resultado se elaboraron: GPMDB para polos paleomagnéticos, ARCHEO para datos direccionales arqueomagnéticos, PINT para datos de paleointensidades absolutas, etc.

En 2000 se creó Earth Reference Data and Models “**EarthRef**”, una organización de datos georeferenciados disponibles en el sitio: earthref.org (Staudigel et al., 2001). De modo que fueron alojadas y construidas bases de datos digitales que se actualizan en función de investigaciones y avances tecnológicos. La base de datos Magnetism Information Consortium “**MagIC**” sustituyó las bases de los 80’s y condujo información más amplia (Tauxe, 2005).

En 2004 surge el proyecto de la base de datos **GEOMAGIA50** organizado por Mertanen y Pesonen de la Academia de Finlandia, se aloja en la dirección electrónica de la Universidad de California en San Diego <http://geomagia.ucsd.edu>. GEOMAGIA es una base de datos de fácil acceso y uso, que contempla tanto rocas ígneas como artefactos arqueológicos para los últimos 50,000 años. Dispone de los datos geomagnéticos y de una herramienta para compararlos cronológicamente. La funcionalidad de GEOMAGIA50.v2 es descrita por Donadini et al., 2006 y por Korhonen et al., 2008, y la nueva versión GEOMAGIA50.v3 por Brown et al., 2015.

En este trabajo se utiliza Geomagia50.v2 ya que cuenta con 2671 datos de declinación, 4174 de inclinación y 2670 datos para los últimos tres mil años. Los datos utilizados se obtuvieron del archivo EarthRef en earthref.org.

CAPÍTULO V. CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

5.1 El Occidente Prehispánico de México



Fig. 5.1 Mapa del Norte de México (Williams, 2007).

En los finales del siglo XX surge un nuevo entendimiento del Occidente prehispánico derivado de proyectos de investigación que han concluido en redefiniciones y descubrimientos sorprendentes, delimitando el territorio que se extiende desde Sinaloa a Michoacán (Figura 5.1).

Actualmente sabemos que la vida indígena en el Occidente Prehispánico fue compleja social y culturalmente, y que se desarrolló a la par con el resto de Mesoamérica (Weigand et al, 2008). Deben dejarse atrás ideas que lo consideraban un área marginal mesoamericana con menor importancia (Weigand, 1993), y tomar como punto de partida, las excavaciones y trabajos iniciados en la década de 1970 por parte del arqueólogo Phil Weigand y diversos especialistas, quienes delinearon y caracterizaron el ahora llamado Occidente Prehispánico.

México prehispánico tuvo una riqueza cultural en todo su territorio con temporalidades y geografía distintas, civilizaciones construyeron cientos de pueblos que en la actualidad se pueden conocer por vestigios arqueológicos. Han sido más estudiadas y socializadas las culturas del centro y sudeste mexicano, ya que por diversos factores, la investigación sistemática en occidente empezó

tardíamente. Afortunadamente a

5.2 La Tradición Teuchitlán

La Tradición Teuchitlán representa el primer caso de un estilo de vida civilizado en el Occidente de Mesoamérica que comenzó en el año 1 000 a.C.; esta cultura alcanzó hacia el 100 a.C. un alto nivel de complejidad en su organización social caracterizado por tumbas de tiro de estilo El Opeño y posteriormente con arquitectura monumental vinculado a lo ceremonial (Weigand, 2008).

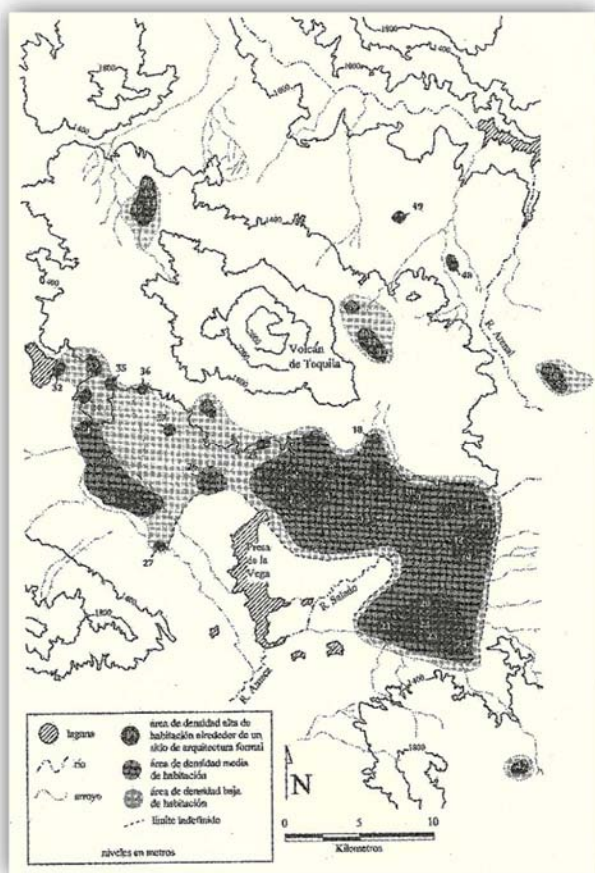


Figura 5.2 Área nuclear de asentamiento de la Tradición Teuchitlán (Weigand et al, 2008). La zona más oscura representan los asentamientos humanos más densos. Numerados se encuentran los sitios con arquitectura, véase Anexo A11.

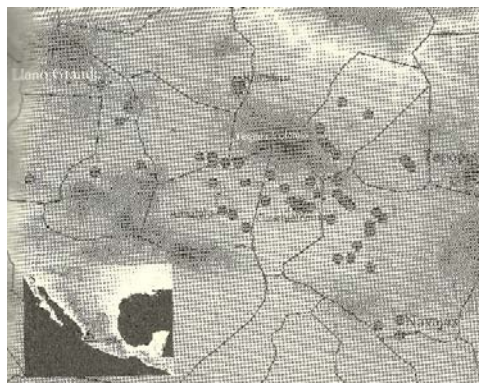


Figura 5.3 Valles de Tequila con los principales sitios de la Tradición Teuchitlán (Weigand et al, 2008).

Ubicación

La Tradición Teuchitlán se estableció en la zona lacustre del centro-occidente del estado de Jalisco y se desarrolló durante los periodos "Formativo tardío" y "Clásico temprano". El núcleo de esta cultura se desarrolló alrededor del volcán de Tequila en un área de 2500 km² aproximadamente, sin embargo su influencia se extendió en la mayor parte del Occidente de Mesoamérica durante un periodo de cuatro y seis

siglos. Su centro ceremonial y núcleo principal fue Guachimontones de Teuchitlán; otros sitios principales en los valles del volcán Tequila fueron Llano Grande, Huitzilapa, Ahualulco, Navajas y Tepopote que se pueden ubicar en la Figura 5.3.

Recursos naturales

El entorno de recursos naturales fue sobresaliente, con un potencial igual o mayor al de los otros sistemas de valles de tierras altas en el occidente y centro de México. Las cuencas lacustres cerradas y sus valles abiertos alrededor del volcán de Tequila son un área rica en recursos, como se encuentran a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. La combinación de ceniza volcánica y de suelos aluviales lacustres proporcionó un ámbito privilegiado para el desarrollo de la agricultura. Existieron gran cantidad de Ciénegas, lagos y estanques que mantenían superficies de agua todo el año. La Tradición Teuchitlán contó con recursos minerales muy abundantes, alrededor del Tequila se han localizado 52 yacimientos independientes de obsidiana, la mayoría de ellos muestran evidencias de actividades mineras en la antigüedad. La obsidiana fue un recurso estratégico en el desarrollo de la Tradición Teuchitlán, en particular para su centro ceremonial Guachimontones (Esparza, 2003).

Arquitectura

La presencia de la tradición Teuchitlán se identifica por un tipo distintivo de arquitectura: los principales edificios ceremoniales se caracterizan por círculos concéntricos, un altar o pirámide con forma de cono truncado rodeado por un patio circular elevado, que a la vez está rodeado por una banqueta circular alta, sobre la cual están entre 8 y 16 plataformas equidistantes, algunas de ellas de tamaño monumental, que funcionaron como base para templos. En la figura 5.4 se observa un diagrama de la arquitectura y su relación en sitio.

Además este tipo de arquitectura está relacionado con tumbas de tiro de tipo El Opeño al centro de los altares, con varias cámaras donde se depositaron diversas ofrendas en el interior. Algunas tumbas son de tamaño monumental.

Han sido identificados más de 400 edificios circulares, que en conjunto son únicos dentro del repertorio arquitectónico mesoamericano y mundial (Weigand, 1996).



Figura 5.4 Diagrama de la arquitectura de los guachimontones (Weigand y Esparza, 2012) y su ubicación en sitio.

La Tradición Teuchitlán tuvo como centro ceremonial complejo y área nuclear al sitio Guachimontones de Teuchitlán, donde se encuentran los dos altares más grandes de toda la región de influencia. A sus alrededores se desarrollaron pequeñas zonas habitacionales.

5.3 Guachimontones de Teuchitlán

El área nuclear de la Tradición Teuchitlán fue Guachimontones de Teuchitlán, un centro ceremonial con 10 guachimontones (altares cónicos) ver Figura 5.5. El volumen máximo de estas estructuras es de 80 km³ y existen tumbas de tiro en medio de los círculos medianos. La estructura es de mampostería: piedra y cemento de calizas y arcillas finas. La evidencia arqueológica habla de alta densidad poblacional y un grado alto de organización social.

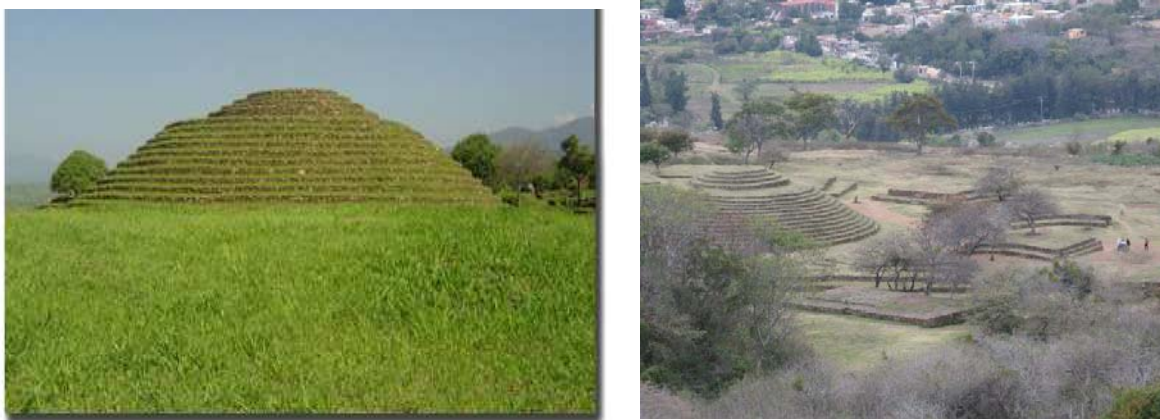


Figura 5.5 Guachimontones de Teuchitlán (López, 2009). Círculo 2 “La Iguana” desde el patio principal y desde el Círculo 1 “El Gran Guachi”, se perciben las plataformas y el pueblo de Teuchitlán.

El Círculo 1 fue llamado “El Gran Guachi” y es la mayor de las estructuras de todo el Occidente Prehispánico, mide 125 m de diámetro y tiene una altura de 18 m, rodeado de 12 plataformas de 20 m de lado. Por mucho tiempo esta gran estructura fue saqueada y casi colapsada por la erosión, en el año 2000 se excavó y protegió quedando reservada su exposición y rehabilitación.

Contiguo al Círculo 1 se extiende un juego de pelota monumental que comunica al Círculo 2. Las medidas del juego de pelota son 111 m de largo, 9.5 m de ancho en el campo de juego, 90 m de largo en las cabezas y un talud de 2 m de ancho, cubriendo un área aproximada de 2 200 m² ubicándolo como el más grande de toda Mesoamérica (Weigand et al, 2008).

El Círculo 2 llamado “La Iguana” fue la estructura más extensamente excavada y bien preservada para su actual visita arqueológica. Tiene un diámetro de 115 m y 10 m de altura, hay 10 plataformas alrededor del altar con dimensiones promedio de 15 m de lado. En la zona noreste del Círculo 1 se encuentra una zona habitacional llamada La Joyita, dividida en dos secciones, A y B. La Joyita es la construcción más temprana del sitio, en su interior se encontraron fogones y diversas habitaciones que permitieron conocer la vida cotidiana de la Tradición Teuchitlán.

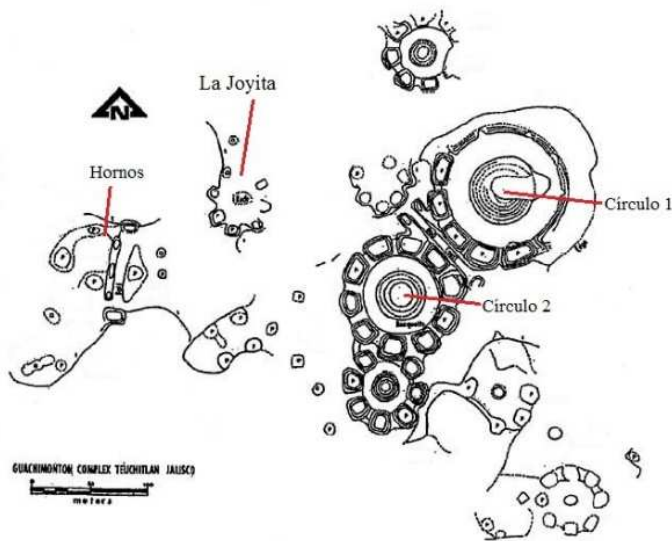


Figura 5.6 Plano planta del proyecto arqueológico Teuchitlán (modificado de Weigand, 1996). Se ubican las estructuras Círculo 1, 2, juego de pelota y la zona habitacional La Joyita. En rojo se destacan los sitios muestreados en este estudio.

Hacia el oeste hay otro juego de pelota y un conjunto de 5 hornos grandes, donde se ubicó el Centro Interpretativo Guachimontones. Esta zona muestra una ocupación posterior al área nuclear. Estas estructuras se observan en la Figura 5.6. Ubicado a 6 km al nororiente de Guachimontones de Teuchitlán se encuentra el sitio Loma Alta, en el que se realizaron excavaciones arqueológicas entre 2009 y 2010, observe la Figura 5.7. Hay dos círculos monumentales y varios medianos, con sus correspondientes plataformas. No fue excavada extensivamente pero se sabe que fue una ocupación posterior al área nuclear.



Figura 5.7 Mapa del Sitio Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco (Google, 2015).

5.5 Cronología del sitio

Las primeras manifestaciones de dicha cultura aparecieron entre los años 1000 al 800 a. C. (Formativo medio); el periodo de máximo desarrollo se dio entre el 300 a. C. y el 150 d. C. (Formativo tardío); durante el año 150 d. C. al 350 d. C. (Clásico temprano) alcanzó su mayor extensión de influencia fuera del área nuclear y alcanzó un punto de estabilidad; y finalmente la Tradición Teuchitlán colapsó completamente hacia el año 650 d.C. (durante el periodo Clásico medio), tras el estancamiento y declinación cultural. Se conoce de una ocupación de otra cultura en el sitio Guachimontones de Teuchitlán hacia el periodo Clásico tardío 900 d.C., 1000 d.C. (Weigand et al, 2008). La cronología del sitio construida una década atrás se basó en el registro cerámico.

Según Weigand y Esparza, 2008, la cronología de la Tradición Teuchitlán se presenta en la siguiente Tabla 5.1.

Etapa	Fase	Edad
Formativo temprano	El Opeño	1500 - 1000 aC
Formativo medio	San Felipe	1000 - 300 aC
Formativo tardío	El Arenal	300 aC - 200 dC
Clásico temprano	Ahualulco	200 -400 dC
Clásico medio	Teuchitlán I	400 - 700 dC
Epiclásico	Teuchitlán II	700 - 900 dC
Postclásico temprano	Sta. Cruz de B	900 - 1250 dC
Postclásico tardío	Etzatlán	1250 - contacto

Tabla 5.1 Cronología de la Tradición Teuchitlán (Weigand y Esparza, 2008).

CAPÍTULO VI. METODOLOGÍA

6.1 Trabajo de campo

La toma de muestras arqueomagnéticas se realizó en el sitio arqueológico Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco, de acuerdo a los intereses del responsable del sitio Dr. Juan Rodrigo Esparza. Se analizaron las estructuras a fechar y se tomaron varios especímenes que en conjunto representan una muestra arqueomagnética. Se etiquetó cada muestra con las iniciales del sitio y el número de muestra en orden progresivo, *Gu#*. El presente trabajo consta de 16 muestras arqueomagnéticas tomadas en dos campañas, en 2005 la Dra. Ana María Soler Arechalde muestreó Gu1 a Gu9 y en 2009 obtuvimos las muestras Gu10 a Gu16.

6.1.1 Toma de muestras

Seleccionado el artefacto a fechar, se limpia la superficie cuidadosamente para poder adherir con pegamento epóxico (sin contenido de materiales magnéticos) un cilindro de madera de 5 mm de espesor y una pulgada de diámetro, cada cilindro será un espécimen de la muestra arqueomagnética. En las figuras 6.1 y 6.2 se observan ejemplos de selección y toma de muestras de la campaña 2009.



Figura 6.1. Selección para Gu13 a Gu15.



Figura 6.2. Colecta de especímenes para Gu12.

Enseguida se orientan los especímenes respecto al CMT en ese momento, se utiliza una brújula Brunton (Ver Anexo A12). Se coloca la brújula con la pínula siguiendo la regla de la mano derecha, sobre el cilindro de madera y se busca la posición en que se encuentre nivelada (con el ojo de buey bien centrado). Se marca con plumón permanente el nombre del espécimen y se traza una recta marcada por el canto derecho de la brújula, con punta de flecha en dirección de la pínula. Se registra en la bitácora el nombre del espécimen y la dirección que marca la aguja que corresponde al azimut de la línea del espécimen. Posteriormente se mide la inclinación del espécimen, en el caso de pisos colocando la brújula sobre el canto derecho siguiendo la línea trazada buscando la nivelación de ojo de buey correspondiente, se registra el valor de la escala del clinómetro que marca la aguja; en el caso de muros o superficies inclinadas, se coloca el canto derecho de la brújula a 90° de la marca del azimut.

En la Figura 6.3 se presenta la distribución de los especímenes para la muestra Gu16, en la Figura 6.4 se observa a la Dra. Soler en el interior del Círculo 2, muestreando el piso central y exterior del artefacto, muestras Gu10 y Gu16.



Figura 6.3. Especímenes de la muestra Gu16.



Figura 6.4. Colecta de la muestra Gu12.

Una vez secado el pegamento se procede a extraer los especímenes, usando cincel y martillo suavemente se retira un pequeño fragmento de la estructura, no es necesario que sea de una profundidad mayor a 2.5 cm. Cuando no se pueden despegar varios especímenes se puede extraer un bloque que los contenga, para su posterior extracción en el laboratorio.

Se protegen los especímenes en algodón y se colocan en recipientes de plástico para su transportación al laboratorio.

6.2 Registro de muestras arqueomagnéticas

En las dos campañas de campo en Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco, se tomaron 16 muestras arqueomagnéticas, cuyo registro se presenta en la Tabla 6.1. Se trabajó en el área presentada en la Figura 6.5.

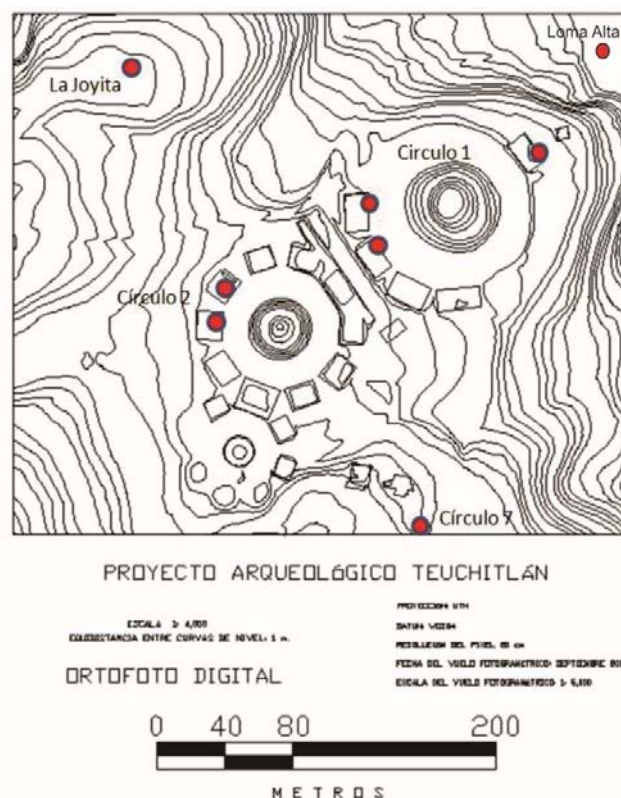


Figura 6.5. Área de muestreo en Guachimontones de Teuchitlán (Esparza, 2008).

Muestra	No. de Especímenes	Descripción del artefacto arqueológico
Gu1	10	Muro de Estructura 3, La Joyita B
Gu2	6	Piso de Estructura 3, La Joyita B
Gu3	10	Fogón, La Joyita A
Gu4	1	Piso quemado de Estructura 8, Círculo 2
Gu5	2	Muro 2 de Estructura 7, Círculo 1
Gu6	2	Muro 3 de Estructura 7, Círculo 1
Gu7	8	Muro 1 de Estructura 7, Círculo 1
Gu8	7	Plataforma 2, Círculo 1
Gu9	5	Plataforma A, Círculo 7
Gu10	28	Piso central interior del Círculo 2, Loma Alta
Gu11	11	Horno central del Juego de Pelota, Loma Alta
Gu12	24	Piso quemado, NW Juego de Pelota, Loma Alta
Gu13	10	Gran horno A, SW Juego de Pelota, Loma Alta
Gu14	17	Gran horno B, SW Juego de Pelota, Loma Alta
Gu15	11	Gran horno C, SW Juego de Pelota, Loma Alta
Gu16	20	Piso exterior, interior del Círculo 2, Loma Alta

Tabla 6.1 Registro del muestreo arqueomagnético de Guachimontones de Teuchitlán, Jalisco, durante las campañas 2005 y 2009.

6.3 Procesamiento de muestras arqueomagnéticas

6.3.1 Preparación de especímenes

Una vez trasladadas las muestras al Instituto de Geofísica se trabaja cada espécimen en el área de Preparación de muestras. Se pega una segunda tapa de madera que formará un cilindro de alto 2.54 cm, que es el tamaño estándar del portamuestras de los magnetómetros. Para que el cilindro sea uniforme se perfila, consolida y rellena con material libre de materiales magnéticos. De las 16 muestras arqueomagnéticas se prepararon un total de 172 especímenes. La muestra Gu4 fue extraída como bloque del piso quemado y en su preparación se obtuvieron 4 subespecímenes. Del total de especímenes, 13 no fue posible medirlos debido a problemas en la extracción de bloque y consolidación. En la Figura 6.6 se observan el proceso de preparación de especímenes arqueomagnéticos.



Figura 6.6. Proceso de preparación de especímenes de Guachimontones.

6.3.2 Medición de muestras arqueomagnéticas

Una vez obtenida la muestra arqueomagnética se midió su NRM en el Laboratorio Universitario de Paleomagnetismo UNAM sede C.U. y Morelia. Se utilizó un magnetómetro de giro JR6, que mide la oscilación del campo magnético producto de la rotación del momento magnético del espécimen que gira en su interior; la resolución de este equipo es de 10^{-10} Am². Ver en Anexo A13 especificaciones y principio de medición del instrumento utilizado en este trabajo.

Posteriormente se somete a cada espécimen a un tratamiento de lavado magnético utilizando un Desmagnetizador de Campos Alternos, con el que se aplican campos magnéticos en un rango de intensidad que va de 2.5 mT a 100 mT, los cuales se dosifican en intervalos de 5 mT, 10 mT y 20 mT. En paralelo, para cada aplicación de desmagnetización se mide el espécimen en el magnetómetro de giro modelo JR6.

Terminado el lavado magnético se obtienen tres componentes de magnetización en coordenadas de la muestra (x, y, z), que deben ser convertidas para obtener la declinación D , inclinación I e intensidad de la magnetización M detectada de cada espécimen. Todos los datos se registran rigurosamente en la bitácora de mediciones y además se conservan los archivos digitales generados por el JR6.

6.3.3 Procesamiento de datos de muestras arqueomagnéticas

6.3.3.1 Dirección magnética característica de espécimen.

Una vez desmagnetizados los especímenes de una muestra y medidos los vectores de magnetización, se tiene que la componente final del vector que decae hacia el origen es llamada magnetización característica remanente ChRM.

El comportamiento de desmagnetización de cada espécimen se plasma en el diagrama de componentes principales o **Diagrama de Zijderveld** (Zijderveld, 1967). Este diagrama se acompaña de una **Gráfica de Desmagnetización** que presenta la

intensidad del vector magnetización en función de los pasos de desmagnetización a los que estuvo sujeto cada espécimen. Además, se construye una proyección de igual área o **red** que presenta los datos de desmagnetización del espécimen.

El programa computacional Remasoft 3.0 (Chadima y Hroudá, 2006) permite a los usuarios de equipos JR-6 de AGICO obtener las gráficas de desmagnetización, de componentes principales y de red a partir de los archivos generados por el instrumento. En este trabajo utilizamos este programa como herramienta y se presentan las tres gráficas en una tabla para su mejor interpretación; para algunos especímenes se observarán sus resultados en el Capítulo 7, y los resultados de todos los especímenes se pueden revisar en Anexo A14.

6.3.3.2 Dirección magnética principal de muestra arqueomagnética

La dirección magnética principal o media de una muestra se obtiene utilizando el Análisis de Componentes Principales (Kirschvink, J. L., 1980), revisar Anexo A8. Este análisis se hace calculando la orientación del tensor del conjunto de direcciones y encontrando sus eigenvectores y eigenvalores. Lo que se obtiene es la recta que mejor se ajusta a una dirección, o bien el mejor plano que se ajuste a especímenes que poseen multicomponentes, es decir, el caso en que no sea única la dirección principal. El método define para cada componente obtenida (D , I) un ángulo máximo de desviación (maximum angle of deviation MAD). Entonces la mejor recta que se ajusta está dada por el eigenvector y tiene un MAD asociado.

6.4 Comparación de dirección magnética principal con la Curva de Variación Secular.

Para la dirección principal de cada muestra se calcula el polo geomagnético virtual VGP, que representa la posición donde el eje dipolar cortaría la superficie terrestre, referido al sistema actual de coordenadas.

Ubicado el VGP con referencia a las coordenadas geográficas del sitio, se determina en una estéreo red la dirección magnética principal en términos de declinación D e inclinación I. Se obtiene el factor α_{95} que determina la confiabilidad del método, aumentando su calidad para valores pequeños.

Empleando el programa computacional RenDate (Lanos y Dufresne, 2008) y la Curva de Variación Secular elaborada por Soler-Arechalde para México, se compara la dirección de la muestra en base al VGP obtenido con la curva de variación secular, utilizando el método de ventanas móviles. Para cada componente de la dirección (D, I) se obtiene la distribución de probabilidad en la que la dirección de la muestra es la del campo magnético terrestre CMT en el pasado. Los intervalos de tiempo probables se obtienen en una curva donde se combinan D e I y la distribución de probabilidad representa los periodos del pasado que coinciden con el CMT (Figura 6.7).

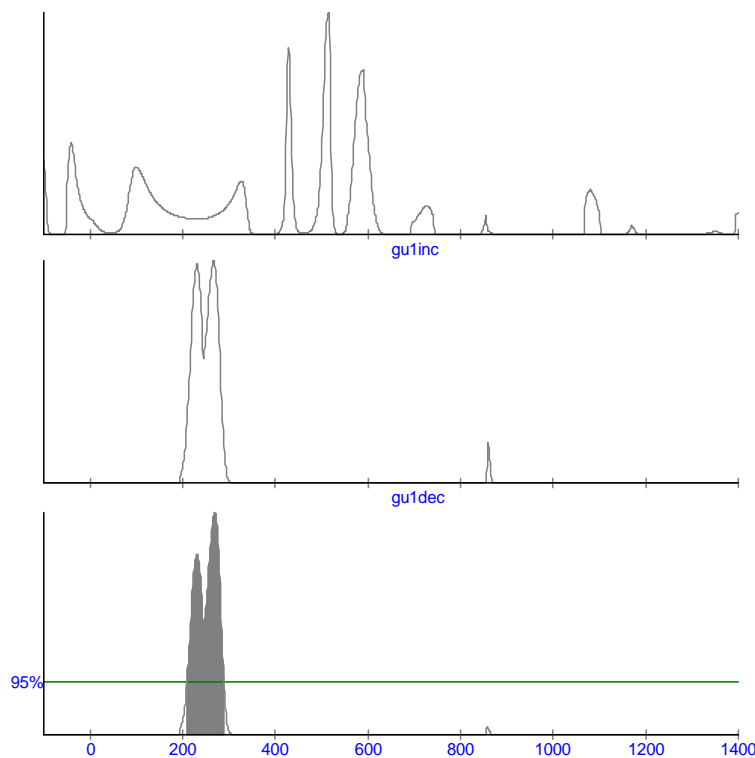


Figura 6.7 Gráficas de salida utilizando el programa RenDate.

Se combinan las funciones de probabilidad para D e I y se presenta en gris la función de probabilidad de que la dirección de una muestra coincida con la dirección del CMT en el pasado. En este ejemplo se trata de una prueba para la muestra Gu1, obteniendo un resultado de entre 200 a 300 años aproximadamente.

6.5 Determinación de datación arqueomagnética

La determinación de la datación arqueomagnética se realizó al discutir con el Dr. Esparza los intervalos de tiempo probables para cada muestra. En la mayoría de las muestras se obtuvieron varios intervalos probables, por lo que es necesario elegir el más probable en función del contexto arqueológico y elementos que el especialista del sitio posee.

La datación arqueomagnética se presenta como un intervalo temporal acompañado del valor del ángulo α_{95} que representa la confiabilidad del 95% de que la edad de la muestra esté en dicho periodo.

6.6 Caracterización magnética de minerales presentes en las muestras

Para caracterizar magnéticamente a un espécimen se deben realizar pruebas de susceptibilidad magnética χ , anisotropía de susceptibilidad magnética **AMS**, así como de magnetización remanente isotermal **IRM** y **ciclos de histéresis**. La información que se obtenga será apropiada para determinar el tipo de dominio y características del artefacto estudiado. Un elemento de cada muestra fue seleccionado para realizar dichas pruebas.

Para medir χ y **AMS** se utilizó un instrumento Kappa bridge KLY3 de AGICO – que representa con gran precisión un puente de inductancia del espécimen a medir- normalizando el dato correspondiente a cada muestra respecto a su masa, que representa con gran precisión un puente de inductancia del espécimen a medir. Los especímenes preparados para la medición de magnetización son apropiados para este equipo. El espécimen se mide en 15 diferentes orientaciones donde gira y

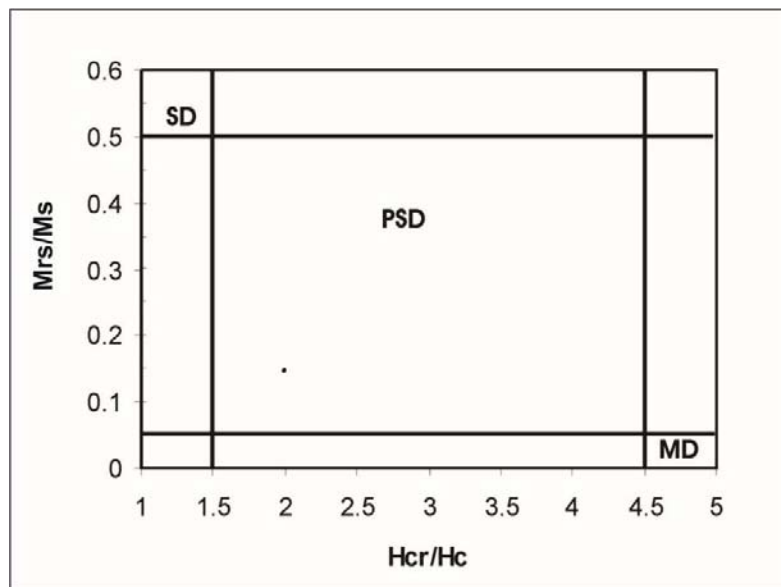
un conjunto de bobinas detecta la magnetización. De las orientaciones medidas, 6 son componentes del tensor de susceptibilidad que es calculado por la computadora que acompaña el funcionamiento de del Kappa bridge. Este tensor posee sólo la información de la componente anisotrópica del espécimen.

Los resultados se presentan en gráficas o tablas con los resultados de susceptibilidad, y en caso de que la anisotropía de susceptibilidad magnética no sea cero se presenta el tensor de susceptibilidad, es decir, la dirección hacia donde se realizó la fábrica magnética.

Los **ciclos de histéresis** y las pruebas de **IRM** fueron medidos en un instrumento MicroMag de Princeton Measurements. Se necesitan 50 mg del espécimen, esta micromuestra fue sometida a una oscilación mecánica generada por la presencia de un intenso electroimán de 10 cm de radio que introduce un momento magnético extra al espécimen. La oscilación del espécimen es proporcional a su momento magnético original, el cual es detectado por un cristal piezoeléctrico que transforma del movimiento mecánico a una diferencia de potencial.

La presentación de resultados se realiza mediante las curvas de histéresis y curvas de IRM para cada muestra.

De los resultados del ciclo de histéresis se puede calcular la relación entre la magnetización remanente de saturación y magnetización de saturación (M_{rs}/M_s) y entre la fuerza coercitiva remanente y la fuerza coercitiva (H_{cr}/H_c), ambos resultados (M_{rs}/M_r y H_{cr}/H_c) se grafican en un diagrama que contiene fronteras entre tipos de dominio magnético, **Diagrama de Day** (Day et al, 1977), según la posición en el diagrama será el dominio magnético que posee la muestra, Figura 6.8.



**Figura 6.8. Diagrama de Day (Day et al, 1977).
SD es dominio simple, PSD dominio pseudo sencillo y MD dominio múltiple.
Observe la caracterización PSD como ejemplo.**

Tradicionalmente así se ha determinado el dominio presente en una muestra paleomagnética, y la mayoría de los resultados reportados en la literatura y artículos de investigación corresponden a dominio pseudosencillo PSD. Dunlop argumenta que esto sucede debido a la proporción M_r/M_{rs} cercana a cero, pues para minerales supermagnéticos M_r es cero, y entonces existe el cociente es directamente proporcional a la fracción volumétrica de partículas supermagnéticas (Dunlop, 2002).

Tauxe et al, 2002, proponen un modelo micromagnético para estudiar las partículas magnéticas, utilizando más información resultante de los ciclos de histéresis y construyendo curvas reversas de primer orden (first-order reversal curves FORC'S) que revelan la caracterización magnética de los minerales de muestras paleomagnéticas. La premisa principal es la forma de adquisición termorremanente TRM que implica perfiles irregulares y causando dominios magnéticos de tamaño no igual, que como estructura tendrá un valor menor que el de SD pero considerablemente mayor que lo esperado para granos grandes MD

(Stacey et al, 1961). Es decir, el tamaño de los granos de minerales magnéticos no es constante, varían debido al proceso de adquisición de magnetización y por ello se obtienen resultados de PSD en general. La interpretación moderna del comportamiento de PSD es de estructuras micromagnéticas complicadas que parten de SD a MD, como estados de vórtice remanente (Tauxe, 2010).

6.7 Comparación de la datación arqueomagnética de Guachimontones con el Modelo Global de Variación Paleosecular ARCH3k.

El modelo ARCH3k es un modelo global de variación paleosecular que únicamente contiene datos de flujos de lava y arqueológicos. Se comparan las paleodirecciones y datación arqueomagnética de nuestras 16 muestras de Guachimontones, Jalisco, México con las predichas por el modelo global ARCH3K (Donadini et al, 2009). Utilizando la base de datos GEOMAGIA50.v3 (Brown et al, 2015) y su versión anterior GEOMAGIA50.v2 (Donadini et al, 2006).

Se ingresan los valores de declinación e inclinación determinados para cada muestra, latitud y longitud para Guachimontones, el período temporal de búsqueda y se selecciona el modelo al cual referirnos. Se presentará en el Capítulo 7 los resultados de la comparación con su discusión correspondiente.

CAPÍTULO VII. RESULTADOS

7.1 Determinación de dirección magnética principal y propiedades magnéticas

Realizada la desmagnetización de cada espécimen de la muestra, obtuvimos las paleodirecciones conforme decrecía la magnetización, determinando así la dirección magnética principal.

En la Figura 7.1 se presenta la curva de desmagnetización para el espécimen Gu10A, se observa como decrece continuamente la intensidad respecto al valor de campo magnético aplicado y la magnetización remanente alrededor del 10% luego de aplicar campos de 1000 mT, lo cual es indicativo de la mineralogía de la muestra. Todas las curvas resultaron como se esperaban.

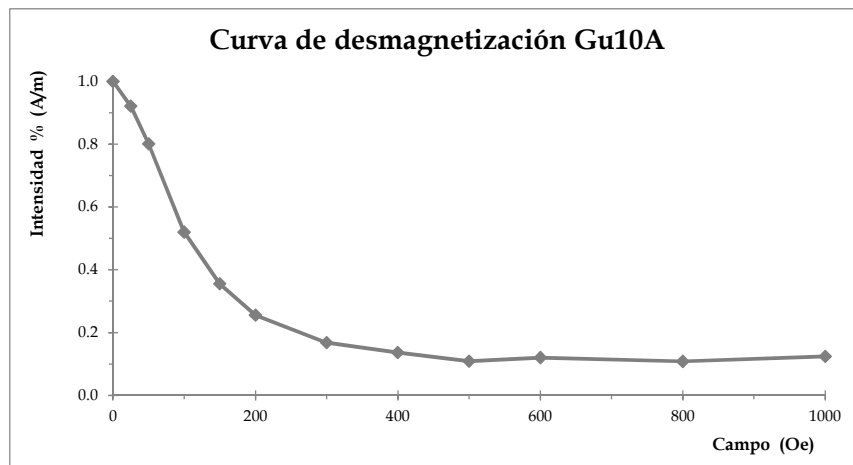


Fig. 7.1 Curva de desmagnetización para Gu10A

En la Figura 7.2 se presenta el diagrama vectorial de dirección según fue desmagnetizado el espécimen Gu10A, el Diagrama de Zijderveld permite identificar las componentes horizontal y vertical de la magnetización y se observa como tiende a la dirección característica. Se seleccionaron los pasos de desmagnetización de manera uniforme en todas las muestras. No se presentaron traslape de direcciones,

en algunos casos hubo presencia de magnetización viscosa, como en dicha figura. La tendencia en los últimos pasos de desmagnetización es hacia una dirección definida. Todos los diagramas resultaron como se esperaban.

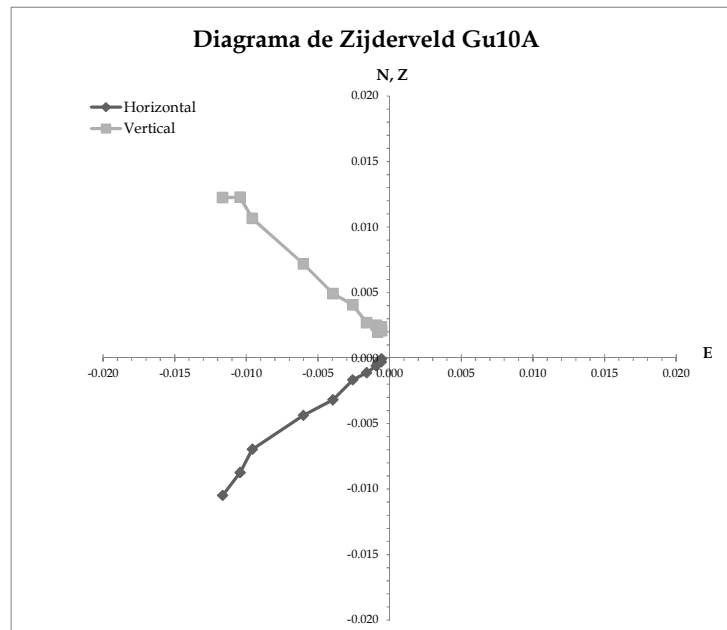


Fig. 7.2 Diagrama de Zijderfeld para Gu10A

Se presentan la curva de magnetización de cada espécimen de la muestra así como su Diagrama de Zijderfeld en el anexo A14.

El estudio de propiedades magnéticas y mineralogía resultó en el Diagrama de Day para las 16 muestras de Guachimontones, IRM, ciclo de histéresis y AMS para cada muestra, que pueden ser consultados en el anexo A15. A continuación el Diagrama de Day y ejemplos de la pruebas realizadas para algunas muestras.

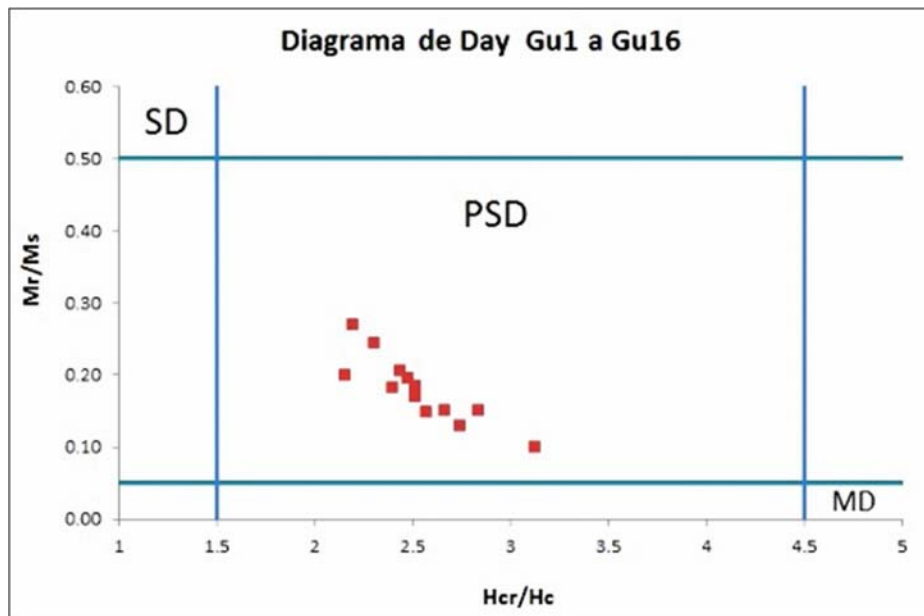


Figura 7.3 Diagrama de Day para las muestras Gu1 a Gu16 de Guachimontones.

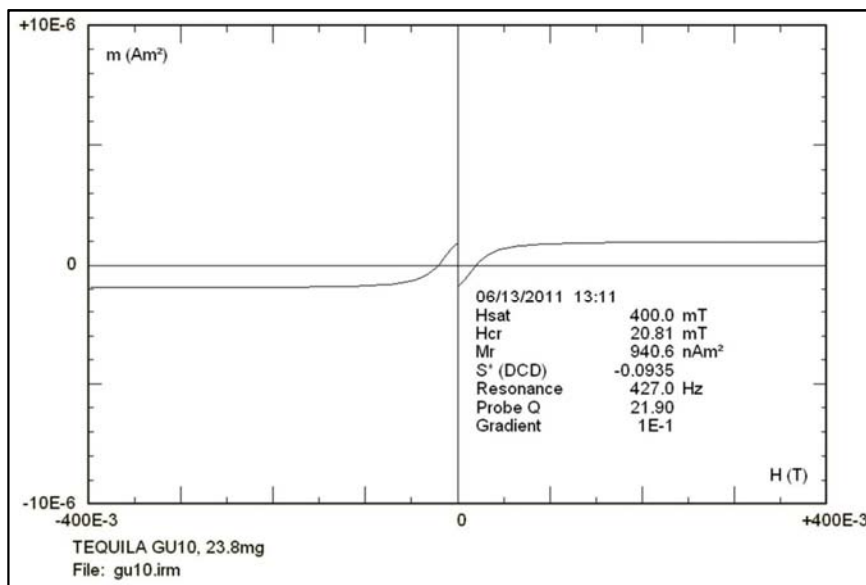


Figura 7.4 Prueba IRM de la muestra Gu10.

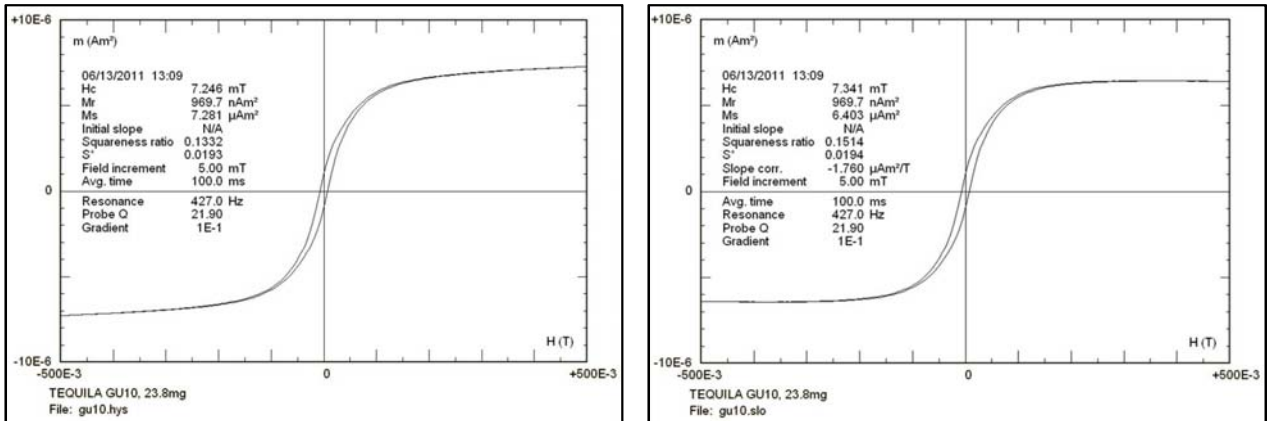


Figura 7.5 Ciclo de histéresis para la muestra Gu10.

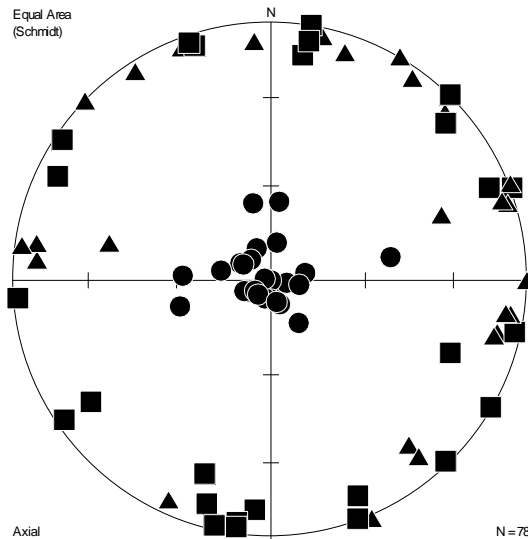


Figura 7.6. Prueba AMS para la muestra Gu10.

7.2 Comparación de dirección magnética principal con la Curva de Variación Secular del Centro de México

Utilizando el programa RenDate de Lanos, tenemos las siguientes intersecciones (el signo negativo significa AC) para las 16 muestras que comprenden este estudio, se presentan la estereored con la dirección característica y sus valores de incertidumbre:

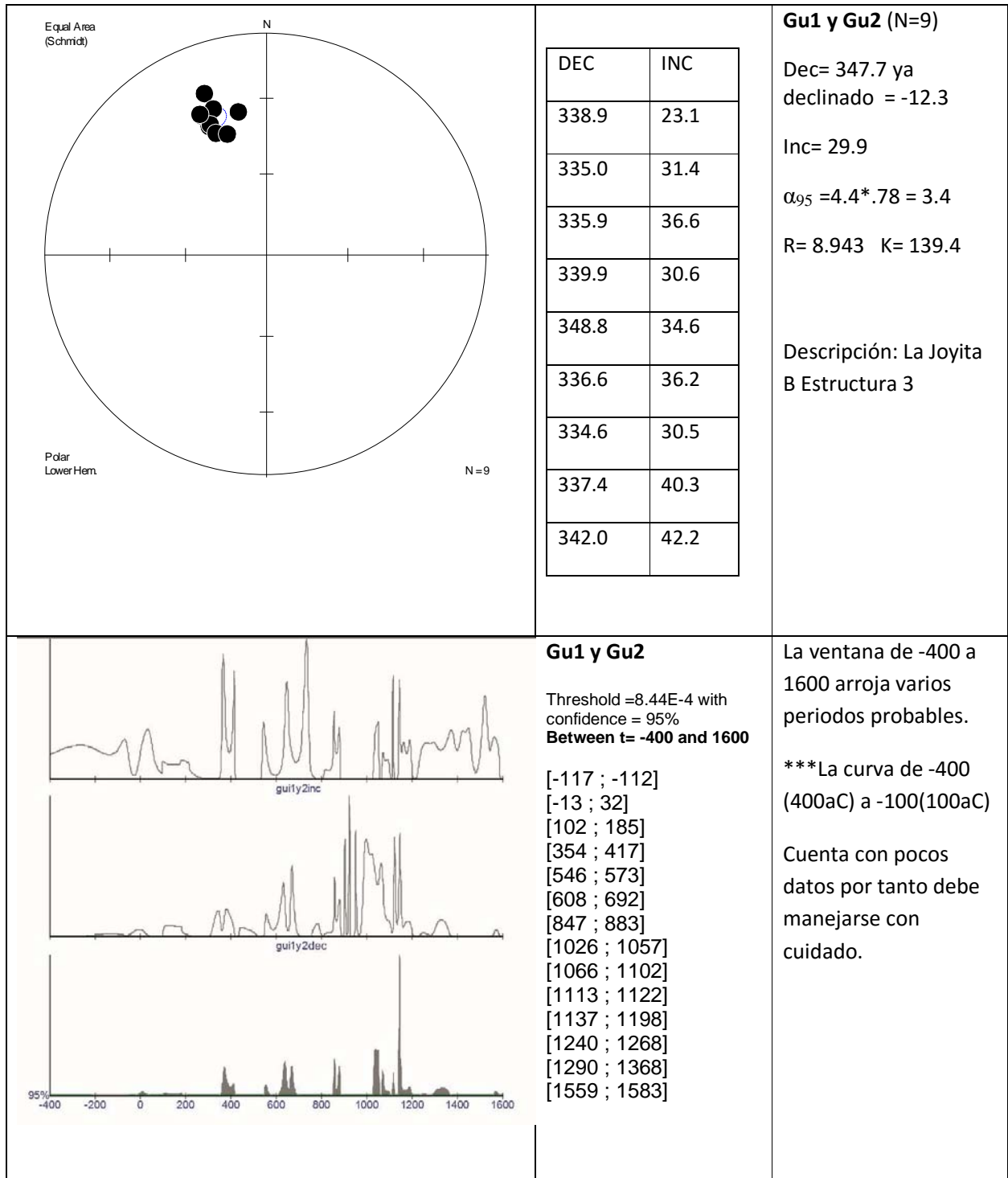


Fig. 7.7 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu3.

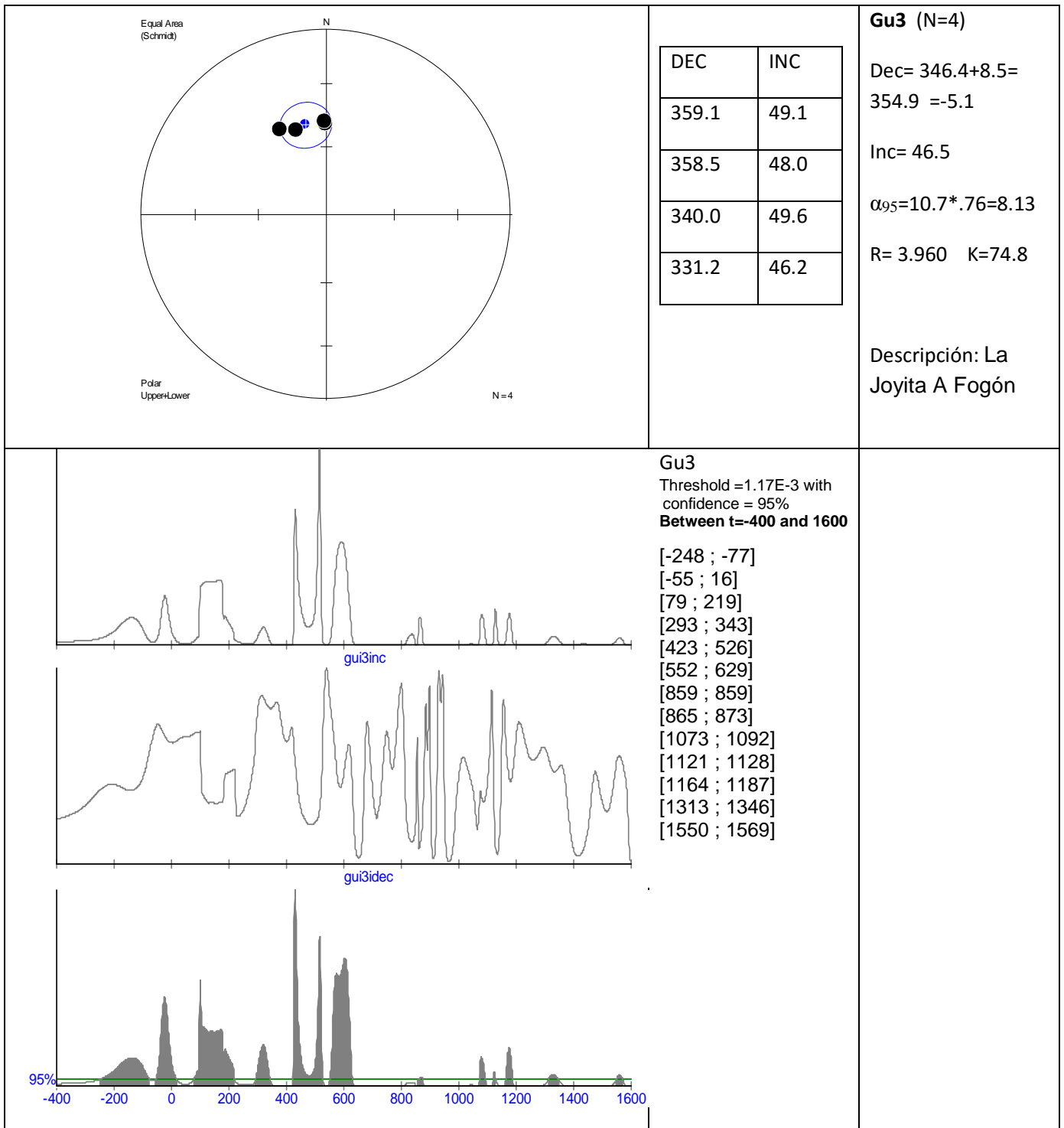


Fig. 7.8 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu3.

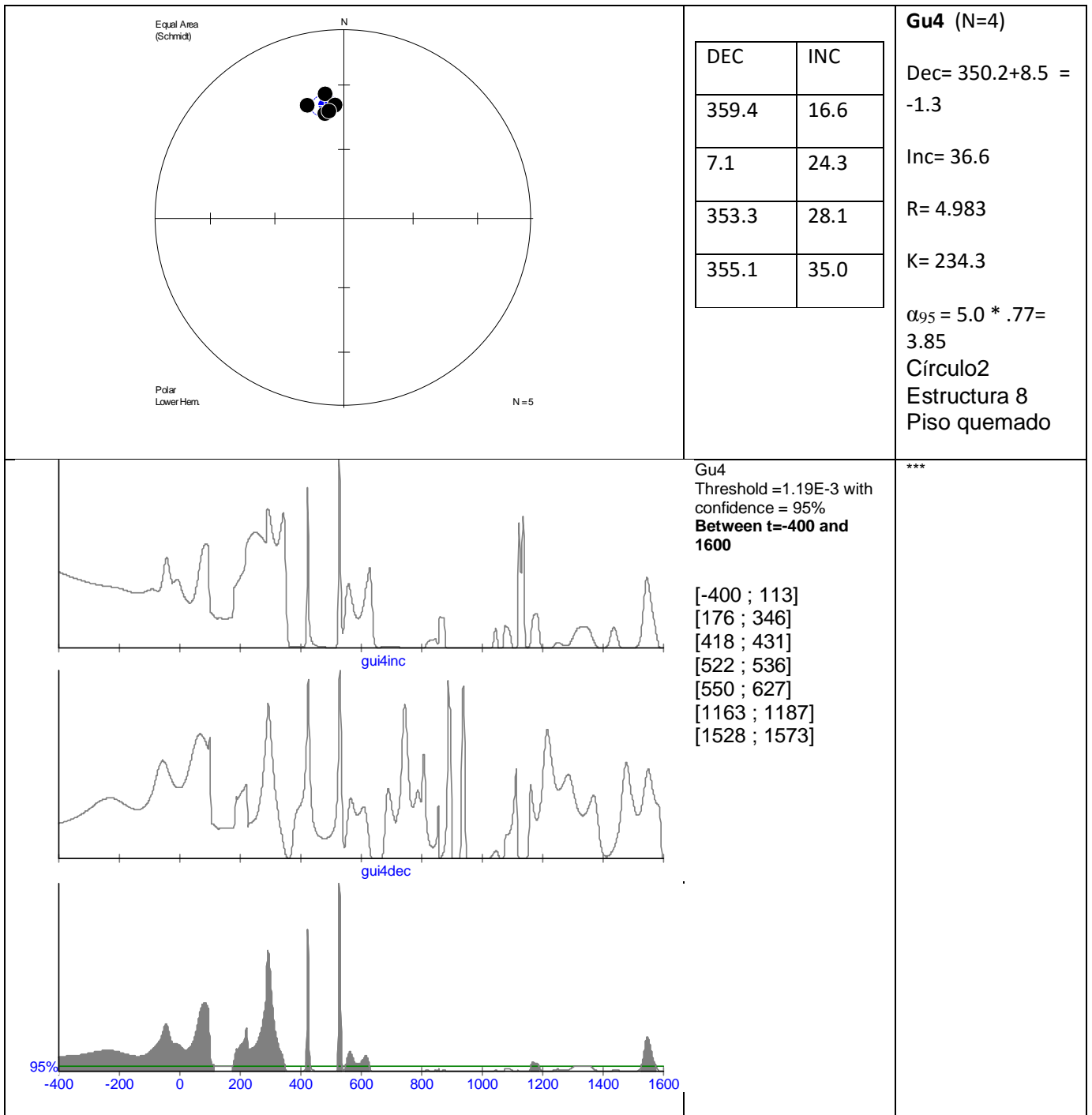


Fig. 7.9 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu4.

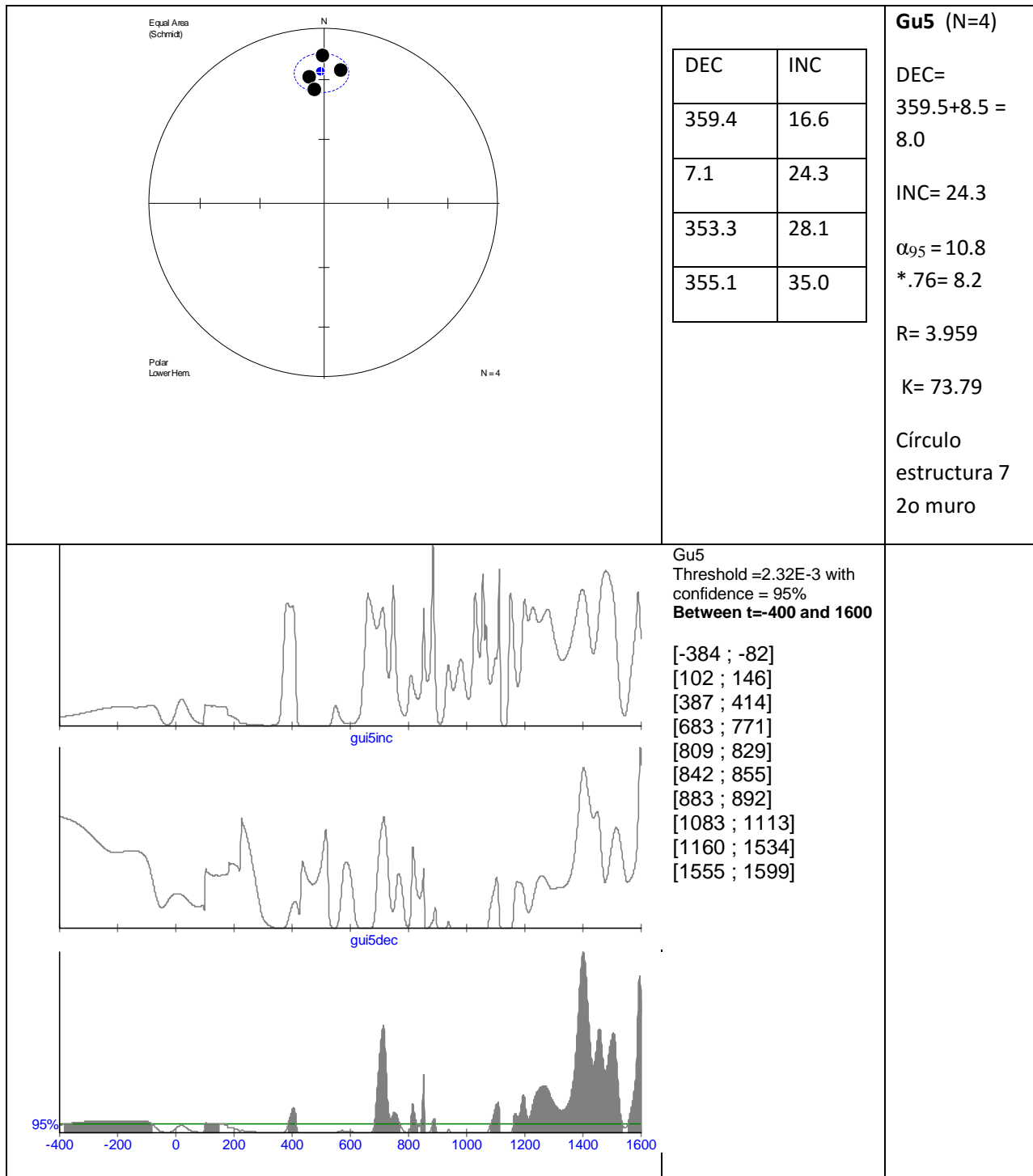


Fig. 7.10 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu5.

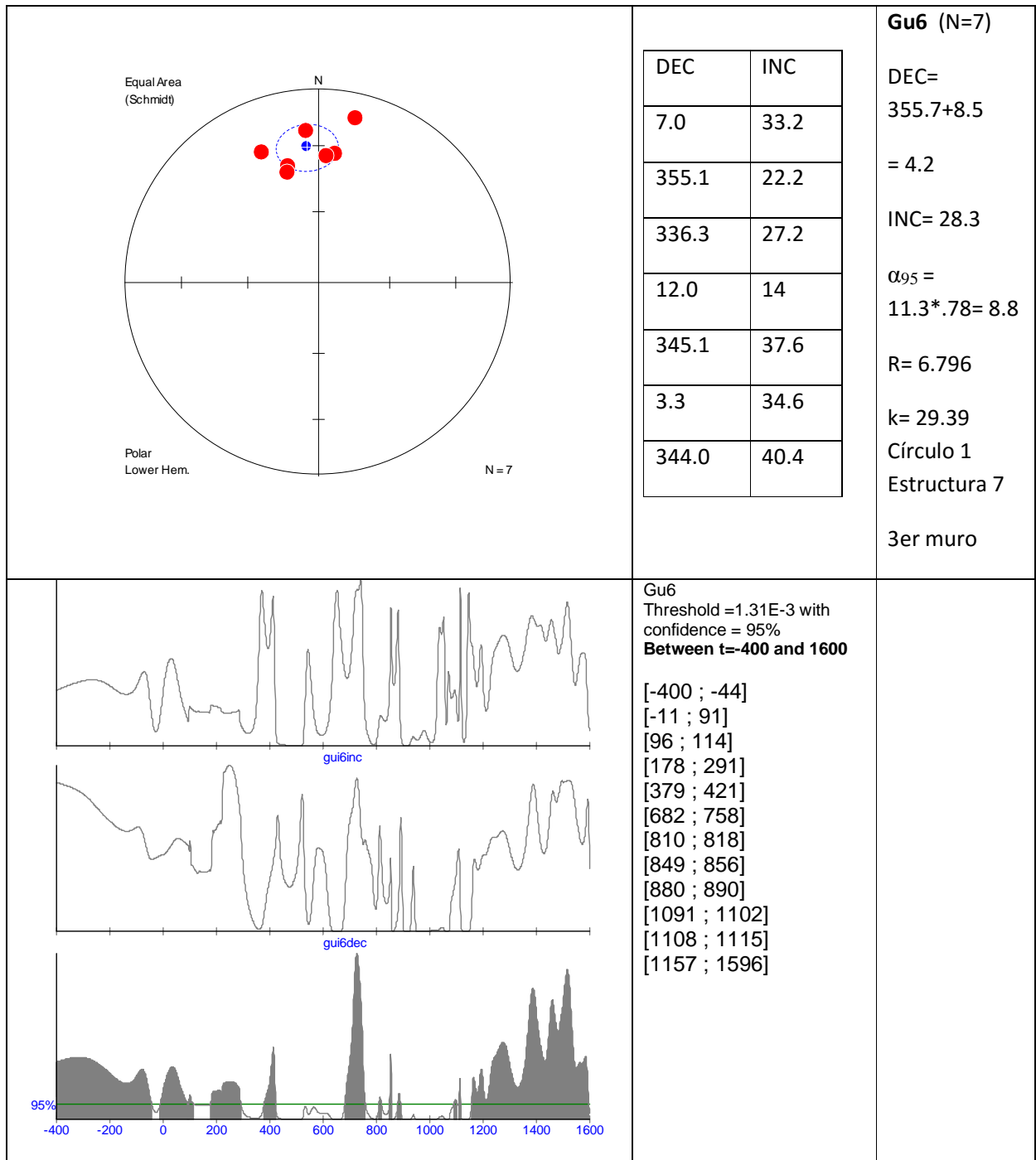


Fig. 7.11 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu6.

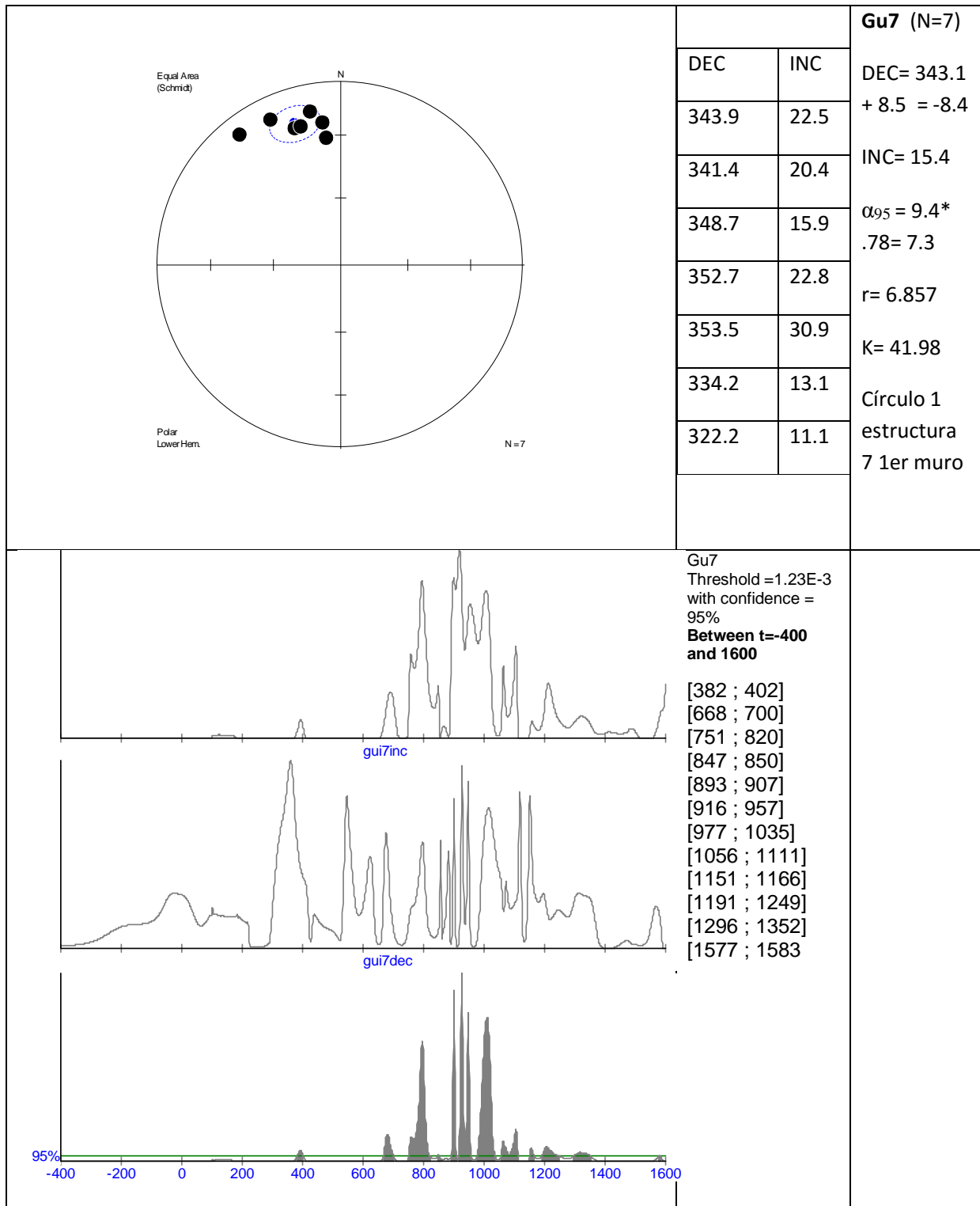


Fig. 7.12 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu7.

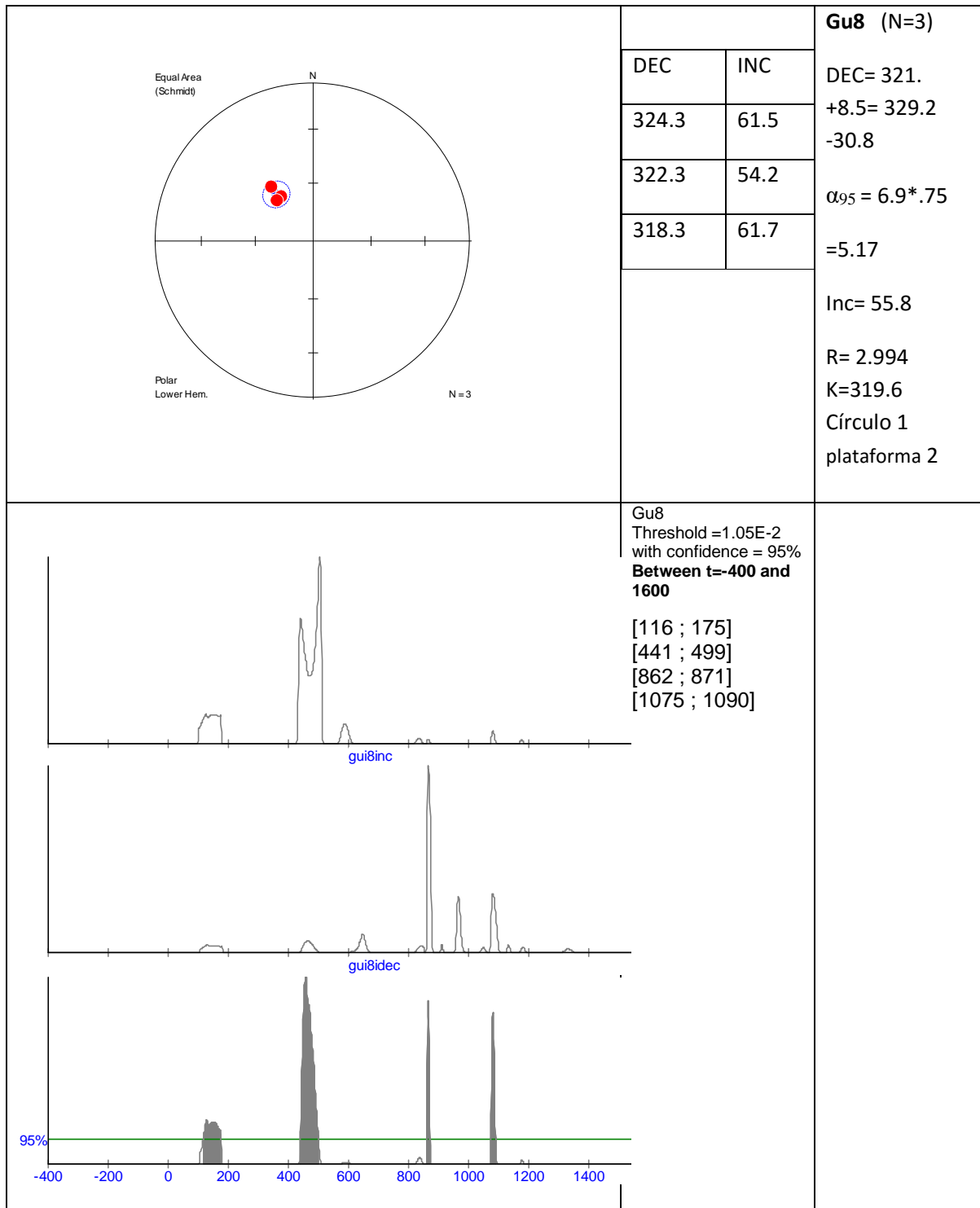


Fig. 7.13 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu8.

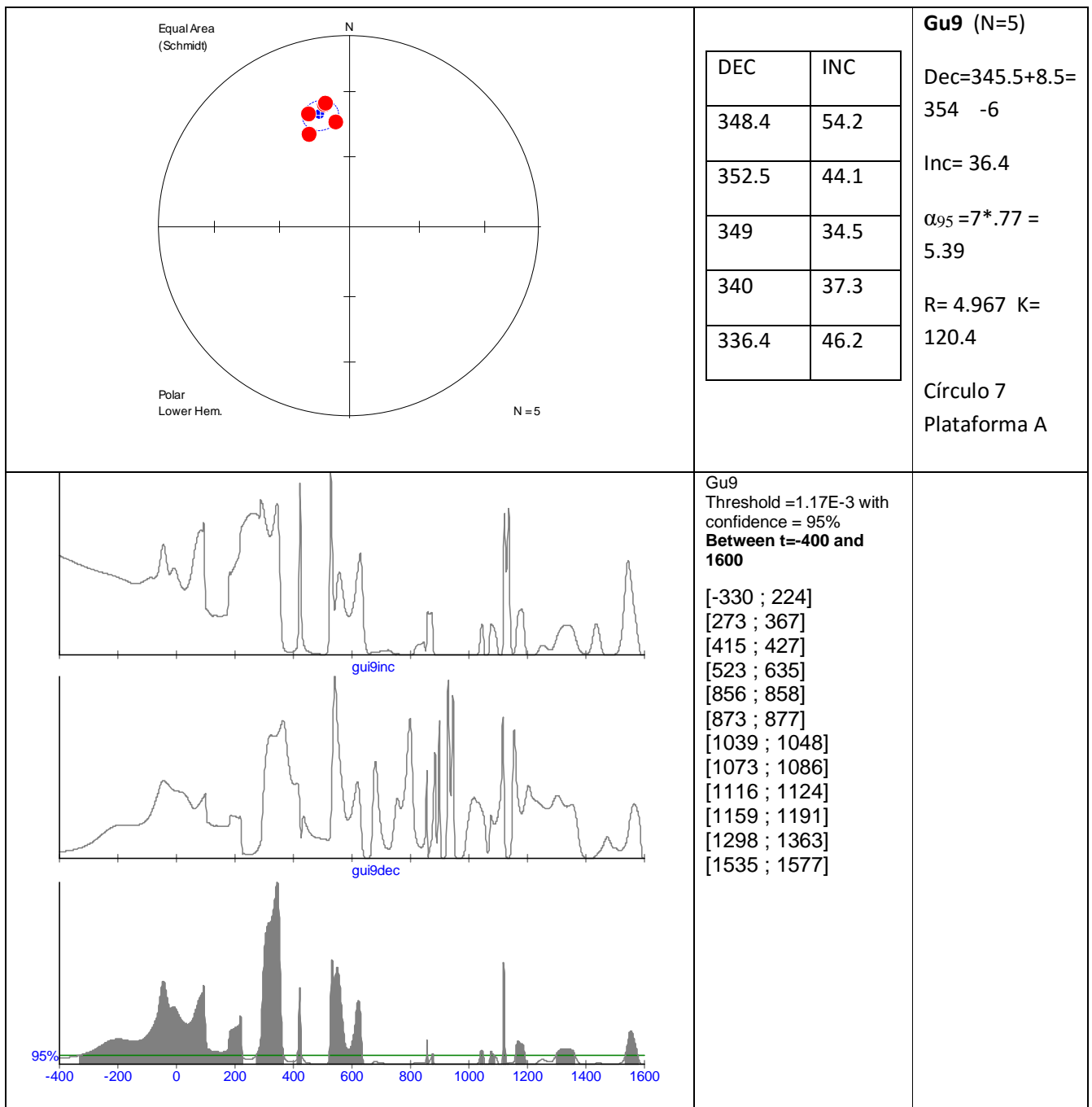


Fig. 7.14 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu9.

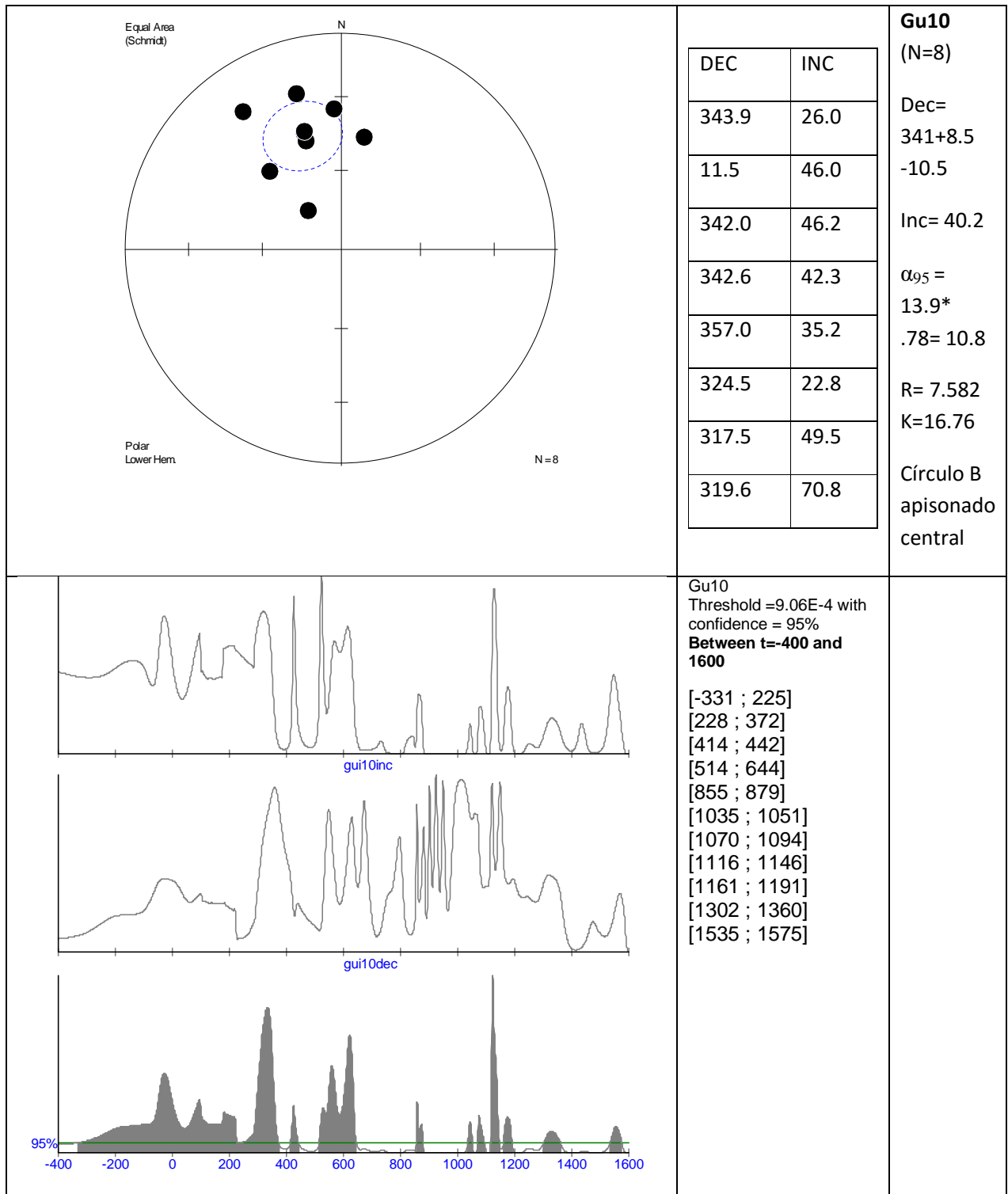


Fig. 7.15 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu10.

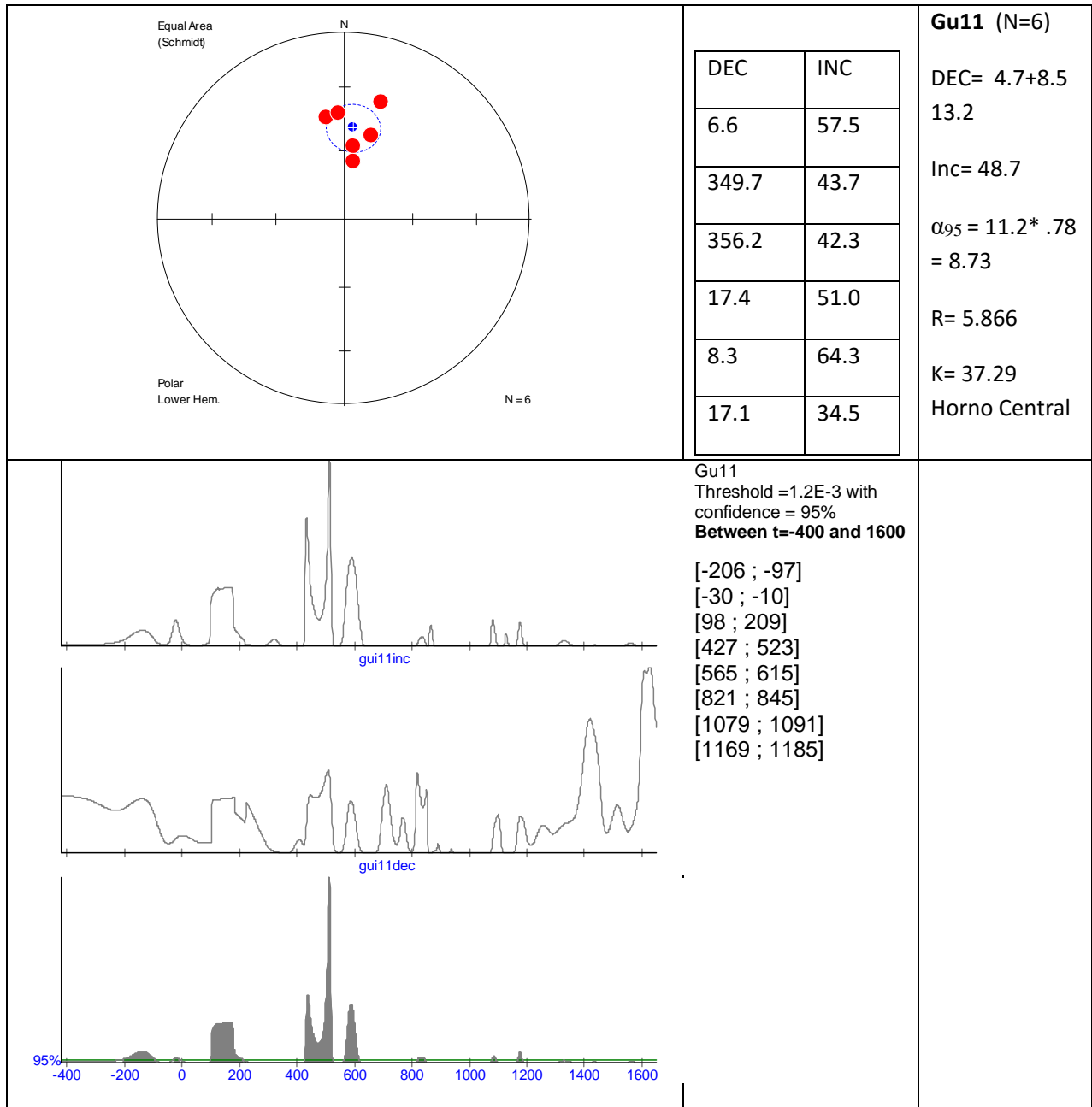


Fig. 7.16 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu11.

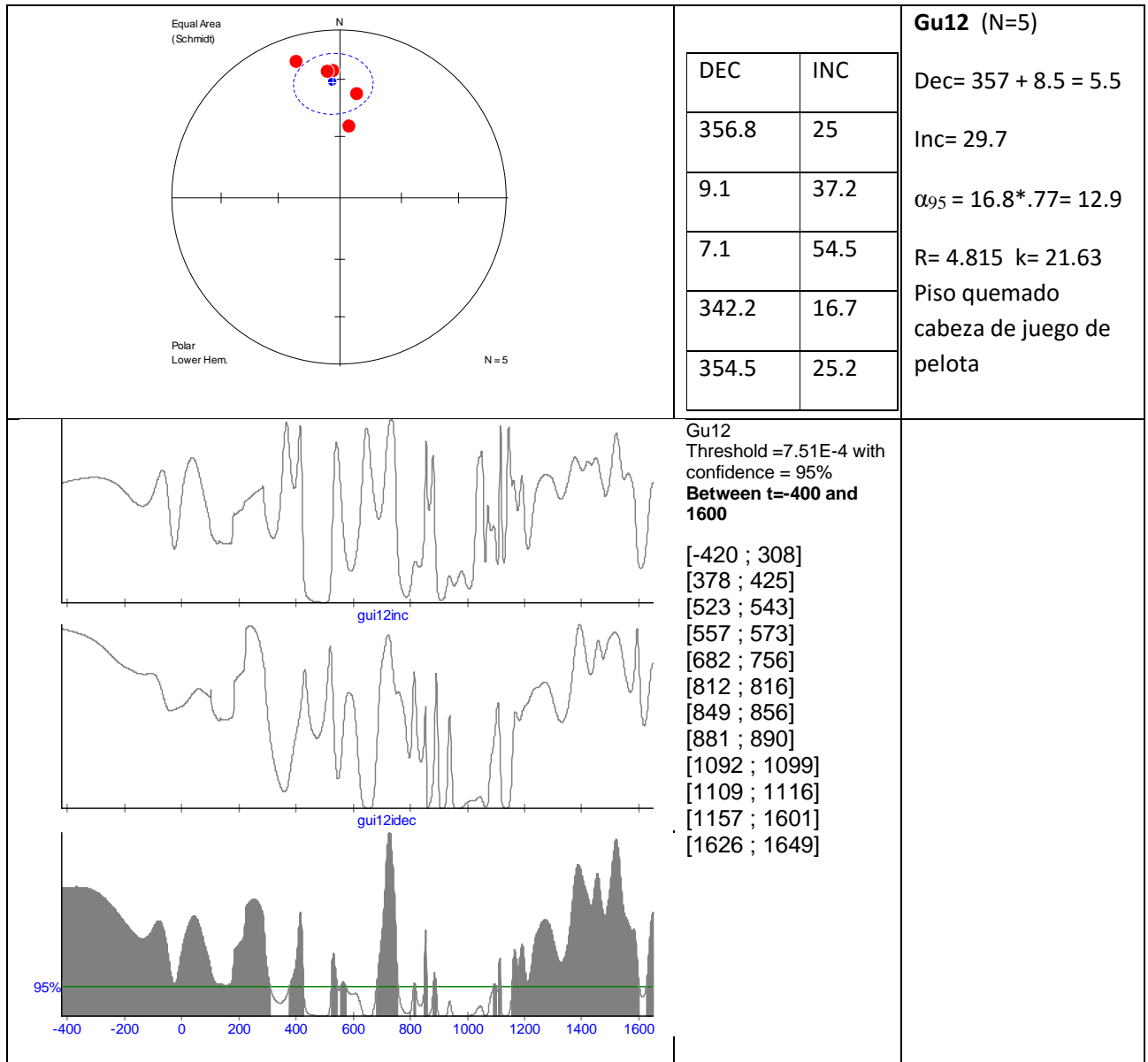


Fig. 7.17 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu12.

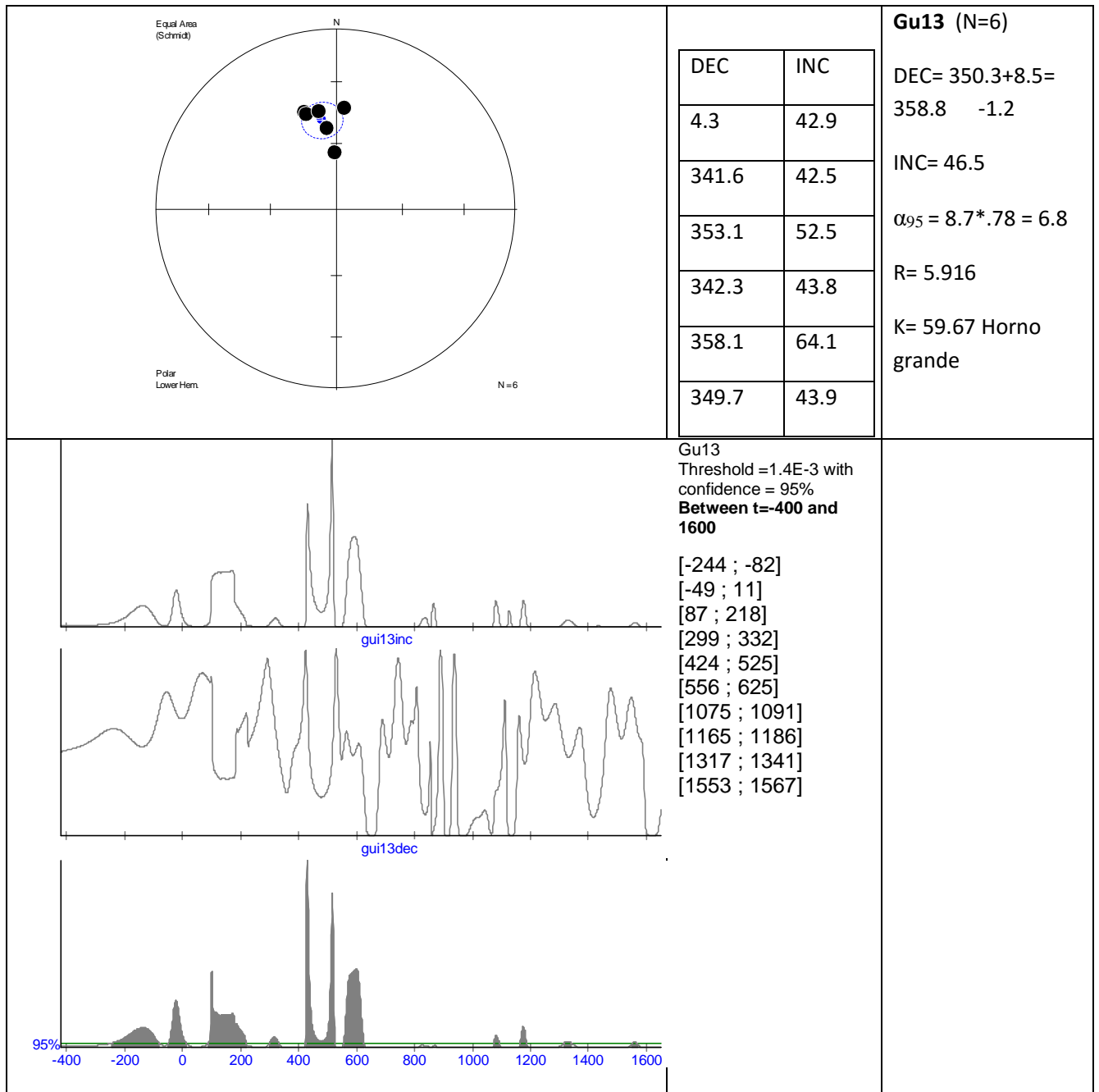


Fig. 7.18 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu13.

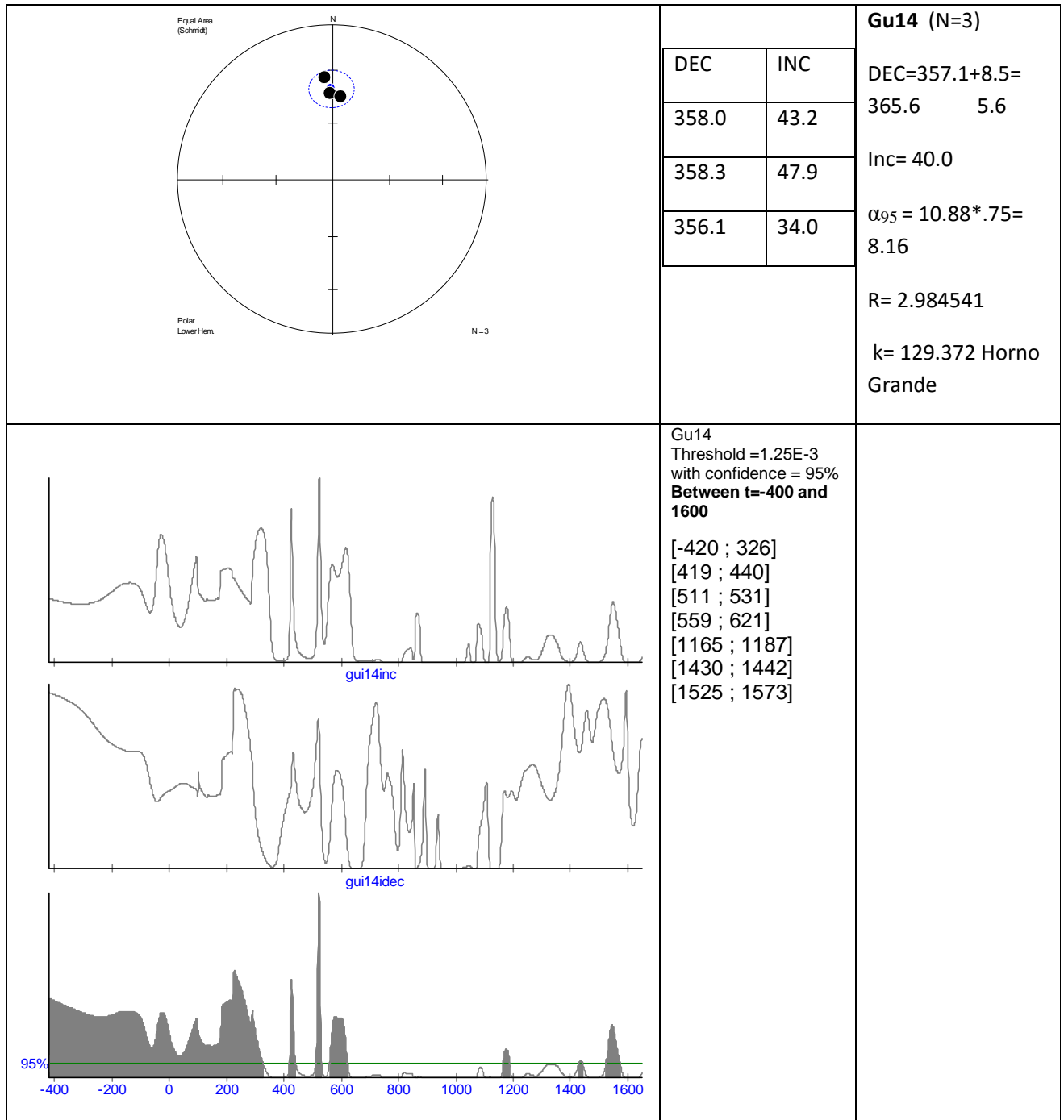


Fig. 7.19 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu14.

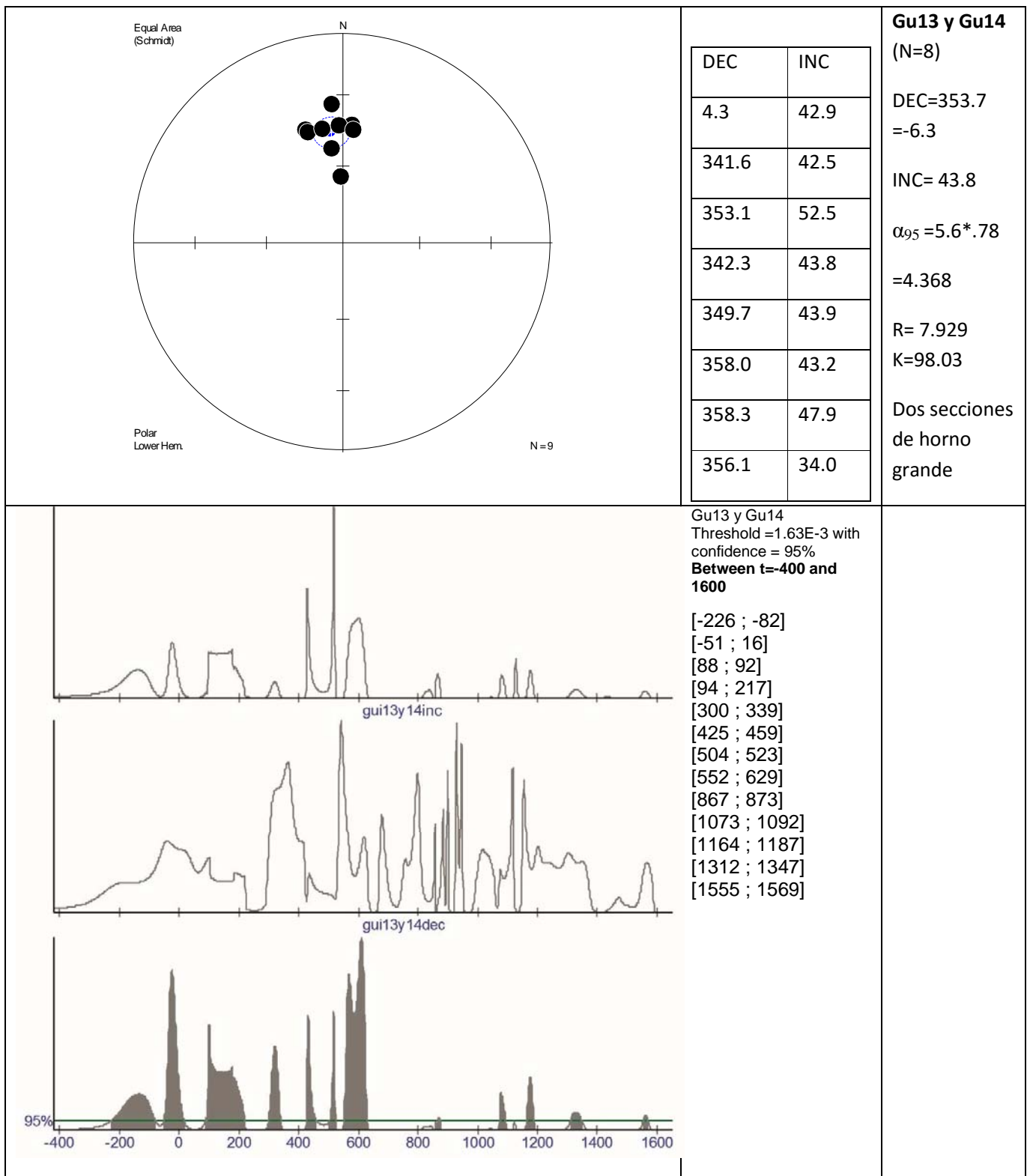


Fig. 7.20 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu13 y Gu14.

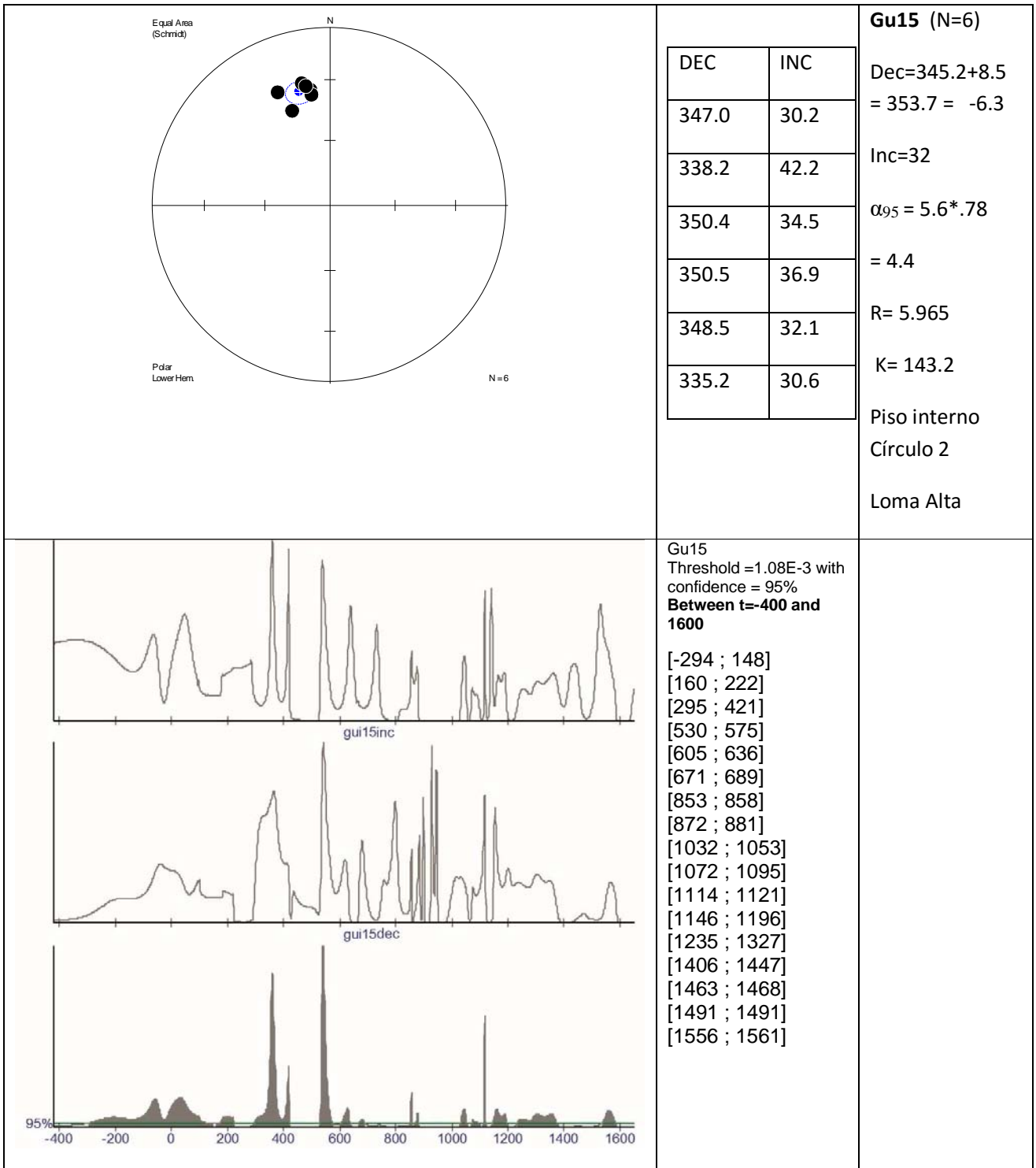


Fig. 7.21 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu15.

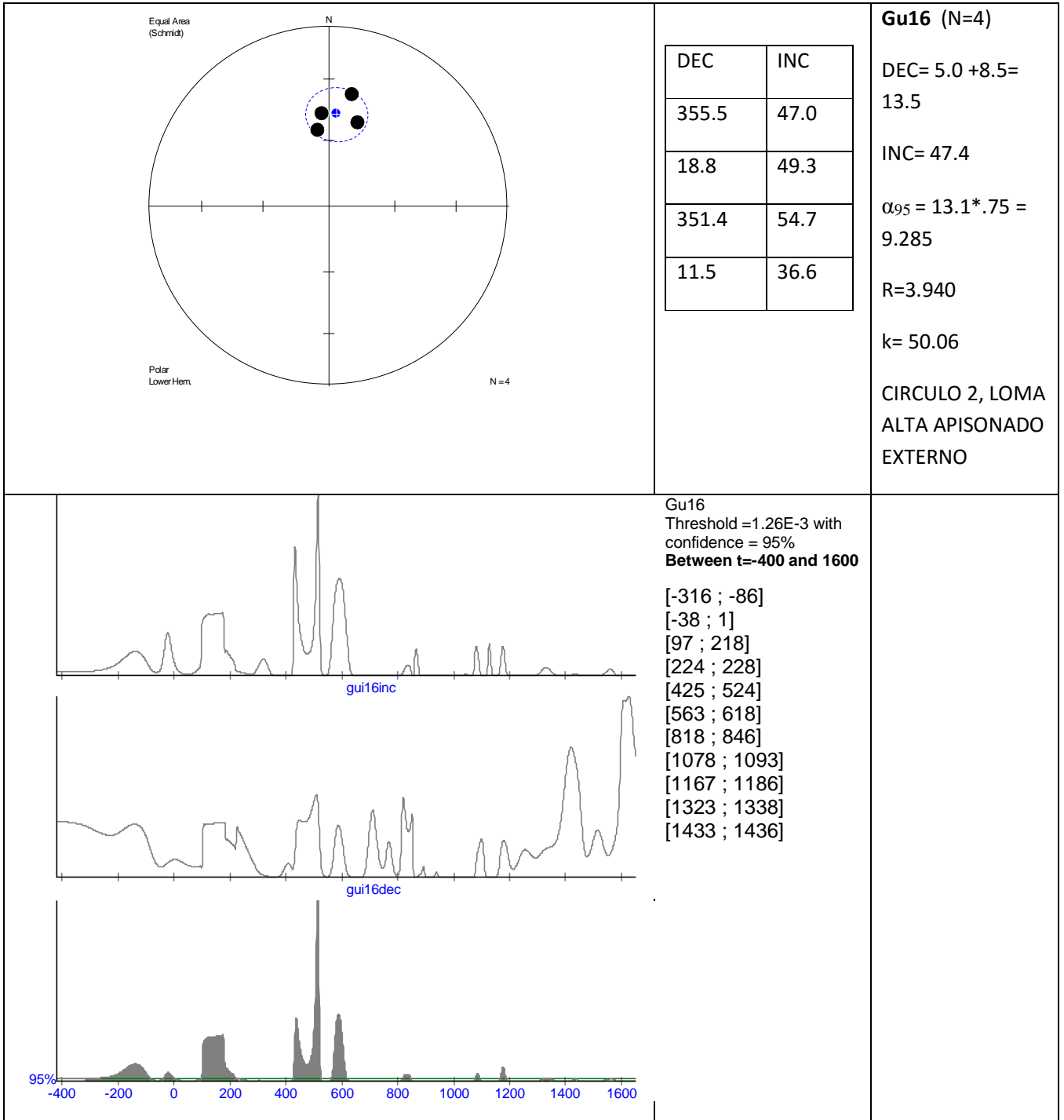


Fig. 7.22 Estereored, desmagnetización, comparación con la CVSM para Gu16.

Tabla 7.1 Muestras y periodos de intersección probables por comparación de dirección paleomagnética.

Muestra	Contexto	N	Dec (°)	Inc (°)	α_{95}	k	R	Intersecciones probables
Gu1 y Gu2	Estructura 3, La Joyita B	9	347.7	29.9	3.4	139.4	8.943	[-117 ; -112] [-13 ; 32] [102 ; 185] [354 ; 417] [546 ; 573] [608 ; 692] [847 ; 883] [1026 ; 1057] [1066 ; 1102] [1113 ; 1122] [1137 ; 1198] [1240 ; 1268] [1290 ; 1368] [1559 ; 1583]
Gu3	Fogón, La Joyita A	4	354.9	46.5	8.13	74.8	3.96	[-117 ; -112] [-13 ; 32] [102 ; 185] [354 ; 417] [546 ; 573] [608 ; 692] [847 ; 883] [1026 ; 1057] [1066 ; 1102] [1113 ; 1122] [1137 ; 1198] [1240 ; 1268] [1290 ; 1368] [1559 ; 1583]
Gu4	Piso quemado, Estructura 8, Círculo 2, Guachimontones	4	358.7	36.6	3.85	234.3	4.983	[-400 ; 113] [176 ; 346] [418 ; 431] [522 ; 536] [550 ; 627] [1163 ; 1187] [1528 ; 1573]
Gu5	2° muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	4	8	24.3	8.2	73.79	3.959	[-384 ; -82] [102 ; 146] [387 ; 414] [683 ; 771] [809 ; 829] [842 ; 855] [883 ; 892] [1083 ; 1113] [1160 ; 1534] [1555 ; 1599]

Gu6	3er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	7	4.2	28.3	8.8	29.39	6.796	[-400 ; -44] [-11 ; 91] [96 ; 114] [178 ; 291] [379 ; 421] [682 ; 758] [810 ; 818] [849 ; 856] [880 ; 890] [1091 ; 1102] [1108 ; 1115] [1157 ; 1596]
Gu7	1er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	7	351.6	15.4	7.3	41.98	6.857	[-400 ; -44] [-11 ; 91] [96 ; 114] [178 ; 291] [379 ; 421] [682 ; 758] [810 ; 818] [849 ; 856] [880 ; 890] [1091 ; 1102] [1108 ; 1115] [1157 ; 1596]
Gu8	Plataforma 2, Círculo 1, Guachimontones	3	329.2	55.8	5.17	319.6	2.994	[116 ; 175] [441 ; 499] [862 ; 871] [1075 ; 1090]
Gu9	Plataforma A, Círculo 7, Guachimontones	5	354	36.4	5.39	120.4	4.967	[-330 ; 224] [273 ; 367] [415 ; 427] [523 ; 635] [856 ; 858] [873 ; 877] [1039 ; 1048] [1073 ; 1086] [1116 ; 1124] [1159 ; 1191] [1298 ; 1363] [1535 ; 1577]
Gu10	Apisonado central interno del Círculo B, Loma Alta	8	349.5	40.2	10.8	16.76	7.582	[-331 ; 225] [228 ; 372] [414 ; 442] [514 ; 644] [855 ; 879] [1035 ; 1051] [1070 ; 1094] [1116 ; 1146] [1161 ; 1191] [1302 ; 1360] [1535 ; 1575]

Gu11	Horno Central, Juego de Pelota, Loma Alta	6	13.2	48.7	8.73	5.866	37.29	[-206 ; -97] [-30 ; -10] [98 ; 209] [427 ; 523] [565 ; 615] [821 ; 845] [1079 ; 1091] [1169 ; 1185]
Gu12	Piso quemado, cabeza de Juego de Pelota, Loma Alta	5	5.5	29.7	12.9	21.63	4.815	[-420 ; 308] [378 ; 425] [523 ; 543] [557 ; 573] [682 ; 756] [812 ; 816] [849 ; 856] [881 ; 890] [1092 ; 1099] [1109 ; 1116] [1157 ; 1601] [1626 ; 1649]
Gu13	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	6	358.8	46.5	6.8	59.67	5.916	[-244 ; -82] [-49 ; 11] [87 ; 218] [299 ; 332] [424 ; 525] [556 ; 625] [1075 ; 1091] [1165 ; 1186] [1317 ; 1341] [1553 ; 1567]
Gu14	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	3	5.6	40.0	8.16	129.372	2.984	[-420 ; 326] [419 ; 440] [511 ; 531] [559 ; 621] [1165 ; 1187] [1430 ; 1442] [1525 ; 1573]
Gu13 y Gu14	Dos secciones del Horno grande, Loma Alta	8	353.7	43.8	4.36	98.03	7.929	[-226 ; -82] [-51 ; 16] [88 ; 92] [94 ; 217] [300 ; 339] [425 ; 459] [504 ; 523] [552 ; 629] [867 ; 873] [1073 ; 1092] [1164 ; 1187] [1312 ; 1347] [1555 ; 1569]

Gu15	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	6	353.7	32.0	4.4	143.2	5.965	[-294 ; 148] [160 ; 222] [295 ; 421] [530 ; 575] [605 ; 636] [671 ; 689] [853 ; 858] [872 ; 881] [1032 ; 1053] [1072 ; 1095] [1114 ; 1121] [1146 ; 1196] [1235 ; 1327] [1406 ; 1447] [1463 ; 1468] [1491 ; 1491] [1556 ; 1561]
Gu16	Apisonado externo interno del Círculo B, Loma Alta	4	13.5	47.4	9.285	50.06	3.94	[-316 ; -86] [-38 ; 1] [97 ; 218] [224 ; 228] [425 ; 524] [563 ; 618] [818 ; 846] [1078 ; 1093] [1167 ; 1186] [1323 ; 1338] [1433 ; 1436]
Gu10 y Gu16	Apisonados interior del Círculo B, Loma Alta	12	13.5	47.4	10.8	16.76	7.582	[-331 ; 225] [228 ; 372] [414 ; 442] [514 ; 644] [855 ; 879] [1035 ; 1051] [1070 ; 1094] [1116 ; 1146] [1161 ; 1191] [1302 ; 1360] [1535 ; 1575] [- 316 ; -86] [-38 ; 1] [97 ; 218] [224 ; 228] [425 ; 524] [563 ; 618] [818 ; 846] [1078 ; 1093] [1167 ; 1186] [1323 ; 1338] [1433 ; 1436]

En la anterior Tabla 7.1 se concentran los intervalos al 95% de confianza de que la dirección característica de cada muestra pertenezca a determinado período. Cada uno de estos períodos intersecta con la temporalidad determinada en la curva de variación secular para Mesoamérica. La selección del intervalo para concluir en una datación se realiza con discusión y cruce de información del contexto arqueológico.

7.3 Determinación de datación arqueomagnética

Obtenidos los resultados por comparación de dirección con la curva de variación secular para Mesoamérica fueron analizados y discutidos con el especialista del sitio el Dr. Rodrigo Esparza. Con base en el contexto arqueológico, etapas constructivas, registros cerámicos y nuestros intervalos probables se seleccionó la datación arqueomagnética para cada muestra, las que se presentan en la Tabla 7.2: mencionando el nombre de la muestra, la descripción, el número de especímenes de cada muestra (N), la dirección característica (Dec, Inc), el factor de confianza α_{95} así como los factores de correlación k y R, y finalmente la datación arqueomagnética reportada.

Estos resultados se discuten en este trabajo posteriormente.

Tabla 7.2 Dataciones arqueomagnéticas en Guachimontones de Teuchitlán (páginas 97 a 99).

Muestra	Descripción	N	Dec (°)	Inc (°)	α_{95}	k	R	Datación Arqueomagnética Años DC (signo menos significa AC)
Gu1 y Gu2	Estructura 3, La Joyita B	9	347.7	29.9	3.4	139.4	8.943	[-117 ; -112]
Gu3	Fogón, La Joyita A	4	354.9	46.5	8.13	74.8	3.96	[-248 ; -77]
Gu4	Piso quemado, Estructura 8, Círculo 2, Guachimontones	4	358.7	36.6	3.85	234.3	4.983	[-100 ; -113]
Gu5	2º muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	4	8	24.3	8.2	73.79	3.959	[683 ; 771]
Gu6	3er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	7	4.2	28.3	8.8	29.39	6.796	[682 ; 758]
Gu7	1er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	7	351.6	15.4	7.3	41.98	6.857	[751 ; 820]

Muestra	Descripción	N	Dec (°)	Inc (°)	α_{95}	k	R	Datación Arqueomagnética Años DC (signo menos significa AC)
Gu8	Plataforma 2, Círculo 1, Guachimontones	3	329.2	55.8	5.17	319.6	2.994	[116 ; 175]
Gu9	Plataforma A, Círculo 7, Guachimontones	5	354	36.4	5.39	120.4	4.967	[-100 ; 224]
Gu10	Apisonado central interno del Círculo B, Loma Alta	8	349.5	40.2	10.8	16.76	7.582	[97 ; 372]
Gu11	Horno Central, Juego de Pelota, Loma Alta	6	13.2	48.7	8.73	5.866	37.29	[427 ; 523]
Gu12	Piso quemado, cabeza de Juego de Pelota, Loma Alta	5	5.5	29.7	12.9	21.63	4.815	[50 ; 308]
Gu13	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	6	358.8	46.5	6.8	59.67	5.916	[556 ; 625]

Muestra	Descripción	N	Dec (°)	Inc (°)	α_{95}	k	R	Datación Arqueomagnética Años DC (signo menos significa AC)
Gu14	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	3	5.6	40.0	8.16	129.372	2.984	[559 ; 621]
Gu13 y Gu14	Dos secciones del Horno grande, Loma Alta	8	353.7	43.8	4.36	98.03	7.929	[552 ; 629]
Gu15	Horno grande, Juego de Pelota, Loma Alta	6	353.7	32.0	4.4	143.2	5.965	[530 ; 575]
Gu16	Apisonado externo interno del Círculo B, Loma Alta	4	13.5	47.4	9.285	50.06	3.94	[97 ; 218]
Gu10 y Gu16	Apisonados interior del Círculo B, Loma Alta	12	13.5	47.4	10.8	16.76	7.582	[97 ; 372]

7.4 Análisis y discusión de la datación arqueomagnética de Guachimontones de Teuchitlán

Considerando los resultados obtenidos de la datación arqueomagnética y con base en las dataciones de radiocarbono y secuencias constructivas del contexto arqueológico, se realizan las discusiones correspondientes. Usaremos las dataciones presentadas en la Tabla 7.3, los perfiles y edades calibradas por radiocarbono pueden verse en el anexo A16.

Para las muestras Gu1 y Gu2 correspondientes a La Joyita B existe correspondencia con el intervalo temporal seleccionado puesto que esta unidad habitacional representa la edificación más antigua de Guachimontones, por lo que la datación arqueomagnética [117-112 AC] es congruente con el sitio.

La muestra Gu3 tomada en La Joyita A, registra el último uso del fogón de esta zona habitación, determinando que entre [248-77 AC] sucedió la última quema del fogón. Para esta zona existe una datación de radiocarbono que corresponde a edades más tempranas: [387-351 AC], [314-310 AC], [298-230 AC] y [219-208 AC]. El tipo de muestra utilizada para la determinación del ^{14}C fue carbón encontrado en el fogón, materia orgánica colectada en excavaciones. El método arqueomagnético permite determinar el último uso o quema de un fogón, independientemente de hallazgos orgánicos que fueron quemados ahí previamente.

Para la muestra Gu4, tomada en un piso quemado de la Estructura 8 del Círculo 2, se obtuvo un rango de intersección con la curva de variación secular de [400 AC-113 DC], pero el contexto arqueológico indica que el inicio de construcción del Círculo 1, Círculo 2 y el Juego de Pelota fue hacia el año 100 AC, por lo que una buena parte del intervalo no corresponde a la etapa constructiva. De modo que la datación arqueomagnética la determinamos como [100 AC-113 DC]. La razón de que el intervalo de intersección con la curva sea tan amplio es debido a la naturaleza de

la curva de variación secular, es decir, tenemos poca resolución para edades tan tempranas y es necesario obtener más datos con esa temporalidad para que las determinaciones en dichas épocas sean mejores. Para Guachimontones de Teuchitlán el contexto arqueológico fundamenta la presentación final de la datación arqueomagnética.

Tabla 7.3 Datación arqueomagnética comparada con radiocarbono. El sitio de estudio cuenta con algunas dataciones por radiocarbono que comparamos con nuestras determinaciones arqueomagnéticas. Las muestras Gu3 y Gu8 podrán incorporarse a la curva de variación secular de Mesoamérica debido a que coincide con el radiocarbono reportado.

Muestra	Descripción	Datación arqueomagnética	ID muestra C14	Descripción	Fuente de determinación	Edad C14 BP	Calibración por OxCal
Gu3	Fogón, La Joyita A	[248 - 77 AC]	Beta 192096	Parte interior de fogón 2, La Joyita A, Zona residencial	Carbón	2250 ± 50	BC 387-351, 317-310, 298-230, 219-208.
Gu4	Piso quemado, Estructura 8, Círculo 2, Guachimontones	[100 - 113 AC]	Beta 192089	Carbono asociado con ofrenda, extensión de Plataforma 8, Círculo 2	Maíz carbonizado	1800 ± 40	AD 134-160, 170-197, 209-257, 302-318.
Gu5	2º muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	[683 - 771 DC]	Beta 192097	Ofrenda adentro de expansión lateral, Estructura 7, Círculo 1	No se indica	1990 ± 40	BC 41-9, BC 2-AD 60
Gu6	3er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	[682 - 758 DC]					
Gu7	1er muro de Estructura 7, Círculo 1, Guachimontones	[751 - 820 DC]					
Gu8	Plataforma 2, Círculo 1, Guachimontones	[116 - 175 DC]	Beta 192092	Superestructura de barro sobre muro exterior, Plataforma 2, Círculo 1	Otate	1870 ± 40	AD 82-107, 114-180, 190-215

Para las muestras Gu5, Gu6 y Gu7 tenemos dataciones arqueomagnéticas muy cercanas entre sí, lo que indica que son contemporáneas las muestras, y da cohesión al estudio debido a que estas tres muestras son parte de una misma estructura, corresponden a los muros 1, 2 y 3 de la plataforma 7, como se muestra en la Figura 7.23. Para esta estructura existe una determinación de radiocarbono de una ofrenda dentro de la plataforma 7, datada hacia [41 - 9 AC] y [2 AC - 60 DC], obtenida de restos orgánicos encontrados en excavación. Comparando con el arqueomagnetismo no se observa correspondencia alguna, nuestros datos ubican una edad siete siglos más tarde. Esta diferencia se debe a que la ofrenda encontrada en el interior de la plataforma se ubica en la época de inicio de construcción del Círculo 1, hacia el 100 AC, y los muros que datamos fueron construidos muy posterior a la plataforma misma.



Figura 7.23 Ubicación de muestras en Plataforma 7.

Sabemos que la terminación de la arquitectura monumental en el sitio fue hacia el año 100 DC y que en excavaciones, Weigand encontró en el anfiteatro cercano a la plataforma 7, cerámicas del tipo pseudo-cloisonné que se atribuyeron a la Tradición Teuchitlán (Beekman y Wigand, 2000). Posteriormente, se encontró una ocupación posterior en Guachimontones relacionadas con el registro cerámico y se determinó que dichas cerámicas pseudo-cloisonné databan entre [450 - 900 DC] (Beekman, 2010).

Phil Weigand encontró estas cerámicas en los alrededores de la plataforma 7 y nosotros datamos arqueomagnéticamente los muros de las plataformas con edades [683 - 771 DC], [682 - 758 DC] y [751- 820 DC], lo cual registra una modificación arquitectónica sobre la plataforma 7, ya que los muros expuestos son de construcción posterior a la plataforma 7.

Este resultado confirma una reocupación del sitio Guachimontones de Teuchitlán y que los pobladores que llegaron después no destruyeron las plataformas, las reutilizaron y modificaron, habitándolo nuevamente. Nuestros resultados arqueomagnéticos confirman la teoría de Weigand de que Guachimontones nunca fue abandonado, pues se ha sugerido que la Tradición Teuchitlán existió hasta 400 a 450 DC y que su área nuclear fue usada hasta el periodo Post Clásico hacia el año 900 a 1000 DC. Los hallazgos cerámicos y la datación arqueomagnética llevan a formular la teoría de que Guachimontones fue reocupado antes y que la población que llegó se integró con la cultura reutilizando el sitio, aportando en la arquitectura y agrupándose en Guachimontones de Teuchitlán.

La muestra Gu8 se tomó en la plataforma 2 del Círculo 1 y la datación arqueomagnética que determinamos confirma lo que ya se sabía del sitio, la consolidación de estas estructuras fueron hacia [116 - 175 DC].

La muestra Gu9 fue tomada en la plataforma A del Círculo 7 presenta un intervalo de intersección con la curva de variación secular de [300 AC - 224 DC], el cual no concuerda con la etapa constructiva del sitio debido a la falta de datos en la curva para edades tempranas. Con base en el contexto arqueológico la datación por arqueomagnetismo que presentamos es de [100 AC - 24 DC]. Cabe mencionar que la estructura muestreada fue la única plataforma excavada en el Círculo 7, y no se cuenta con dataciones por radiocarbono, por lo que sería deseable investigar en profundidad estas estructuras.

Las muestras Gu10 y Gu16 corresponden a apisonados en el interior del Círculo B de Loma Alta, zona aledaña a Guachimontones que fue construida posteriormente al área nuclear. Estos apisonados no fueron expuestos a fuego ni consolidados con algún material, se trata de suelo compactado sobre el cual se edificó el Círculo B. Por estas condiciones la incertidumbre en nuestras dataciones se puede garantizar como $\alpha_{95} \approx 10^\circ$. Las intersecciones con la curva de variación secular las acotamos inferiormente y las traslapamos, sustentándonos en la etapa constructiva posterior al año 100, quedando la determinación arqueomagnética como [97 - 372 DC].

Las muestras Gu11 a Gu15 corresponden al área aledaña a Guachimontones, donde actualmente se encuentra edificado el Museo del sitio. En esta área se encuentran 5 hornos y un juego de pelota que corresponden a una temporalidad posterior a Guachimontones y representa una ocupación posterior a la Tradición Teuchitlán tendiente al Clásico Tardío.

La muestra Gu11 es un horno central y la determinación arqueomagnética es de [427 - 523 DC] confirmando la cronología de este sitio hacia el Clásico Tardío, posterior a Guachimontones de Teuchitlán.

La muestra Gu12 es un fragmento de piso quemado en la cabeza del juego de pelota, que se sabe comenzó sus inicios de construcción hacia el año 50 y 100 DC. La intersección por dirección con la curva de variación obtenida es de [420 AC - 308 DC] que en su cota inferior no corresponde con la etapa constructiva debido a resolución de la curva. Así, la datación arqueomagnética es de [50 - 308 DC] acorde a la etapa constructiva de la estructura y mostrando actividad posterior a los inicios de esta ocupación.

Las muestras Gu13, Gu14 y Gu15 fueron tomadas en tres secciones de un horno gigante ubicado en el sitio aledaño a Guachimontones. Debido a que el material

muestreado fue quemado tenemos una incertidumbre de $\alpha_{95} < 5$ dando las dataciones arqueomagnéticas correspondientes [556 – 625 DC], [552 – 629 DC] y [530 – 575 DC] a la última quema o utilización de dicho horno. Estos resultados confirman una reocupación hacia el Clásico Tardío de este sitio.

Las dataciones arqueomagnéticas realizadas en Guachimontones de Teuchitlán, Loma Alta y el ahora Centro Interpretativo Guachimontones confirman la cronología del sitio y aportan nuevos registros a la arqueología del Occidente Prehispánico.

De acuerdo con la comparación de Tabla 7.6.1 las direcciones paleomagnéticas de las muestras Gu3 y Gu8 podrán incorporarse a la curva de variación secular de Mesoamérica debido a que coinciden con el radiocarbono reportado. Al confirmarse estas edades por otro método, es posible mejorar la resolución de la curva para las edades [248 – 77 AC] y [116 – 175 DC].

Sobre la incertidumbre en la determinación de dirección arqueomagnética

Para el año 2012, se cuenta con 91 muestras arqueomagnéticas mexicanas de estucos no quemados y 88 quemados (Soler-Arechalde, 2013). Algunas muestras presentaron excelentes resultados con un $\alpha_{95} < 3^\circ$ que representa errores en las dataciones de 10 años o menos; pero también hay muestras con $\alpha_{95} > 10^\circ$. Soler-Arechalde en 2013 realizó un análisis estadístico de diferentes propiedades magnéticas (coercitividad, anisotropía de susceptibilidad magnética, espesor de las muestras y proceso de adquisición de magnetización) para comprender mejor las fuentes de error y obtener a futuro resultados mejores. Como conclusión se presenta que ni el espesor de las muestras ni la coercitividad influyen en el factor de confiabilidad, no así la forma de adquirir la magnetización remanente. Las muestras con menor dispersión corresponden a las quemadas, pero las no quemadas proporcionan información de la construcción de

la estructura arqueológica que es de sumo interés para los especialistas aunque tenga una mayor incertidumbre.

Sobre las propiedades magnéticas y mineralogía de las muestras.

La mineralogía de una muestra puede inferirse a través de las propiedades magnéticas que se presenten, en este estudio realizamos IRM, histéresis y AMS, que, junto con la magnetización remanente, nos aproximan a identificar los minerales presentes.

Peters y Dekkers en 2003 presentaron una tabla con las propiedades magnéticas de diversos minerales magnéticos, como magnetita, titanomagnetita y hematita entre otros, ver Anexo A17; de modo que es posible la identificación de la mineralogía de este trabajo.

La magnetización remanente de la mayoría de las muestras fue aproximadamente del 10% después de aplicar campos de 1000 mT, esta remanencia podría indicar la presencia de magnetita, titanomagnetita, hematita o titanohematita. La mayoría de los objetos arqueológicos en Mesoamérica presentan contenido de estos minerales debido al vulcanismo activo en el área (Soler-Arechalde, 2006). Sin embargo, las curvas de adquisición de IRM muestran saturación a campos bajos o medianos, entre 200 mT y 300 mT, que junto con el porcentaje de remanencia, representa un diagnóstico de titanomagnetita con la estructura de dominio cercano a monodominio.

El diagrama de Day en la región donde se ubican nuestras muestras, representa una mezcla de SD y MD, y corresponden a titanomagnetitas según el estudio de Peters y Dekkers, 2003.

Además de estas pruebas se realizó anisotropía de susceptibilidad magnética para determinar si la fábrica era sedimentaria o no, lo cual tiene repercusión en la determinación del origen de la magnetización remanente natural.

La Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) ha mostrado ser una herramienta muy útil para determinar la fábrica en diversos tipos de rocas y en materiales arqueológicos. En nuestro caso en particular de los estucos no quemados es fundamental el que observemos una fábrica de tipo sedimentaria (Tarling y Hroudá, 1993 y Caballero-Miranda, 2011), donde los planos de foliación magnética son paralelos al plano de depósito y los ejes menores (K₃, círculos) normales y perpendiculares al plano de depósito. Atribuimos una fábrica sedimentaria a los estucos ya que en el momento de ser aplicados son una especie de pasta constituida por cal y que en el caso del centro de México se le han adicionado materiales volcánicos molidos como escoria volcánica y cenizas que incrementan la señal magnética y por tanto pueden ser medidos. Hueda (2000) determinó que los estucos mayas provenientes de la península donde no hay materiales volcánicos, la señal magnética de los estucos no quemados es muy débil y por tanto no puede ser determinada. La determinación de la fábrica puede revelar cualquier orientación preferente de los minerales magnéticos dentro de la mezcla y su posible relación durante el depósito y el fraguado del estuco. También es de interés si existe alguna diferencia entre pisos y muros, probablemente relacionada a flujo interno o deformación después de la aplicación del estuco o durante su fraguado.

La fábrica magnética en los estucos quemados se determina para detectar algún efecto sobre la adquisición de la magnetización remanente que pudiese desviar la dirección de la magnetización de la del campo geomagnético presente en ese momento (Tarling y Hroudá, 1993 y Caballero Miranda, 2011).

Podemos observar que las fábricas sedimentarias mejor definidas se dan en los pisos: Gu2, Gu4, Gu10, Gu12 y Gu16; ellos muestran buen agrupamiento de los ejes

menores o k3 (círculos), perpendiculares al plano de depósito y los k1 y k2 sobre el mismo.

Las demás muestras, en su mayoría muros quemados, también muestran agrupamientos en los k3 pero con menor definición, debidos muy probablemente a efectos de la gravedad, viscosidad del estuco y al proceso del fraguado, ya que los minerales prolados tienden a rodar sobre la superficie de depósito (Rees & Woodall, 1975).

7.5 Comparación de la datación arqueomagnética de Guachimontones con el Modelo Global de Variación paleosecular ARCH3k

El desarrollo de curvas de variación secular mediante modelos de armónicos esféricos ha sido una práctica común durante los últimos 20 años, donde se ha incluido una parametrización del tiempo en términos de esplines cúbicos para los Coeficientes de Gauss. Estos modelos utilizan datos de observaciones directas y su resolución va directamente relacionada con la distribución de muestras en tiempo y espacio.

El modelo arch3k es uno de ellos, únicamente contiene datos de flujos de lava y arqueológicos. Donnadinni y colaboradores (2009), muestran en GEOMAGIA una base de datos de fácil acceso y uso, que contempla tanto rocas ígneas como artefactos arqueológicos para los últimos 50,000 años y se encuentra en el sitio <http://geomagia.ucsd.edu> de la Universidad de California en San Diego. Los datos utilizados en este trabajo se obtuvieron del archivo EarthRef en Earthref.org.

EL modelo ha demostrado que ajusta muy bien para Europa y Asia, no así en el hemisferio sur, como se observa en la Figura 7.24. Los datos de esta tesis están localizados en el hemisferio norte donde hay gran cantidad de datos en zonas muy localizadas como

se marca en el inciso a) de la figura. En México todavía es necesario aumentar la densidad de datos para que el modelo ajuste mejor con las muestras que medimos y datamos.

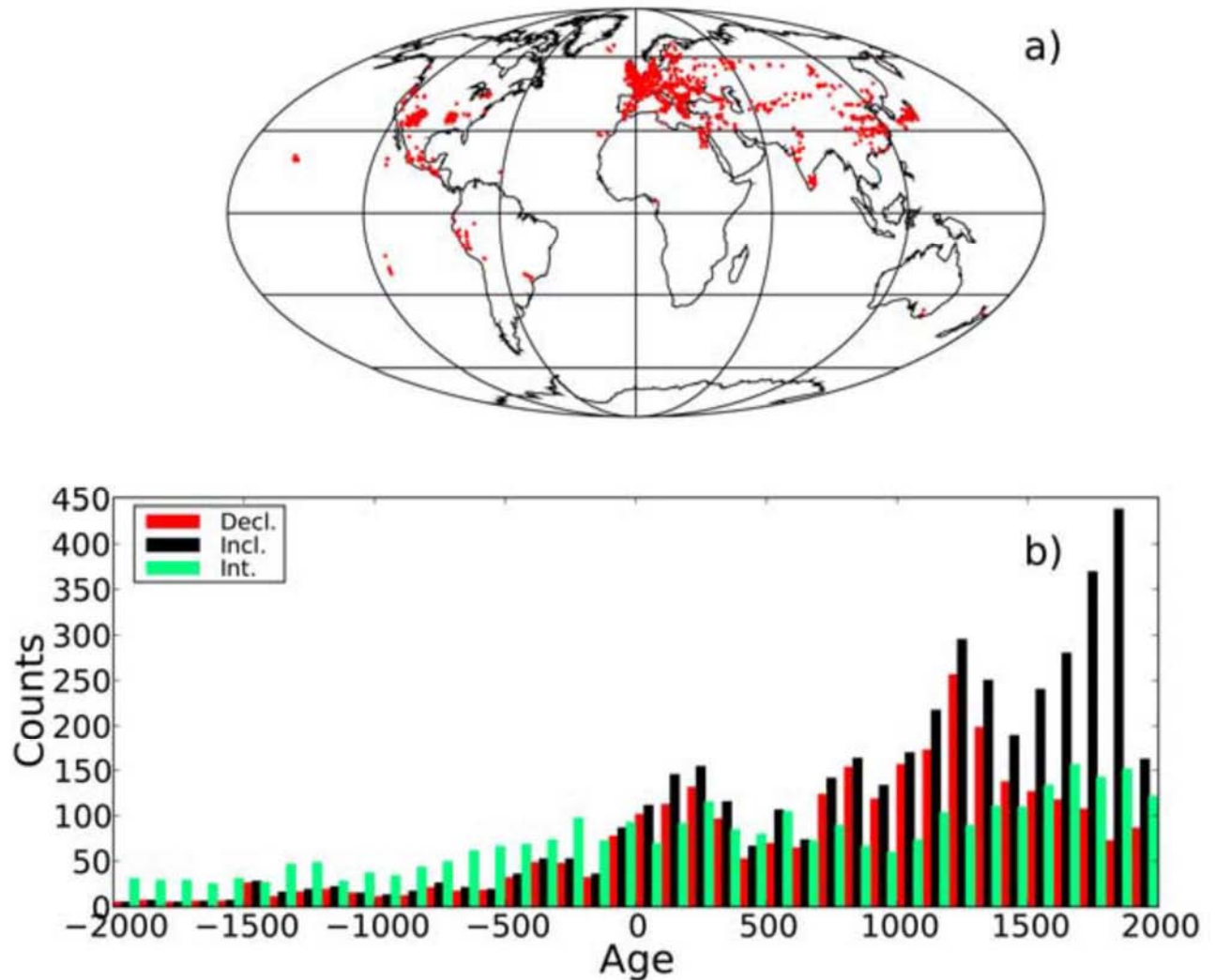
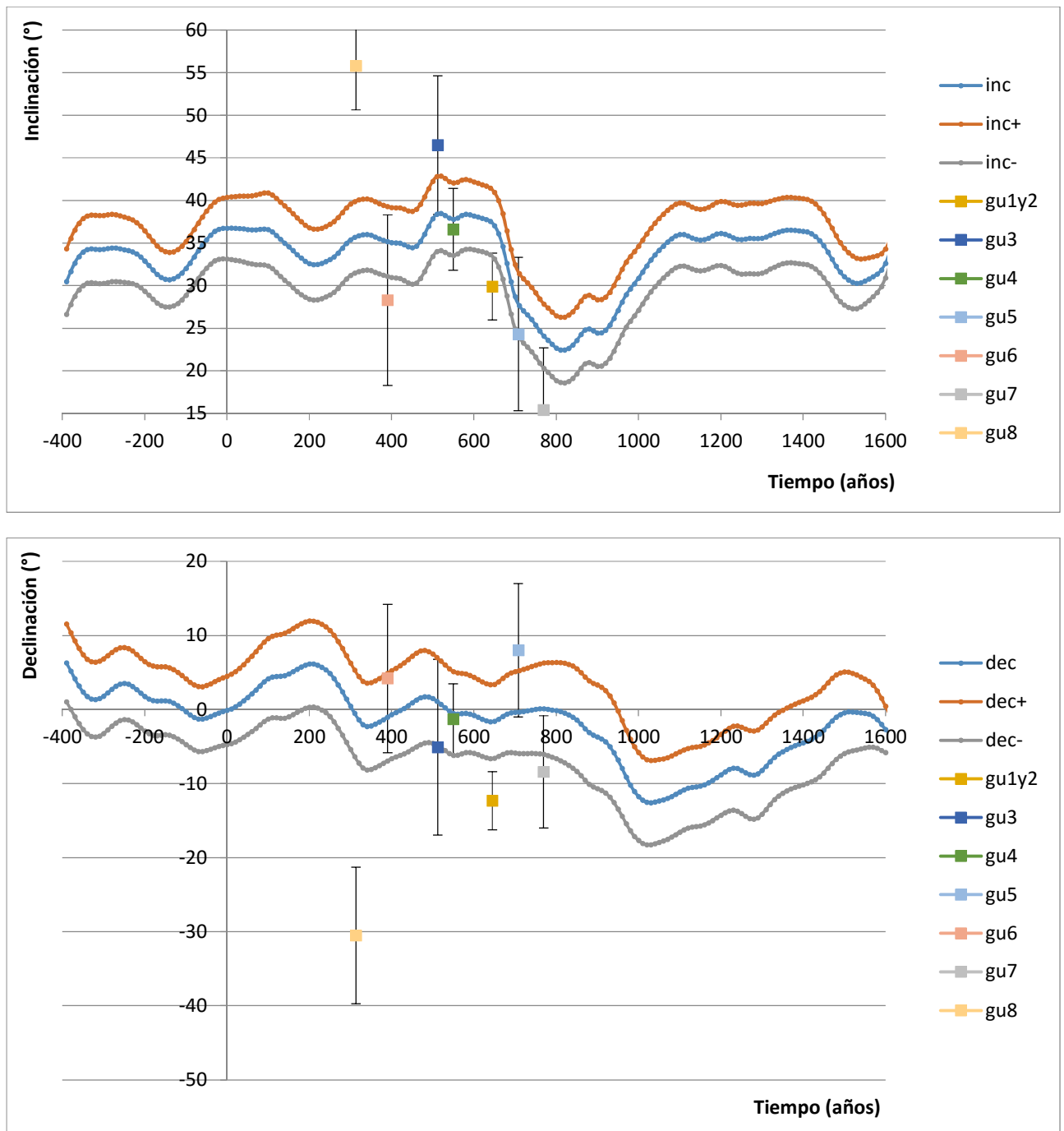


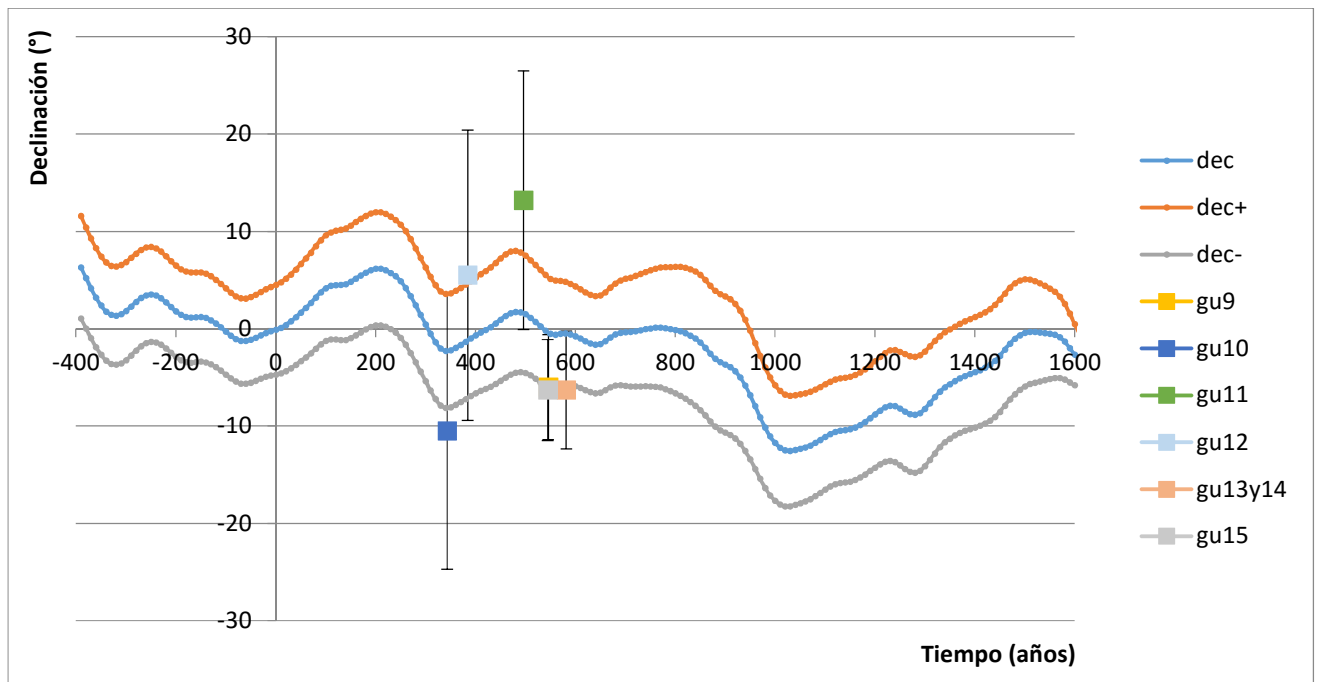
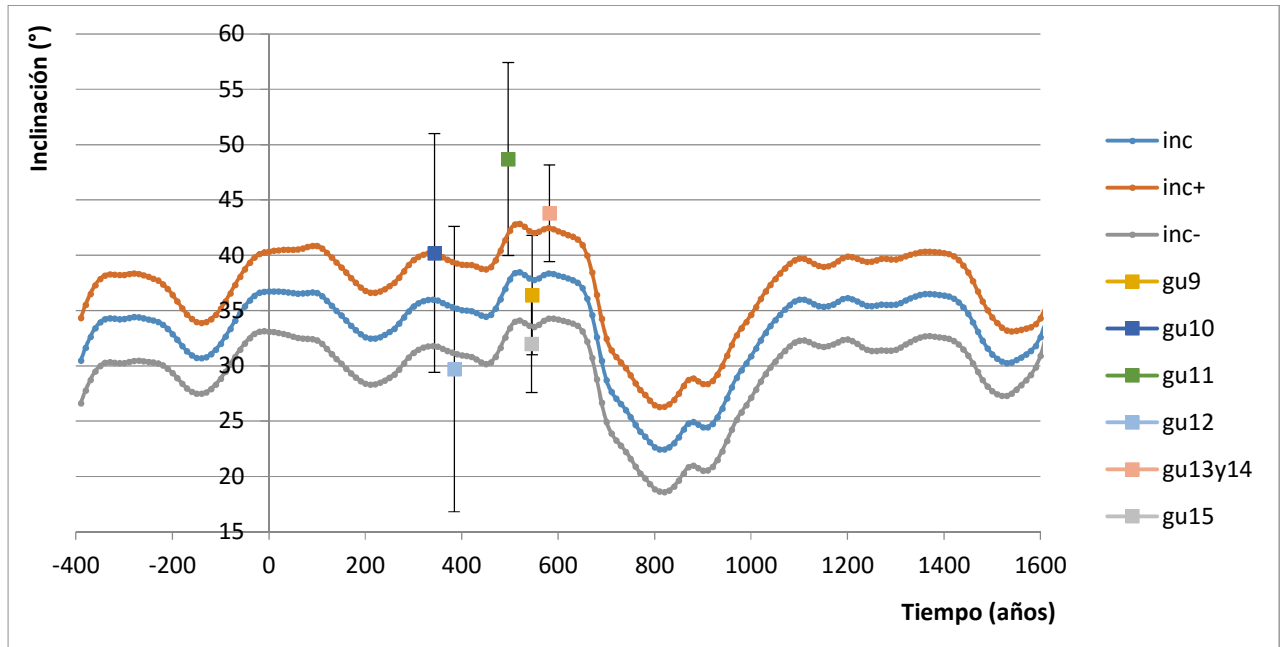
Figura 7.24 Distribución de datos y edades que contiene el modelo ARCH3k. La figura muestra la distribución mundial de los artefactos arqueológicos y lavas utilizados en el modelo ARCH3k para los últimos 4000 años, y la parte b) la distribución temporal de las diferentes componentes del campo (declinación, inclinación e intensidad). Los datos como puede observarse están muy concentrados en el hemisferio norte y en particular en Europa, en el hemisferio sur están medidos el 3% de los datos. Geomag50 v2 cuenta con 2671 datos de declinación, 4174 de inclinación y 2670 datos para los últimos 3000 años.

Resultados comparativos con el Modelo Arch3k.



Gráfica 7.1 Comparación de las muestras Gu1 a Gu8 con el Modelo ARCH3K. Se puede observar como las dataciones obtenidas con la última versión de la curva de variación secular para Mesoamérica de Soler et al., 2006 para las muestras Gu1y2 a Gu7 con excepción de GU8 son concordantes con el modelo arch3k. Debemos mencionar que la muestra GU8 a pesar de tener

un α_{95} de 5.13, sus valores se alejan mucho del modelo tanto en declinación como en inclinación, lo que podía deberse a falta de datos en ese período para México.



Gráfica 7.2 Comparación de las muestras Gu9 a Gu15 con el Modelo ARCH3K. En el caso de las muestras Gu9 a Gu15, podemos observar que todas las muestras concuerdan con el modelo ARCH3k, saliendo un poco de lo esperado Gu11 y Gu10.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

- Se observa la confiabilidad del método arqueomagnético pues obtuvimos dataciones correspondientes con los períodos ocupacionales y con las dataciones de radiocarbono disponibles en el 88 % de las muestras. Sólo 2 de las muestras presentaron $\alpha_{95} > 10^\circ$, Gu10 con 10.8 y Gu12 con 12.9°, pero se reportan y procesan en el estudio, pues sus dataciones correspondían con su posición estratigráfica.
- El estudio de propiedades magnéticas indica la presencia de titanomagnetitas como principal mineral contenido en las muestras y por AMS se confirma la fábrica sedimentaria de los pisos no quemados.
- La comparación de las dataciones obtenidas con la curva modificada de Soler-Arechalde et al., 2006 con el modelo ARCH 3k es muy satisfactoria pues únicamente Gu8 no coincide con el mismo, lo que no puede atribuirse al error en la determinación de la muestra ($\alpha_{95} = 5.3$), sino más bien a la falta de datos para esta región de México en la curva de variación secular.
- Los resultados obtenidos permitieron corroborar la hipótesis de P. Weigand de una reocupación del sitio posterior al Clásico, lo que es un importante aporte a cronología de ocupación de Guachimontones.
- Se observa la necesidad de nuevos muestreos en otras áreas del sitio para una mejor determinación del modelo cronoestratigráfico.

- Las dataciones obtenidas en Guachimontones son también una importante contribución al conocimiento del desarrollo de la cultura del Occidente de México.

- Las direcciones paleomagnéticas de las muestras Gu3 y Gu8 podrán incorporarse a la curva de variación secular de Mesoamérica debido a que la datación arqueomagnética obtenida coincide con la datación radiocarbónica reportada. Al confirmarse esta edad por otro método es posible mejorar la resolución de la curva para las edades [248 - 77 AC] y [116 - 175 DC], como también serán un aporte para los modelos globales como el Arch 3K.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGICO, 2004. JR6/JR6A User's Manual. Instrument for measuring remanent magnetization. Brno, Czech Republic.

Aguilar, L. I. y Morales, R., 2011. *Estudio arqueomagnético: Una aplicación a la cronología de la arquitectura de tierra en el sitio "La Joya", Veracruz*. Tesis de Arqueología, ENAH. México. 182 pp.

Barbetti, M., 1977. Measurements of recent geomagnetic secular variation in southeast Australia and the question of dipole wobble. En *Earth. Planet. Sco. Lett.*, 36, 207-218.

Bayes, T., 1763. An Essay towards solving a problem in the Doctrine of Chances. En *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 53,370-418. Londres.

BIPM, 2006. Le Système International d'unités (SI), 8e édition. Editado por Bureau International des Poids et Mesures (BIMP), Paris, 2006. ISBN 92-822-2213-6.

Beekman, C., 2010. Recent Research in Western Mexican Archaeology. En *Journal of Archaeological Research*, Vol. 18, 1, pp 41-109. Springer.

Beekman, C. y Weigand, P., 2000. *La cerámica arqueológica de la tradición Teuchitlán, Jalisco: tipología, analisis petrográfico y cronología*. El Colegio de Michocán, 284 p.

Brown, M.C., Donadini, F., Korte M., Nilsson, A., Korhonen K., Lodge A., Lengyel S.N. y Constable C.G., 2015. GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database. En *Earth Planets Space* 67:83, doi:10.1186/s40623-015-0232-0.

Butler, R., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terraines*. Blackwell Scientific Publications. Arizona.

Caballero-Miranda, C., 2011. *La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliary para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo*. Monografía del Instituto de Geofísica, UNAM No. 16. 60 pp.

Carrancho, Á., Gogichaishvili, A., Kapper, L., Morales, J., Maria, A., Arechalde, S., y Tema, E., 2015. Geomagnetic applications in Archeology: State of the art and recent advances. En *New developments in Paleomagnetism Research: The Story of the Earth's Past Magnetic Field*. Edited by Lev V. Eppelbaum. Nova Science Publishers, 64pp.

Chadima, M. y Hrouda, F., 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. En *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20-21.

Chiari, G. y Lanza, R., 1997. Pictorial remanent magnetization as an indicator of secular variation of the Earth's magnetic field. En *Phys. Earth Planet. Int.*, 101, 79-83.

Constable, C. G., Johnson, C. L. y Lund, S. P., 2000. Global geomagnetic field models for the past 3000 years: Transient or permanent flux lobes?. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 358, 991 - 1008.

Day, R., Fuller, M. y Schmidt V. A., 1997. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. En *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-266.

Demarest H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. En *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, pp. 4321 - 4328.

Donadini, F., Korhonen K., Riisager P. y Pesonen L., 2006. Database for Holocene geomagnetic intensity information. En *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 87 (14), 137.

Donadini, F., Korte, M. y Constable, C. G., 2009. Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling. En *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q06007, doi:10.29/2008GC002295.

Dunlop, D. J., 1995. Magnetism in rocks. En *Journal Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 2161 - 2174.

Dunlop, D. J., 2002. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. En *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 107 (B3).

Elsasser, W. M., 1958. The Earth as a Dynamo. En *Scientific American*, Vol. 198, 5.

Eighmy, J., 1990. Archaeomagnetic secular variation in the American Southwest, AD 700-900; final results from Dolores Archaeological Program. En *Archaeomagnetic Dating*, Eighmy, Jeffrey y Stenberg Editores. The University of Arizona Press, Tucson. pp. 226-236.

Esparza, R., 2003. La obsidiana en el contexto arqueológico de Los Guachimontones: un recurso estratégico en el desarrollo de sociedades estatales. En *ACJ*, pp. 73-93.

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. En *Proceedings of the Royal Society*. Vol. A.217, London, pp. 295 - 305.

Fregoso, D., 2010. *Estudio Arqueomagnético del Abrigo Rocoso "Los Grifos", Chiapas. Sitio de Ocupación Temprana en América*. Tesis de Física, Fac. Ciencias, UNAM. México, 124 pp.

Gilbert, W., 1600. De Magnete. De magnete, magneticisque corporibus, et de magno magnete tellure. Londre.

Glatzmaier, G. y Roberts, P., 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. En *Nature*, 377, 203-209.

Goguitchaichvili, A., Soler-Arechalde, A. M., Zanella E., Chiari G., Lanza R., Urrutia-Fucugauchi J. y González, T., 2004. Pre-Columbian mural paintings from Mesoamerica as geomagnetic field recorders. En *Geophysical Research Letters*, 31, 12, L12607.

Guerrero, X., 2003. *Análisis arqueomagnético de estucos del Valle de México*. Tesis de Física, Facultad de Ciencias, UNAM, 31 pp.

Hernández-Ávila, E. R., 2010. *Control cronométrico basado en arqueomagnetismo de Teopancazco, Estado de México*. Tesis de Física, Fac. Ciencias, UNAM. México. 104 pp.

Hueda, Y., 2000. *Fechaamiento arqueomagnético de estuco de los sitios de Teopancazco, Teotihuacan y Templo Mayor, Tenochtitlan*. Tesis de Licenciatura en Arqueología, ENAH. 128 pp.

Hueda, Y. y Soler-Arechalde, A. M., 2001. *Fechaamiento arqueomagnético de estucos en sitios de Teopancazco, Teotihuacan, Templo Mayor, Tenochtitlán*. Informe presentado al Consejo de Arqueología, Agosto de 2001. México.

Hueda, Y., Soler-Arechalde, A.M., Urrutia-Fucugauchi, J., Barba, L., Manzanilla, L.R., Rebolledo-Vieyra M. y Goguitchaichvili, A., 2004. Archaeomagnetic studies in central México - Dating of Mesoamerican lime-plasters. En *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, pp. 269 - 283.

Humboldt, A. y Bonpland, A., 1807. *Le voyage aux regions equinoxiales du Nouveau Continent, fait en 1799-1804*. París.

Kirschvink, J. L., (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. En: *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 62, pp. 699 – 718.

Korhonen, K., F. Donadini, P. Riisager, and L. Pesonen (2008). GEOMAGIA50: an archeointensity database with PHP and MySQL. En *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, doi:10.1029/2007GC001,893.

Korte, M. y Constable, C., (2003). Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years. *Phys. Earth Planet. Inter.* 140 (1-3), 73-89.

Korte, M., y Constable, C., (2005 a). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6 (2), doi: 10.1029/2004GC000801.

Korte, M., Genevey, A., Constable, C., Frank, U. y Schnepp, E., (2005 b). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02H15, doi:10.1029/2004GC000800.

Korte, M. y Constable, C., (2008). Spatial and temporal resolution of millennial scale geomagnetic field models. *Adv. Space Res.* 41, 57-69.

Korte, M., Donadini, F. y Constable, C. G., (2009). Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. En *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q06008, doi:10.1029/2008GC002297.

Landau, L. D. y Lifshitz, E., 1935. On the theory of the dispersion of magnetic permeability in ferromagnetic bodies. En *Physikalische Zeitschrift der Sowjetunion*, Vol. 8, 153-169.

Lanos, P., 2004. Bayesian inference of calibration curves: application to archaeomagnetism. En: *Tools for constructing chronologies: crossing disciplinary boundaries*. Buck, C. & A. Millard (eds.). Springer-Verlag, London. Vol. 177, pp. 43-82.

Lanos, P., Le Goff, M., Kovacheva, M. y Schnepp, E., 2005. Hierarchical modelling of archaeomagnetic data and curve estimation by moving average technique. En *Geophysical Journal International*, 160, 440-476.

Lanos, P. y Dufresne, P., 2008. Bayesian Archaeomagnetic and Radiocarbon dating: the RenDate software. En *Radiocarbon and Archaeology, 5th international symposium*. Suiza.

Latham, A.G., Schwarcz, H.P., Ford D.C., 1986. The paleomagnetism and U-Th dating of Mexican stalagmite, DAS2. En: *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 79 (1), 195-207.

Latham, A.G., D.C. Ford, H.P. Schwarz y T Birchall, 1989. Secular variation from mexican stalagmites: their potential problems. En *Phys. Earth and Planet. Int.*, 56, pp. 34 - 48.

Le Goff, M., Henry, B. y Daly L., 1992. Practical method for drawing a VGP path. En *Phys. Earth. Planet. Int.*, 70, 201-204.

Lengyel, S., 2002. A revisión to US Southwest Archaeomagnetic Master Curve, En *Journal of Archeological Sc.*, 29, 12, 1423-1433.

López-Delgado, V., 2008. *Fechaamientos arqueomagnéticos en Chapultepec. Evidencia de presencia teotihuacana*. Tesis de Física, Fac. de Ciencias, UNAM. 61 pp.

López-Delgado, V., Soler-Arechalde, A. M., Espinosa-Rodríguez, G. y Goguitchaichvili, A., 2010. Rock-magnetic and Archeomagnetic survey from some Classical settlements at Chapultepec Archeological site (western Mesoamerica). En *Stud. Geophys. Geod.*, 55, 329-342.

Martínez-Miranda, V., 2012. *Tula - El tiempo perdido - Fechaamientos arqueomagnéticos*. Tesis de Arqueología, ENAH. México, 191 pp.

McFadden, P. y McElhinny, 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. En *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 161 - 172.

Merrill, R. T., M. W. McElhinny y P. McFadden, 1983. *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. 531 pp.

Mercator, G., 1540. *Literarum latinarum, quas itálicas, cursoriasque vocant, scribendarum ratio*. Bélgica.

NOAA/NGDC & CIRES (Chulliat, A. et al.), 2014. *The US/UK World Magnetic Model for 2015-2020*. Technical Report, National Geophysical Data Center, NOAA.

Peters, C. y Dekkers, M.J., 2003. Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. En *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 659-667.

Real Academia Española, 2014. *Diccionario de la Real Academia Española*, 23ª edición. Madrid.

Rees, A. I. y Woodall, W. A., 1975. *The magnetic fabric of some laboratory deposited sediments*. Earth Planet. Sci. Lett., 25, 121-130.

Rodríguez, M. G., 2003. *Análisis y Fechamiento Arqueomagnético de zonas habitacionales de Teotihuacan (Xalla) y Templo Mayor*. Tesis de Licenciatura en Física, Fac. Ciencias, UNAM, 64 pp.

Rodríguez, M. G., 2009. *Propiedades magnéticas y arqueointensidades de cerámicas teotihuacanas*. Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica, UNAM.

Romero-Hernández, E., 2008. *Fechamientos Arqueomagnéticos de pisos con control estratigráfico de la excavación Teopanazgo 2005, Teotihuacan*. Tesis de Física, Fac. Ciencias, UNAM. México. 51 pp.

Saavedra-Cortes, S. P., 2010. *Estudio arqueomagnético en el área de Tecamac, Estado de México*. Tesis de Física, Fac. Ciencias, UNAM. México. 85 pp.

Sánchez, F., 2005. *Nuevos Fechamientos Arqueomagnéticos de Xalla y Teopanazgo, zonas habitacionales de Teotihuacan*. Tesis de Licenciatura en Física, Fac. Ciencias, UNAM, 90 pp.

Smith, P.J. y J. Nedham, 1967. Magnetic Declination in Medieval China. En *Nature*, No. 214, pp. 1213 - 1214.

Soler-Arechalde, A.M., 2006. *Investigaciones arqueomagnéticas en México.-Fundamentos. Historia y Futuro-*. Monografías del Instituto de Geofísica. No. 10. Universidad Nacional Autónoma de México. 90 pp.

Soler-Arechalde, A.M. y Hueda, Y., 2006. *Reporte de Fechamiento Arqueomagnético. Xochicalco Temporada 2000 Revisión.*

Soler-Arechalde, A. M., F. Sánchez, M. Rodríguez, C. Caballero-Miranda, A. Goguitchaishvili, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Manzanilla, y D. H. Tarling, 2006. Archaeomagnetic investigation of oriented pre-Columbian lime-plasters from Teotihuacan, Mesoamerica. En *Earth Planets Space*, Vol. 58 (No. 10), pp. 1433-1439.

Soler-Arechalde, A.M. y Caballero-Miranda, C., 2008. *Reporte de Fechamiento Arqueomagnético. Xochicalco 2006.* México.

Soler-Arechalde, A.M., Orea, A., Caballero-Miranda, C., 2008. *Reporte de Fechamiento Arqueomagnético. Xochicalco 2007.* México.

Soler-Arechalde, A. M., 2009. Investigaciones arqueomagnéticas en México. En *Memorias de Reunión Bienal Latinmag, 2009, Isla Margarita, Venezuela.*

Soler-Arechalde, A.M., Barrera, A. y Morales, R., 2012. *Reporte de Datación Arqueomagnética de Templo Mayor, Ciudad de México.*

Soler-Arechalde, A. M., 2013. Análisis estadístico de las muestras arqueomagnéticas mexicanas desde el año 1999 al 2012. En *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue, OC05, 1-5.

Soler-Arechalde, A.M. y Barrera, A., 2013. *Reporte de Datación Arqueomagnética Ofrenda 161, Plaza Manuel Gamio, Templo Mayor, D.F., México.*

Soler-Arechalde, A. M., 2014. Arqueomagnetismo en México 1965 – 2013. En *Latinmag Letters*, Volume 4 – Number 4, LL14-0402Rv, 1-14. ISSN:2007-9656.

Stacey, F. D., Lovering, J. F. y Parry, L. G., 1961. Thermomagnetic properties, natural magnetic moments, and magnetic anisotropies of some chondritic meteorites. En *Journal Geophysics Research*, 66, 1523-1534.

Staudigel, H., Helly, J., Koppers, A. A., Shaw, H. F., Constable, C., Driver, J. y Tauxe, L., 2001. New ways to publish and to archive marine data: EarthRef.org, GERM and Pmag. En *American Geophysical Union, Fall Meeting 2001*. Abstract / OS11B-0359.

Sternberg, R., 1990. Archaeomagnetic secular variation in American Southwest, AD 700-1450. En *Archaeomagnetic dating*, Jeffrey y Stenberg Editores, The University of Arizona Press, Tucson. pp. 199-225.

Tarling, D. H., 1983. *Paleomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. Chapman and Hall, London, 379 pp.

Tarling, D. H. y Rouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217 pp.

Tauxe, L., Bertram, H. y Seberino, C., (2002). Physical interpretation of hysteresis loops: micromagnetic modelling of fine particle magnetite. En *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, doi:10.1029/2001GC000280.

Tauxe, L., 2005. *Lectures in Paleomagnetism*. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005>. California.

Tauxe, L., 2010. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press.

Terán-Guerrero, A. G., 20012. *Estudios arqueomagnéticos en Ciudadela, Sierra de las Navajas y Xalasco, Cultura Teotihuacana*. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra, UNAM. México. 155 pp.

Urrutia, J., 1975. Investigaciones paleomagnéticas y arqueomagnéticas en México. En *Anales Instituto de Geofísica*, No. 21, pp. 27 - 34.

Urrutia, J., 1996. Paleomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. En *Phys. Earth Planet. Int.*, No. 97, pp. 177 - 196.

Weigand, P. C., 1993. *Evolución de una civilización prehispánica: arqueología de Jalisco, Nayarit y Zacatecas*. El Colegio de Michoacán. Zamora.

Weigand, P. C., 1996. La arquitectura prehispánica y la secuencia cultural en la cuenca de Chapala, Jalisco: observaciones preliminares. En *Las cuencas del occidente de México: época prehispánica*. E. Williams y P. C. Weigand editores. El Colegio de Michoacán. Zamora.

Weigand, Beekman y Esparza, 2008. *Tradición Teuchitlán*. El Colegio de Michoacán y Secretaría de Cultura del Estado de Jalisco.

Weigand, P. y Esparza, R., 2012. Guía del sitio arqueológico de Los Guachimontones. Secretaría de Cultura del Gobierno de Jalisco.

Williams, E., 2007. Map of West México. En *Prehispanic West México: A Mesoamerican Culture Area*. http://www.famsi.org/research/williams/wm_figures.html

Wolfman, D., 1973. *A re-evaluation of Mesoamerican chronology: AD 1-1200*. Tesis de Doctorado, University of Colorado. 293 pp.

Wolfman, D., 1990. Mesoamerican chronology and archaeomagnetic dating, AD 1-1200. En: *Archaeomagnetic Dating*, Egihmy, J.L. and Sternbeg, R.S. (Eds.), University Arizona Press, Tucson, Arizona. pp. 261 - 391.

Zijderveld, J. D. A., 1967. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. En D. Collinson, K. Creer y S. Runcorn (Editores), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier. Amsterdam. pp. 254-286.

ANEXOS

A1. Variación de la declinación magnética respecto al tiempo en China entre 720 y 1829. La primera observación de la declinación magnética tuvo lugar en China por el astrónomo budista Yi-Xing en 720 DC., a partir de entonces se realizaron mediciones de la declinación magnética, obteniendo el siguiente registro (Smith y Nedham, 1967). Las barras de error representan el rango interno con el cual las declinaciones mentían, cita de textos Chinos.

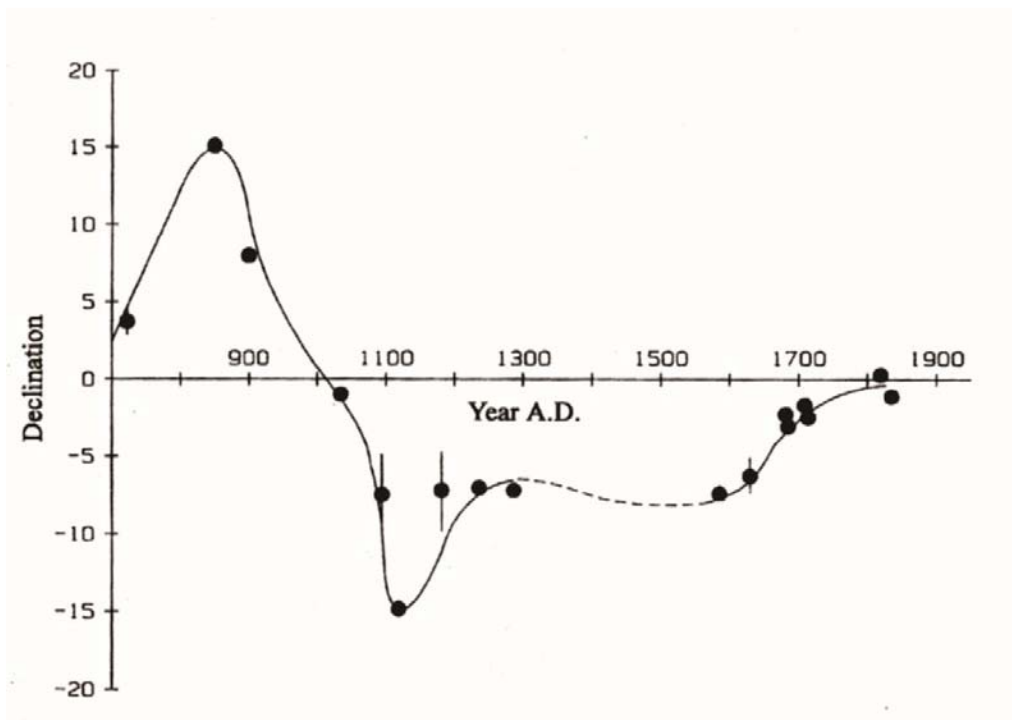
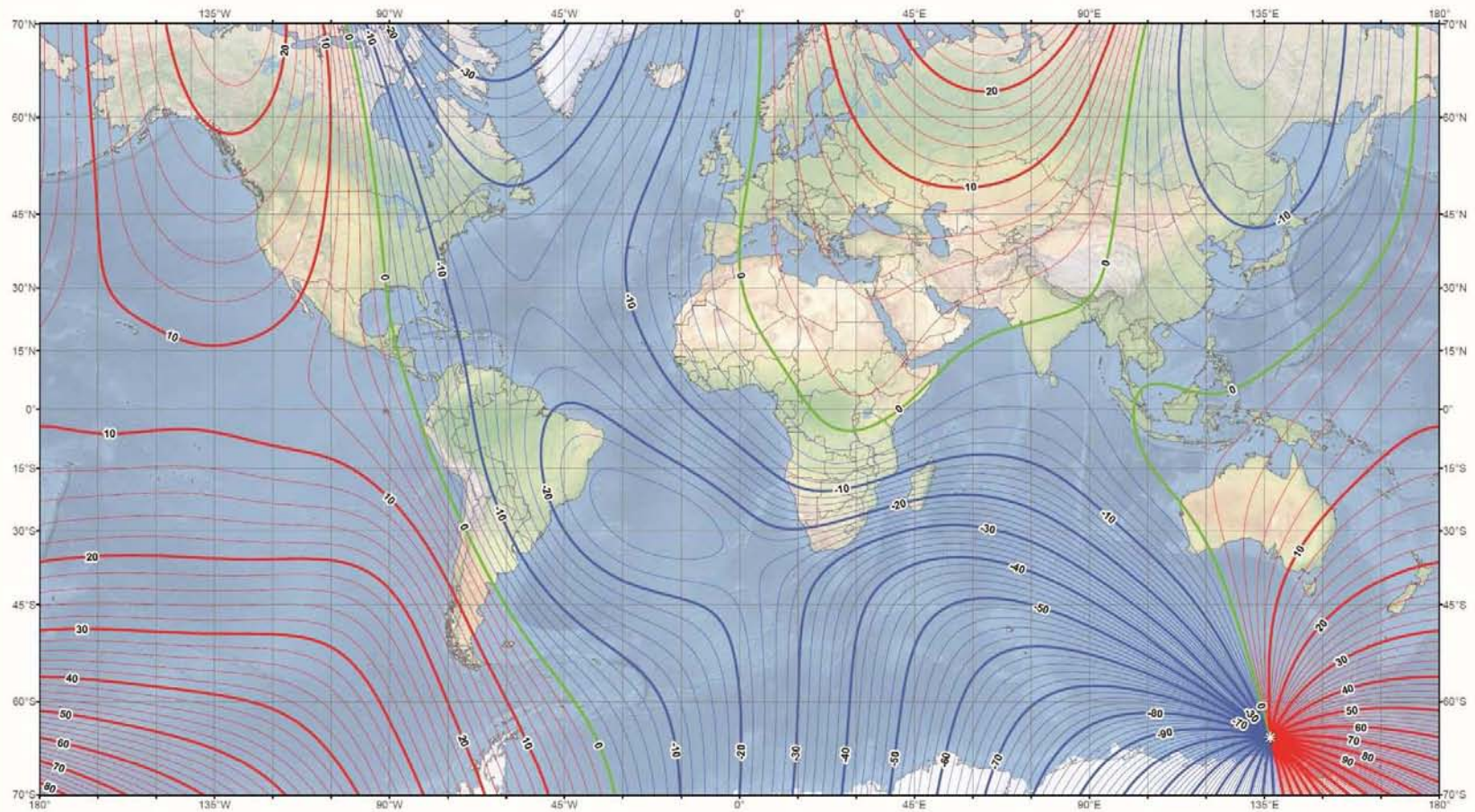


Fig. A1.1 Registro de variación de declinación magnética respecto al tiempo en China, periodo de 720 - 1829 DC (Smith y Needham, 1967).

A2. Morfología del campo magnético terrestre 2015. Cartas del World Magnetic Model (WMM) del International Geomagnetic Reference Field (IGRF) del año 2015. En cartas isomagnéticas se muestran curvas de igual valor de una componente particular del campo: declinación (Fig. A2.1), inclinación (Fig. A2.2) e intensidad del campo (Fig. A2.3).

US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0 Main Field Declination (D)



Main field declination (D)
Contour interval: 2 degrees, red contours positive (east); blue negative (west); green (agonic) zero line.
Mercator Projection.
📍: Position of dip poles

Map developed by NOAA/NGDC & CIRES
<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM>
Map reviewed by NSA and BGS
Published December 2014

Fig. A2.1 Carta de igual declinación magnética o isógona, 2015 (NOAA/NGD/ CIRES, 2014). Proyección Mercator, curvas de nivel a 2°. Las curvas rojas son positivas (este), azules negativas (oeste) y la línea verde corresponde al cero.

US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0 Main Field Inclination (I)

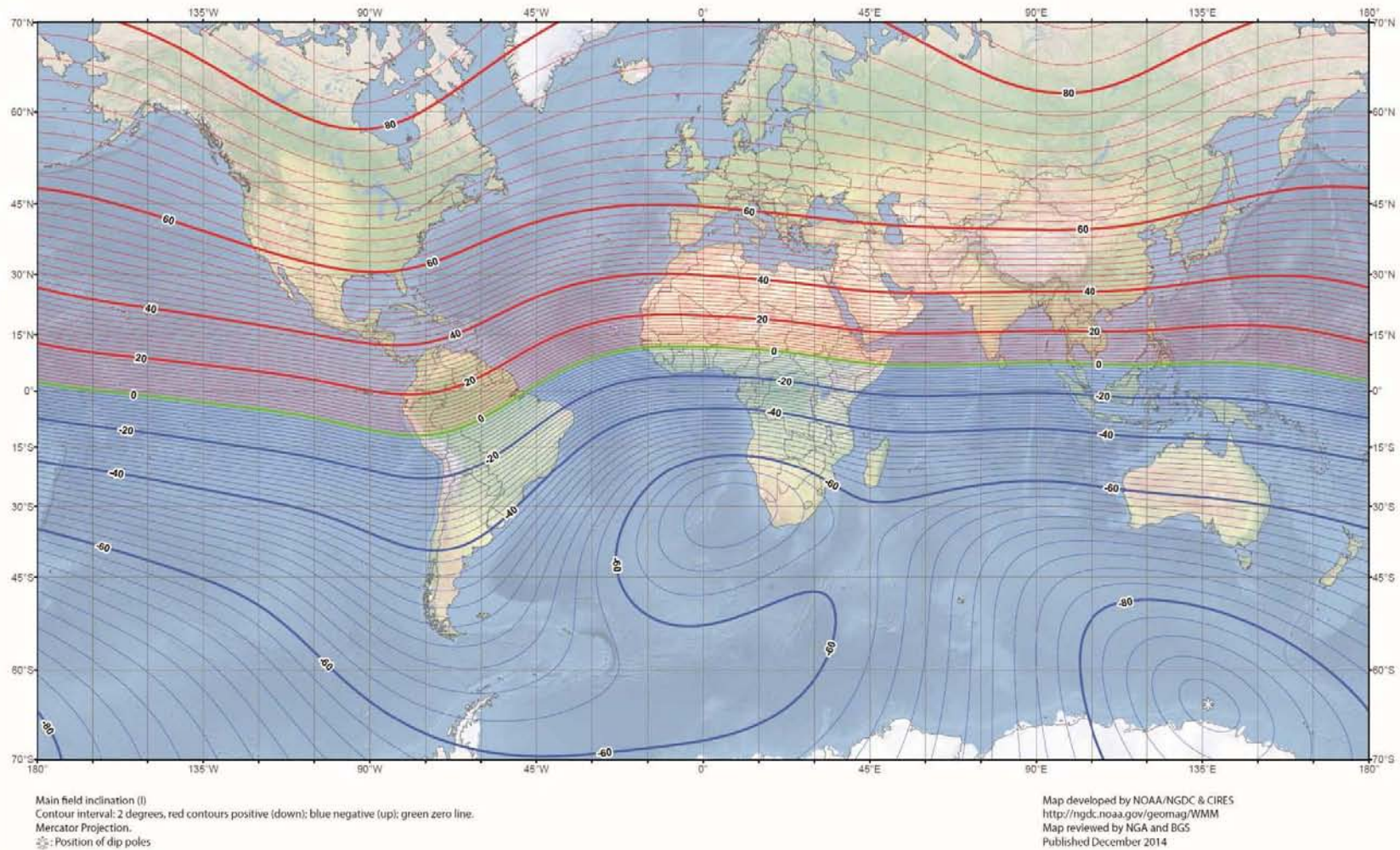
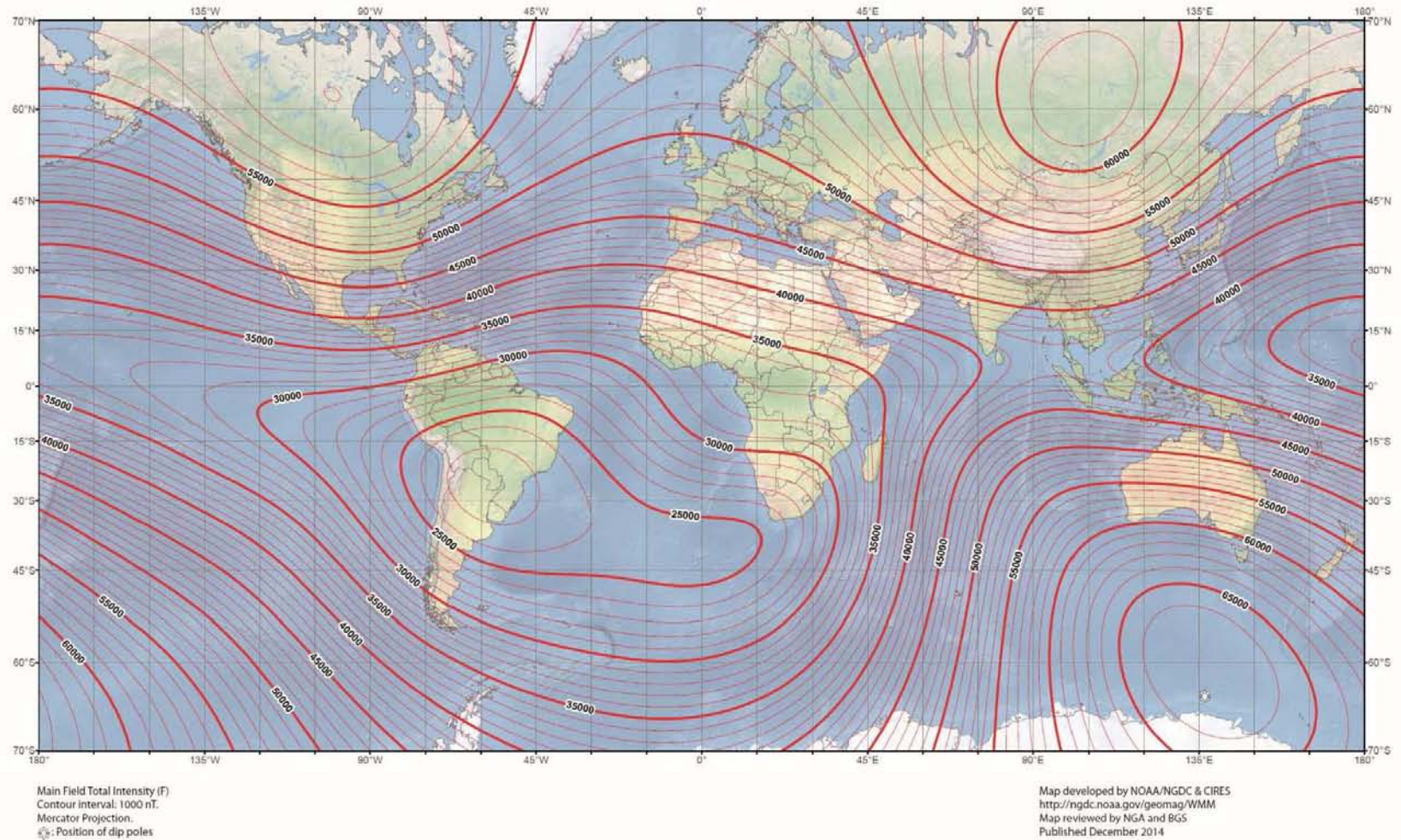


Fig. A2.2 Carta de igual inclinación magnética o isoclina, 2015 (NOAA/NGD / CIRES, 2014). Proyección Mercator, curvas de nivel a 2°. Las curvas rojas son positivas, azules negativas y la línea verde corresponde al cero.

US/UK World Magnetic Model - Epoch 2015.0 Main Field Total Intensity (F)



**Fig. A2.3 Carta de igual intensidad de campo magnético (F) o isodinámica, 2015 (NOAA/NGD / CIRES, 2014).
Proyección Mercator, curvas de nivel a 1000 nT.**

A3. Desarrollo matemático para determinar ψ potencial escalar magnético.

A partir de las ecuaciones de Maxwell para H campo magnético y B campo de inducción magnética, y siendo H un campo conservativo, entonces existe un campo potencial escalar. Utilizando Polinomios de Legendre, las funciones asociadas para la fórmula de Rodrigues y Polinomios de Schmidt es posible determinar ψ en términos de coeficientes de Gauss.

El modelo del campo magnético terrestre satisface las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}, \quad \nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ec. (A3.1),}$$

(A3.2)

donde H es el campo magnético, B el campo de inducción magnética, J la densidad de corriente eléctrica, D es el vector de desplazamiento de la densidad de corriente y t es el tiempo. Considerando la región de la superficie terrestre de altitud mayor a 50 km como vacío electromagnético, se puede asumir que $J = 0$ y $\frac{\partial D}{\partial t} = 0$, lo que implica que H es un campo conservativo

y, por tanto, existe un campo potencial escalar ψ tal que: $H = -\nabla \psi$
Ec. (A3.3)

Por otro lado, B y H cumplen la Ec. (A4), sobre la superficie terrestre donde la permeabilidad del vacío es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, lo que implica la Ec. (A5); por tanto ψ satisface la ecuación de Laplace (Ec. (A6)).

$$B = \mu_0 H, \quad \nabla \cdot H = 0, \quad \nabla^2 \psi = 0 \quad \text{Ec. (A3.4), (A3.5),}$$

(A3.6)

Utilizando coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) , con r la distancia al centro de la Tierra, θ es la colatitud (90° menos la latitud) y ϕ es la longitud, la ecuación de Laplace queda:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial^2}{\partial r^2} (r\psi) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} = 0 \quad \text{Ec. (A3.7)}$$

que en caso de no existir dependencia longitudinal, su solución por separación de variables sería:

$$\psi(r, \theta) = \sum_{l=0}^{\infty} \left(A_l r^l + \frac{B_l}{r^{l+1}} \right) P_l(\cos \theta) \quad \text{Ec. (A3.8)}$$

donde A_l y B_l son constantes y P_l son los Polinomios de Legendre.

Sustituyendo Ec. (A8) en Ec. (A6) se obtiene:

$$\psi(r, \theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l [A_{lm} r^l + B_{lm} r^{-(l+1)}] Y_l^m(\theta, \phi) \quad \text{Ec. (A3.9)}$$

donde A_{lm} y B_{lm} son constantes y $Y_l^m(\theta, \phi)$ son los armónicos superficiales de grado l y orden m , tal que:

$$Y_l^m(\theta, \phi) = \left[\frac{(2l+1)(l-m)!}{4\pi(l+m)!} \right]^{\frac{1}{2}} P_{l,m}(\cos \theta) e^{im\phi} \quad \text{Ec. (A3.10)}$$

donde $P_{l,m}$ son las funciones asociadas de Legendre dadas por la fórmula de Rodrigues:

$$P_{l,m}(\chi) = \frac{1}{2^l l!} (1-\chi^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{l+m}}{d\chi^{l+m}} (\chi^2 - 1)^l \quad \text{Ec. (A3.11)}$$

que no dependen de r como los armónicos esféricos.

La expresión del campo Ec. (A9) nos permite descomponerlo en fuentes internas $B_{l,m}$, pues de no existir fuentes externas, la componente radial del campo $-\frac{\partial \psi}{\partial r}$ desaparecería en infinito y por lo tanto no pueden existir potencias positivas de r . En caso de que no haya fuentes internas, entonces $-\frac{\partial \psi}{\partial r}$ debe ser infinito en el interior y por tanto no deben existir potencias negativas de r en ψ , luego entonces, los coeficientes $A_{l,m}$ deben representar fuentes externas.

Si empleamos las funciones de Schmidt parcialmente normalizadas P_l^m , normalizando con $r = a = 6371$ km, y considerando que no existen monopolos magnéticos, ψ el potencial escalar magnético quedará descrito como:

$$\psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos\theta) \left\{ \left[C_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + \left(1 - C_l^m \right) \left(\frac{r}{a} \right)^{l+1} \right] g_l^m \cos m\phi + \left[S_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + \left(1 - S_l^m \right) \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \right] h_l^m \sin m\phi \right\}$$

Ec. (A3.12)

donde C_l^m , S_l^m son números positivos entre 0 y 1, asociados a las fuentes externas $r > a$ y, $(1 - C_l^m)$ y $(1 - S_l^m)$ son la fracción asociada a las fuentes internas $r < a$. Las componentes g_l^m y h_l^m se calculan de observaciones.

En coordenadas cartesianas, las componentes del campo magnético son:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta}, \quad Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta}, \quad Z = -\frac{\partial \psi}{\partial r} \quad \text{Ec. (A3.13), (A3.14), (A3.15)}$$

que se pueden obtener de los polinomios de Schmidt. Para la Ec. (A9) los coeficientes se obtienen de múltiples observaciones de (X, Y, Z) , limitando l y graficando C_l^m , S_l^m contra $(1 - C_l^m)$. $(1 - S_l^m)$ se puede determinar de las proporciones entre fuentes internas y externas. Los coeficientes determinados cambian con el tiempo, debido a corrientes ionosféricas, cambios en las corrientes inducidas en la corteza y manto superior, corrientes en el núcleo terrestre que producen cambios en el campo magnético de la superficie. Si se realizan valores promedio de varios años se observa que C_l^m , S_l^m no difieren significativamente de cero y por tanto Ec. (A9) queda finalmente como:

$$\psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} P_l^m(\cos\theta) (g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi) \quad \text{Ec. (A3.16)}$$

donde los coeficientes g_l^m y h_l^m son los coeficientes de Gauss para los polinomios de Schmidt P_l^m .

Los coeficientes con $l = 1$, g_1^0 , g_1^1 y h_1^1 representan el campo dipolar; para $l = 2$ se tienen el cuadrupolo geocéntrico y si $l = 3$ el octupolo geocéntrico.

A4. Curvas de variación secular. La variación secular es un fenómeno global y local, se presenta variación en inclinación, declinación e intensidad magnéticas en todo el planeta, pero son distintas para áreas o bloques tectónicos, como se observa en las figuras siguientes.

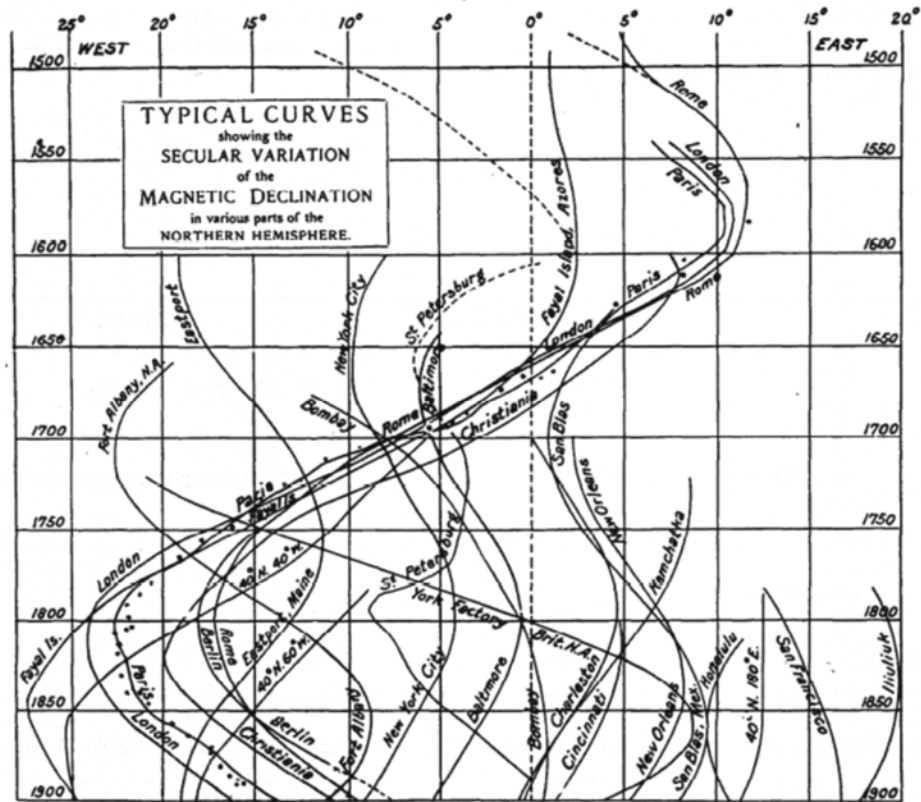


Fig. A4.1 Variación secular en la declinación para varias ciudades del hemisferio norte. Obsérvese la similitud entre Londres, París y Roma (Merril, 1983).

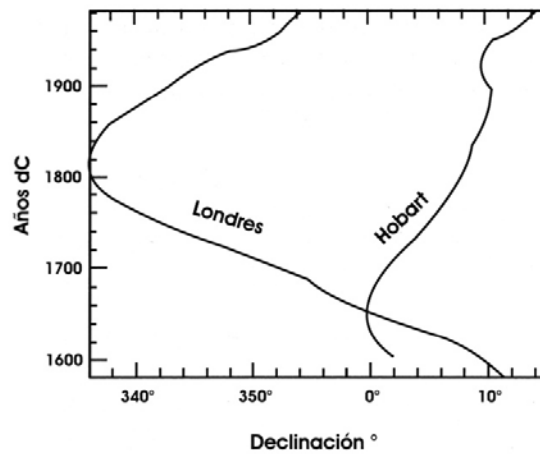
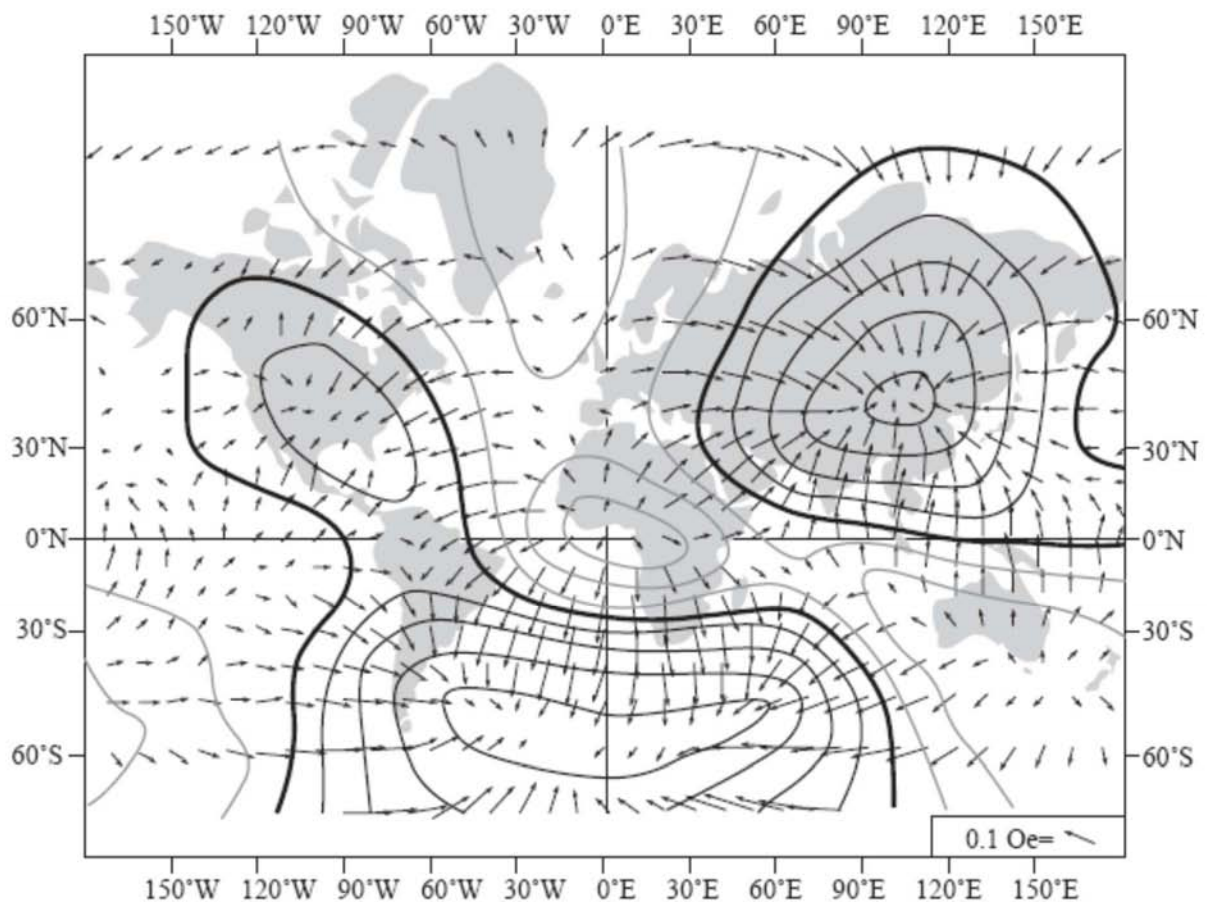


Fig. A4.2 Variación secular en declinación de Londres y Hobart, Tasmania (Merril, 1983).

A5. Campo magnético terrestre no dipolar. Representación del campo no dipolar en 1945.

Figura A5.1 Representación del campo no dipolar en 1945 (Buttler, 1992). Las flechas indican la magnitud y dirección de la componente horizontal del campo; la escala de las flechas se muestra en la esquina inferior derecha del diagrama, expresadas



en oersted ($O_e = 0.1 \text{ gm/s } ^\circ\text{C}$). Los contornos de líneas indican un mismo valor de intensidad para la componente vertical del campo; las líneas más oscuras corresponden al cero, las líneas medias indican componente vertical positiva, mientras que las líneas más claras expresan componente vertical negativa; el intervalo entre líneas es de 0.02 Oe. Note la apariencia de cara de payaso (clown-face) que se forma con las líneas continuas del campo no dipolar.

A6. Unidad de medida de la magnetización M por unidad de volumen.

Dado que la magnetización M se define como la suma de los momentos dipolares magnéticos m del material en un volumen V del material, las unidades correspondientes a M son amperes sobre metro, como se puede observar la siguiente conversión de unidades.

$$\text{Magnetización } M \quad M = \frac{\sum m_i}{V} \quad \text{Ec. (A6.1)}$$

$$\text{Unidades de momento dipolar } m \quad [m] = \frac{J}{T} = \frac{N \cdot m}{N/A \cdot m} = A \cdot m^2 \quad \text{Ec. (A6.2)}$$

$$\text{Unidades de volumen } V \quad [V] = m^3 \quad \text{Ec. (A6.3)}$$

$$\text{Sustituyendo, tenemos que} \quad \Rightarrow [M] = \frac{A \cdot m^2}{m^3} = \frac{A}{m} \quad \text{Ec. (A6.4)}$$

$$\text{por lo tanto,} \quad [M] = \frac{A}{m} \quad \text{Ec. (A6.5)}$$

A7. Modelo de Néel para TRM.

Considerando granos idénticos, magnetizados uniformemente sin interacción y anisotropía uniaxial, campo aplicado H a lo largo del eje de anisotropía sencilla; los granos están magnetizados y sólo existen dos posibles estados de equilibrio magnético, el de mínima energía $-V\mu_0 M_s H$ y el de energía máxima $V\mu_0 M_s H$. Utilizando estadística de Boltzman para n partículas iguales, el número de granos en el estado de mínima energía n_m y el de máxima energía n_x está dado por:

$$n_m = \frac{ne^{(V\mu_0 M_s H)/kT}}{e^{(V\mu_0 M_s H)/kT} + e^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}} \quad \text{Ec. (A7.1)}$$

$$n_x = \frac{ne^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}}{e^{(V\mu_0 M_s H)/kT} + e^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}} \quad \text{Ec. (A7.2)}$$

donde k es la constante de Boltzman y T la temperatura. Por tanto, la magnetización resulta:

$$M = n_x VM_s - n_m VM_s = n VM_s \tanh \quad \text{Ec. (A7.3)}$$

Néel asume que existe una temperatura de bloqueo, T_N para la cual el ensamble de granos está en equilibrio, pero bajo ésta, M se encuentra encerrada en el material. La magnetización termorremanente M_T a temperatura ambiente está dada por:

$$M_T = n VM_s \tanh\left(\frac{V\mu_0 M_s H}{kT}\right)_{T=T_N} \quad \text{Ec. (A7.4)}$$

De su desarrollo, Néel explica que en ocasiones M_T puede ser estable en grandes periodos de tiempo.

A8. Análisis de componentes principales.

Este tratamiento propuesto por Kirschvink en 1980 es utilizado para datos de desmagnetización y consiste en ajustar por una línea o un plano los datos en una red de igual área. Para datos de una sola componente se hace el mejor ajuste lineal, y para datos multicomponentes, como los de este trabajo, se hace el mejor ajuste por planos.

Partiendo de las componentes que determinan los puntos de vectores en la esfera, los eigenvalores, utilizando el álgebra lineal podemos expresar:

$$TV = \tau V \quad \text{Ec. (A8.1)}$$

donde T es el tensor de orientación que contiene eigenvalores, V es la matriz que contiene a tres eigenvectores y τ es la matriz diagonal que contiene tres eigenvalores.

T es también conocida como la matriz de la suma de los cuadrados y productos, extremadamente usada en paleomagnetismo; es una matriz de 3 x 3, donde sólo seis de los nueve elementos son independientes:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sum x'_{1i}x'_{1i} & \sum x'_{1i}x'_{2i} & \sum x'_{1i}x'_{3i} \\ \sum x'_{1i}x'_{2i} & \sum x'_{2i}x'_{2i} & \sum x'_{2i}x'_{3i} \\ \sum x'_{1i}x'_{3i} & \sum x'_{2i}x'_{3i} & \sum x'_{3i}x'_{3i} \end{pmatrix} \quad \text{Ec. (A8.2)}$$

T puede ser construido en varios sistemas de coordenadas, como el geográfico o el sistema coordinado para muestras, en una esfera en este caso.

La Ec. (A8.2) sólo es válida si: $\det|\mathbf{T} - \tau| = 0.$ Ec. (A8.3)

Este determinante puede ser expandido, obteniendo polinomios de tercer grado cuyas raíces son los eigenvalores τ :

$$(T_{11} - \tau)[(T_{22} - \tau)(T_{33} - \tau) - T_{23}^2] - T_{12}[T_{12}(T_{33} - \tau) - T_{13}T_{23}] + T_{13}[T_{13}T_{23} - T_{13}(T_{22} - \tau)] = 0. \quad \text{Ec. (A8.4)}$$

Los tres posibles valores de τ (τ_1, τ_2, τ_3) pueden ser encontrados con iteración y determinación; en la práctica se utilizan programas de computo para calcular τ .

Para varias direcciones de magnetización se aísla el eigenvector V_3 asociado con el eigenvalor τ_3 para tomarlo como el polo del mejor ajuste por planos.

Entonces se define la máxima desviación angular MAD (máximus angular deviation) para el plano:

$$MAD = \tan^{-1} \sqrt{\tau_3/\tau_2 + \tau_3/\tau_1}. \quad \text{Ec. (A8.5)}$$

A9. Estadística Fisher y confiabilidad del método.

Sea $P_{dA}(\theta)$ la función de densidad de Fisher, probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área dA , con ángulo verdadero θ . El área angular se expresa en estereorradianes, donde el área total de una esfera unitaria es 4π estereorradianes. Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo con $P_{dA}(\theta)$:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \quad \text{Ec. (A9.1)}$$

donde θ es cero, pues la dirección verdadera es en la que nos encontramos; κ es el parámetro de precisión, para garantizar una media de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, creciendo a mayor concentración.

Sea ξ el ángulo azimutal alrededor de la misma dirección, entonces la probabilidad de que una dirección esté dentro del área angular dA está dada por:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi \quad \text{Ec. (A9.2)}$$

donde $\sin \theta$ corresponde al comportamiento del área de una banda de ancho $d\theta$.

La normalización de la función de Fisher se expresa:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi = 1 \quad \text{Ec. (A9.3)}$$

La probabilidad $P_{d\theta}(\theta)$ de encontrar una dirección en una banda de ancho $d\theta$ entre θ y $\theta + d\theta$ está dada por:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta) dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \sin \theta d\theta \quad \text{Ec. (A9.4)}$$

y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media verdadera se encuentra en ese margen puede calcularse; los ángulos más comúnmente utilizados son:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}}.$$

La dirección media se calcula con las siguientes ecuaciones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum o_i}{\sum n_i} \quad \text{Declinación media} \quad \text{Ec. (A9.5)}$$

$$I = \frac{\sin^{-1} \sum p_i}{R} \quad \text{Inclinación media} \quad \text{Ec. (A9.6)}$$

$$R = \sqrt{(\sum n_i)^2 + (\sum o_i)^2 + (\sum p_i)^2} \quad \text{Magnitud verdadera} \quad \text{Ec. (A9.7)}$$

donde n_i , o_i , p_i son los cosenos directores de la i ésima dirección.

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión κ está determinado por:

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right) \quad \text{Ec. (A9.8)}$$

donde N es el tamaño de la muestra. Y cuando se conoce la dirección verdadera:

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \omega} \quad \text{Ec. (A9.9)}$$

donde ω es el ángulo entre la dirección verdadera y las medias estimadas.

Para dar la dirección media de la magnetización debemos de fijar un límite de confiabilidad llamado a_{95} , que corresponde a $\alpha_{95} = \alpha_{(1-P)}$ y está determinado por:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left(\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \quad \text{Ec. (A9.10)}$$

con $\kappa \geq 10$ y $N \geq 10$ para una buena aproximación.

A10. Curva de variación secular para Mesoamérica de Wolfman.

Trabajo de Wolfman. En 1969 Daniel Wolfman tomó las primeras muestras para datación arqueomagnética como parte de su trabajo doctoral (Wolfman, 1973), en el que revaluó la cronología de Mesoamérica entre el año 1 y 1200 d. C. tomando como referencia resultados de radiocarbono de esas piezas.

Los sitios muestreados por Wolfman fueron: Teotihuacan, Tenango, Huapalco, Tula, Manzanillo y Cerro Zapotecas (en el centro de México); Monte Albán, Lambityeco, Tierras Largas, Tomaltepec y Brawbehl (en el valle de Oaxaca); El Zapotal (costa Golfo de México); Chachi, Mirador, Ocozocoautla y Panteón (centro y occidente de Chiapas); Kaminaljuyú y El Portón (Guatemala); Copán (Honduras); y, Tazumal, San Andrés y Trapiche (El Salvador).

Su trabajo se basó en la distribución y orden cronológico de los polos virtuales geomagnéticos por estratigrafía, estilo de cerámica y arquitectónico y las dataciones de ^{14}C disponibles, reconociendo que son insuficientes para una descripción adecuada de la variación secular del campo.

En una primera etapa tomó 96 muestras a las que determinó su magnetización remanente natural NRM y sólo a dos especímenes los desmagnetizó mediante campos alternos, para corroborar que las direcciones no sufrían cambios que afectasen la curva.

A partir de 1973 obtuvo 14 muestras más, éstas fueron procesadas mediante campos alternos para obtener la magnetización característica.

A11. Tabla “Sitios con arquitectura formal en el área nuclear de Teuchitlán”

Respecto a la figura 5.2 del Capítulo V, la numeración mostrada en el mapa corresponde a los sitios con arquitectura formal en el área nuclear de Teuchitlán, numerados y enlistados en la siguiente Tabla A11.1 (Weigand et al, 2008).

Número	Sitio	Número	Sitio
1	Guachimontones	27	El Carmen
2	Mesa (Loma Alta)	28	Ahualulco
3	Arroyo de los Lobos	29	Ahualulco Este
4	Mes (Loma Baja)	30	Ahualulco Residencial
5	Estanzuela	31	Cortacena
6	Capilla	32	Laguna Colorado
7	Campanilla	33	La Providencia
8	Caldera de los Lobos	34	Ahualulco Norte
9	Mesa Alta-A (El Refugio)	35	Cerro de los Monos
10	Mesa Alta-B (El Refugio)	36	Chapulimita
11	Río Salado	37	La Pena
12	Entronque	38	El Saucillo
13	Echeverría	39	Los Cebroruco
14	La Noria	40	Las Rosas
15	Chivas Palacio	41	Las Pilas
16	Portero de las Chivas	42	Mesa de las Pilas
17	Arroyo de las Chivas	43	Huitzilapa-A
18	Zacametate	44	Huitzilapa-B
19	Nogalera	45	Huitzilapa-C
20	Ánimas	46	Huitzilapa-D
21	Cuisillo	47	Las Navajas
22	Mezauite	48	Amatitán
23	Ahuisculco	49	Amatitán Oeste
24	San Juan de los Arcos	50	Santa Quiteria
25	Bosque	51	Mesa Alta
26	La Mora	52	Los Bailadores

Tabla A11.1 Sitios con arquitectura formal en el área nuclear de Teuchitlán (Weigand et al, 2008).

A12. Brújula Brunton.

Descripción de la brújula Brunton, utilizada para marcar la inclinación y declinación in situ de los especímenes arqueológicos. En la Figura A10.1 se muestran sus componentes. 1) Ojo de buey de la brújula, burbuja de nivel para la horizontal. 2) Pínula, flecha con la que se dirige la medición. 3) Canto. Borde lateral sobre la que reposa la brújula cuando se toma la inclinación. 4) Aguja de la brújula, apunta los grados respecto al norte magnético de la medición. 5) Escala de la brújula. 6) Ojo de buey del clinómetro, burbuja de nivel para la vertical. 7) Aguja del clinómetro, indica la medición de la inclinación. 8) Escala del clinómetro.

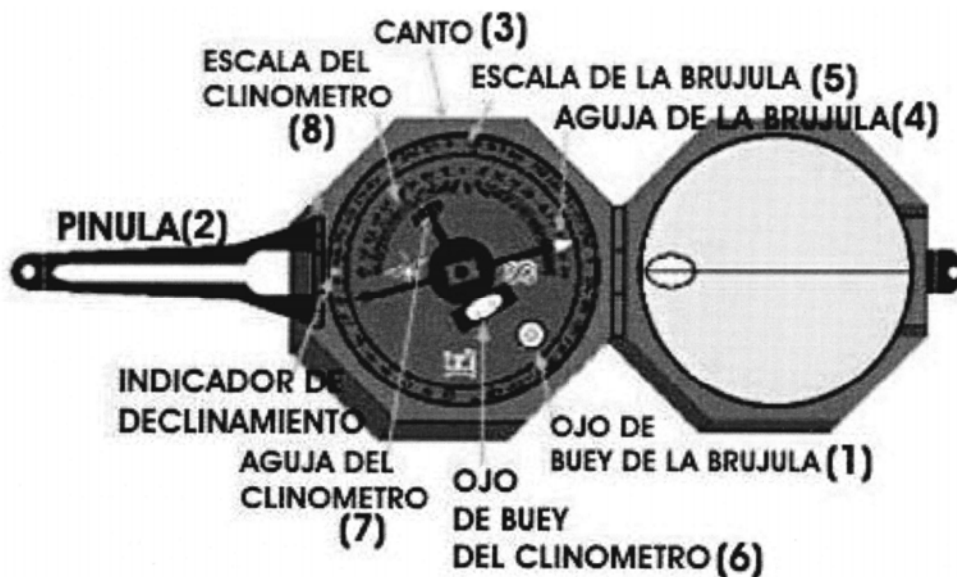


Figura A12.1 Brújula tipo Brunton (Soler-Arechalde, 2006).

A13. Especificaciones del instrumento de medición magnetómetro de giro JR6, principio de medición y proceso de medición.

En la Tabla A13.1 se presentan las especificaciones y características del instrumento de medición usado como principal en este trabajo (Figura A12.1). Cabe destacar que se utilizó el magnetómetro de giro del Laboratorio de Paleomagnetismo-CU y el del Campus Morelia (debido a mantenimiento del de CU). Es necesaria una computadora para correr el programa REMA6.EXE.

Instrumento de medición	Magnetómetro de giro
Marca	AGICO
Modelo	JR-6
Resolución (Sensibilidad) para mediciones en 6 posiciones	2.4×10^{-6} A/m
Valor nominal	12 500 A/m
Intervalo de medición	$(2 \times 10^{-6}, 12\ 500)$ A/m
Velocidad de rotación	Alta 87.7 rev/s Baja 16.7 rev/s
Precisión de medida para un espécimen típico	$\pm 2.4 \mu\text{A/m}$ 1%
Tamaño del espécimen cilíndrico	25.4 mm 22 mm
Tamaño del espécimen cúbico	20 mm
Potencial y frecuencia de funcionamiento	110 V 60 Hz 220 V 50 Hz
Dimensiones del equipo	290 x 130 x 310 mm
Masa del equipo	24 kg

Tabla A13.1 Especificaciones del instrumento de medición empleado.

Principio de medición del magnetómetro de giro.

Cada espécimen arqueomagnético posee un vector de magnetización paralelo al del campo geomagnético CMT, al someterlo a una rotación con velocidad angular constante en un determinado tiempo, se induce una fuerza electromotriz que es proporcional a la magnetización portadora y puede ser determinada por tres ejes definidos como el sistema de coordenadas de la muestra. La magnetización a lo largo de cada eje es medida por una pareja de bobinas Helmholtz que son el detector del instrumento.

Cuando un espécimen gira, al interior de las bobinas se induce una diferencia de potencial de corriente alterna cuya amplitud y fase depende de la magnitud y dirección del vector de magnetización remanente. La diferencia de potencial es amplificada, filtrada y digitalizada. A través del análisis de Fourier la computadora calcula do componentes rectangulares de la proyección del vector de magnetización en el plano perpendicular al eje de rotación. La señal procesada se envía al programa computacional REMA6.EXE.

Es tal la exactitud y resolución del instrumento que puede medir incluso la magnetización muy débil de rocas sedimentarias incluyendo calizas.

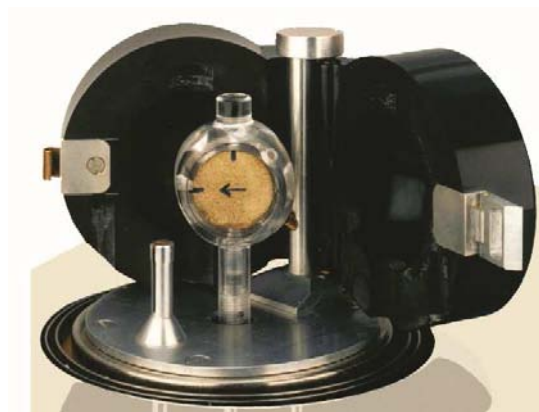


Figura A13.1 Magnetómetro de giro JR-6 AGICO.
JR6.

Figura A13.2 Portamuestras del

Proceso de medición en el magnetómetro de giro.

Los especímenes a ser medidos deben estar previamente bajo blindaje magnético, aproximadamente 15 días. Primero se hace la rutina de calibración del magnetómetro, se selecciona la velocidad a la que se quiere trabajar. Se inicia la medición dando un nombre al espécimen en el programa REMA6.EXE. Se levanta el blindaje del JR6, se abre el núcleo y se coloca en el portamuestra el espécimen a medir en la primera de seis posiciones (Figuras A13.2 y A13.3).

Terminada la rutina de medición el programa devuelve las mediciones en un archivo electrónico. La técnica de lavados magnéticos incluye desmagnetizar cada espécimen a una cierta intensidad, por lo que realizada una desmagnetización se debe medir el espécimen nuevamente.

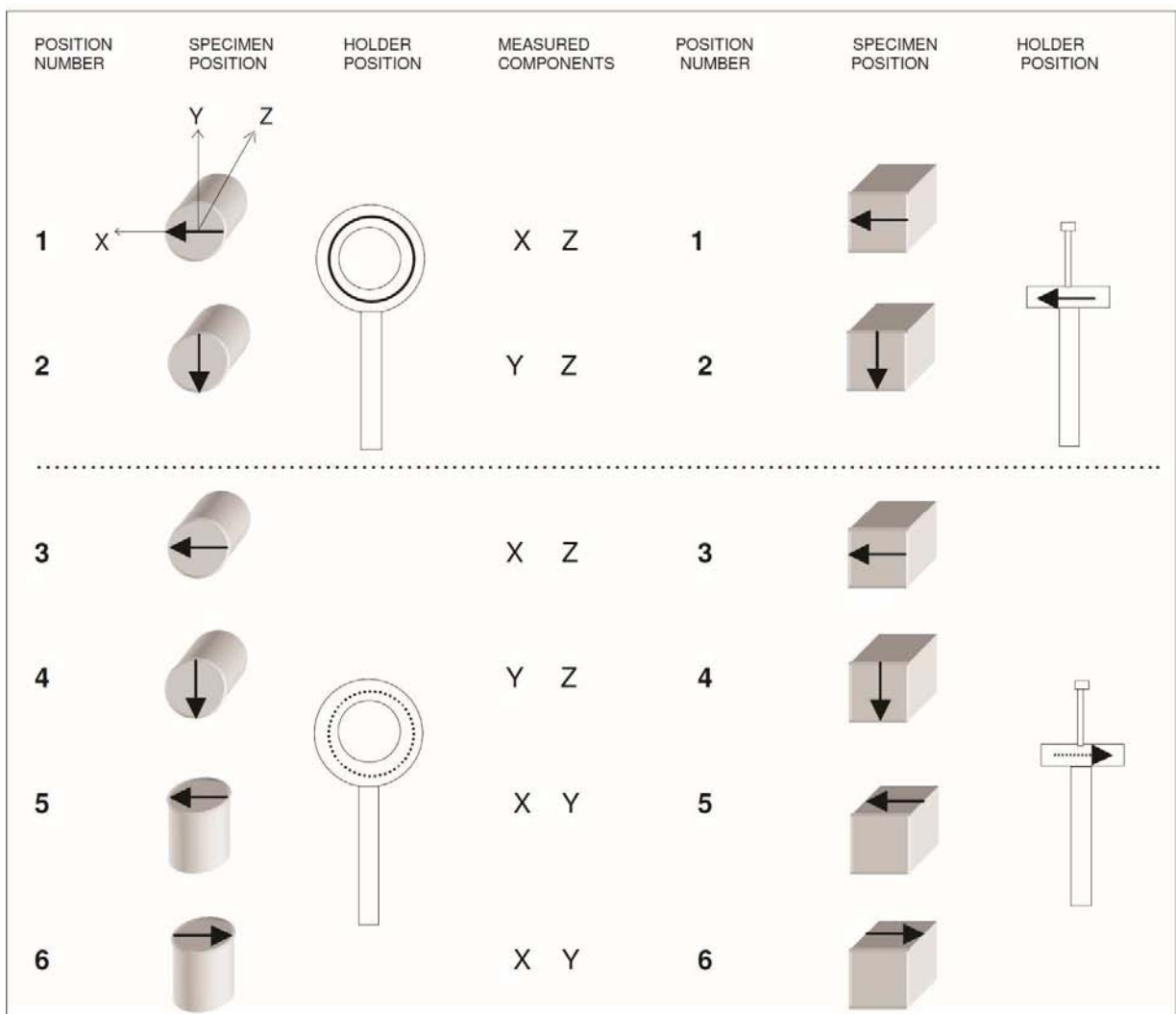
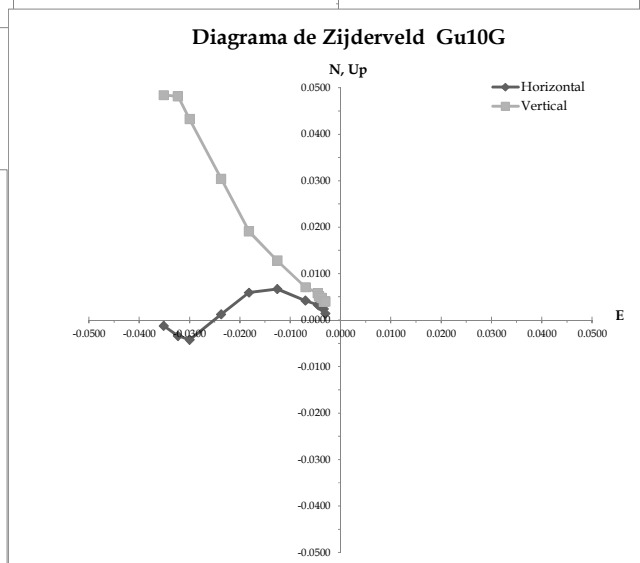
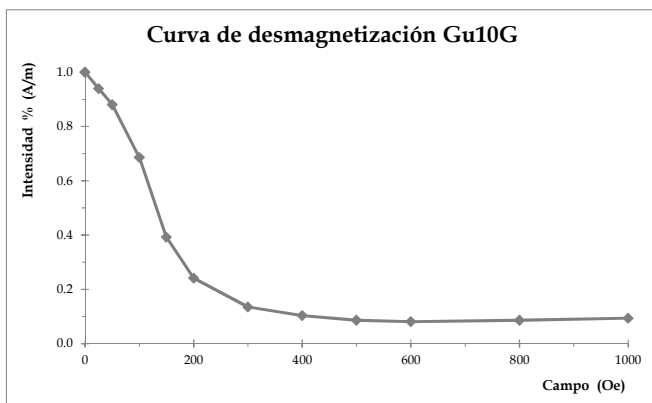
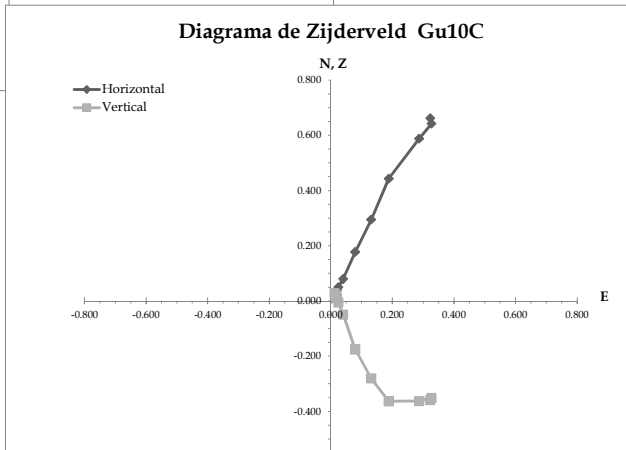
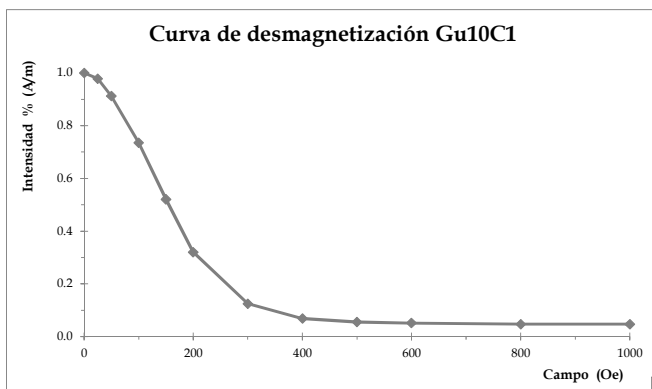
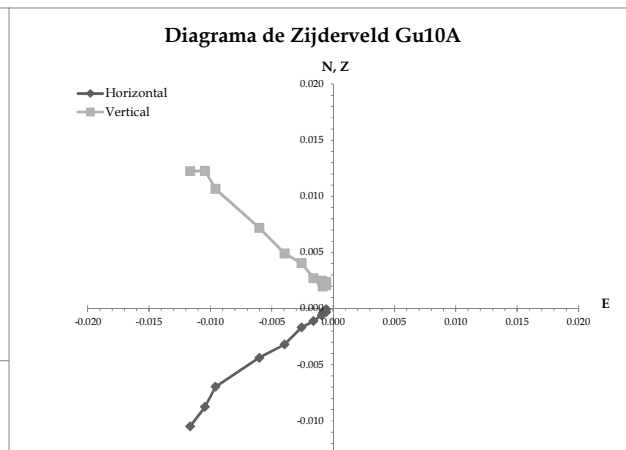
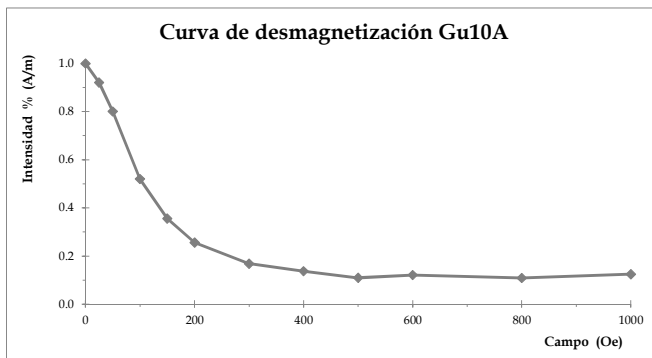
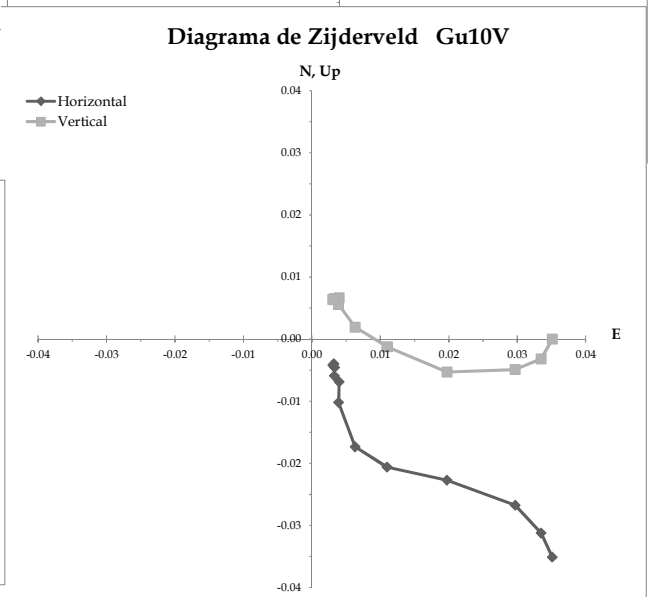
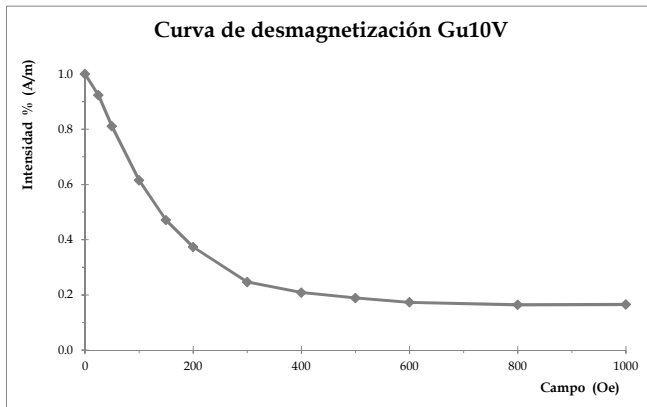
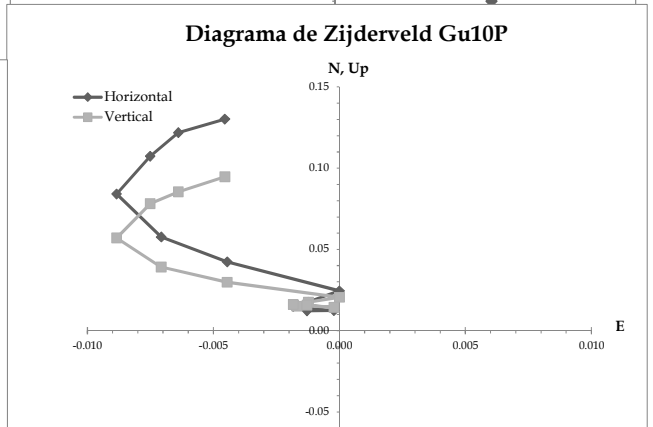
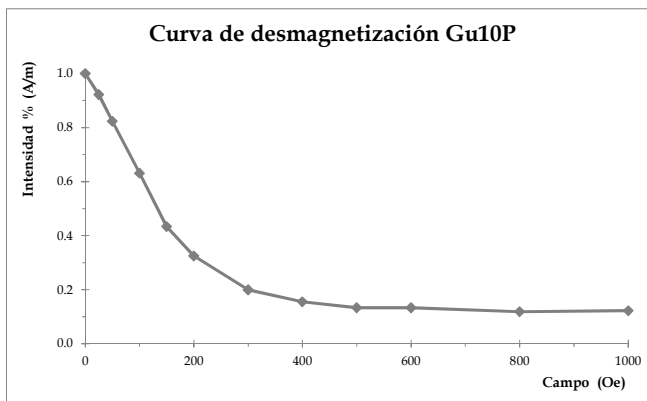
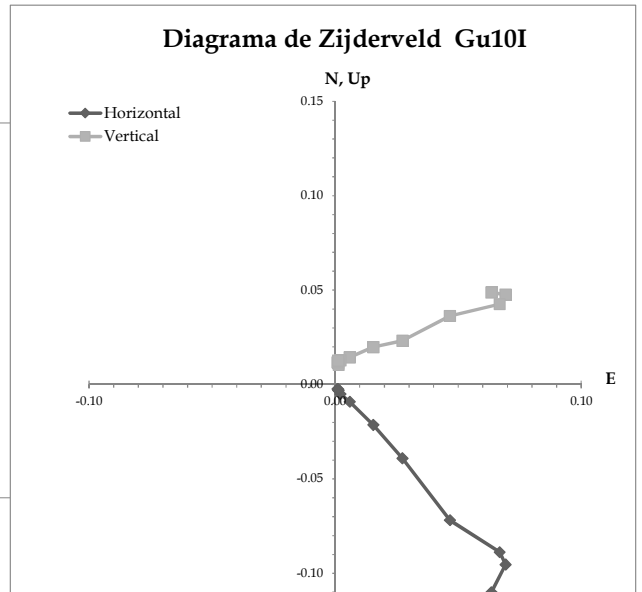
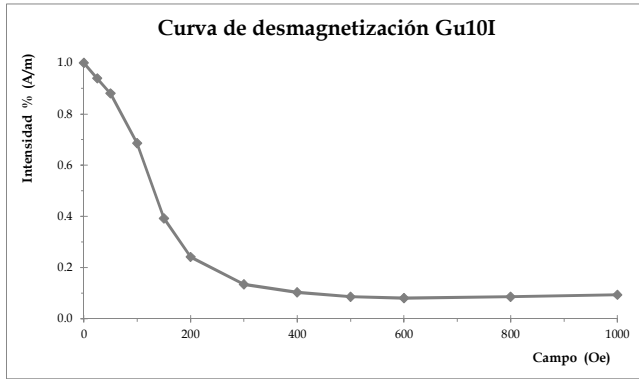


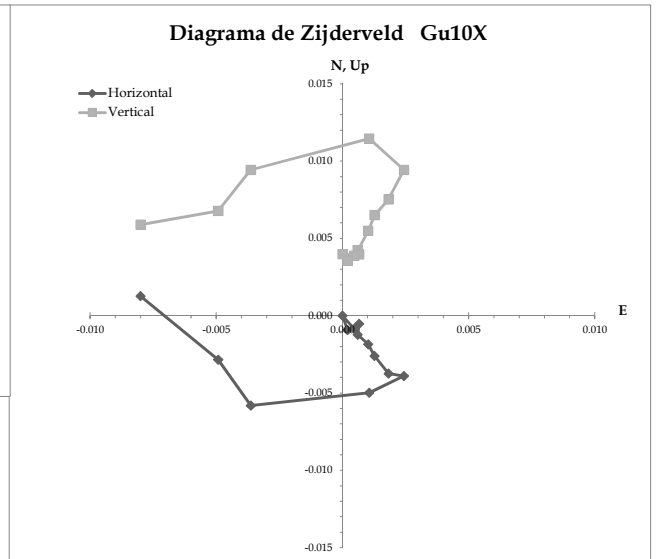
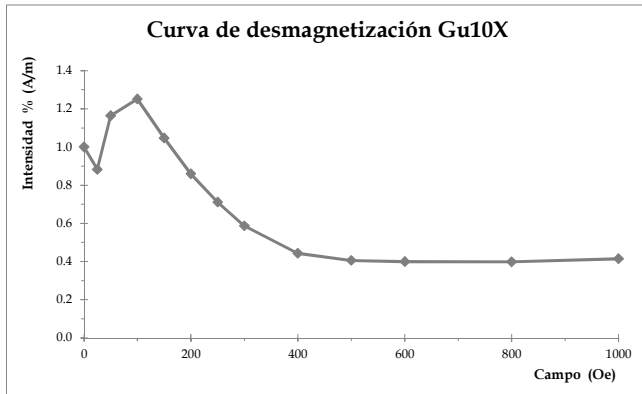
Figura A13.13 Posiciones en que debe colocarse un espécimen dentro del magnetómetro para determinar la magnetización en coordenadas de la muestra (AGICO, 2004).

A14. CURVAS CARACTERÍSTICAS Y DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD

MUESTRA Gu10, especímenes A, C1, G, I, P, V y X.







A15. PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS MUESTRAS ARQUEOMAGNÉTICAS DE GUACHIMONTONES DE TEUCHITLÁN

A) Diagrama de Day, IRM y ciclo de histéresis

Las propiedades magnéticas de las muestras se estudiaron a partir de ciclos de histéresis e IRM. A partir de estos resultados, se generó el Diagrama de Day que indica que las muestras arqueomagnéticas están compuestas principalmente de titanomagnetitas con dominios magnéticos pseudo sencillos.

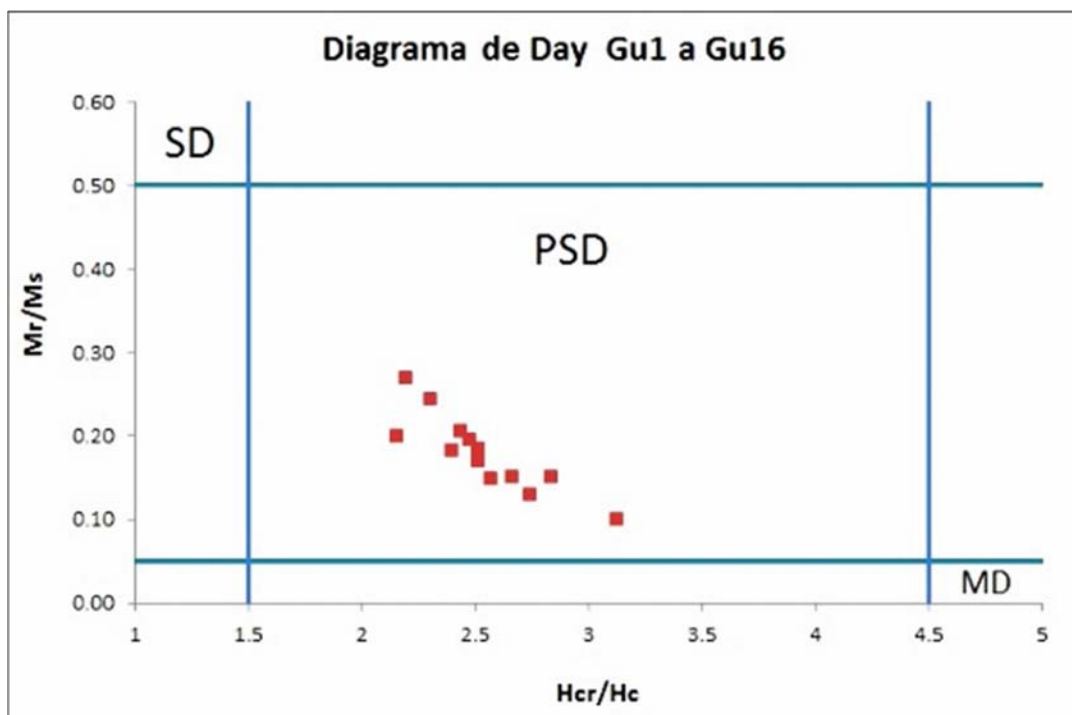
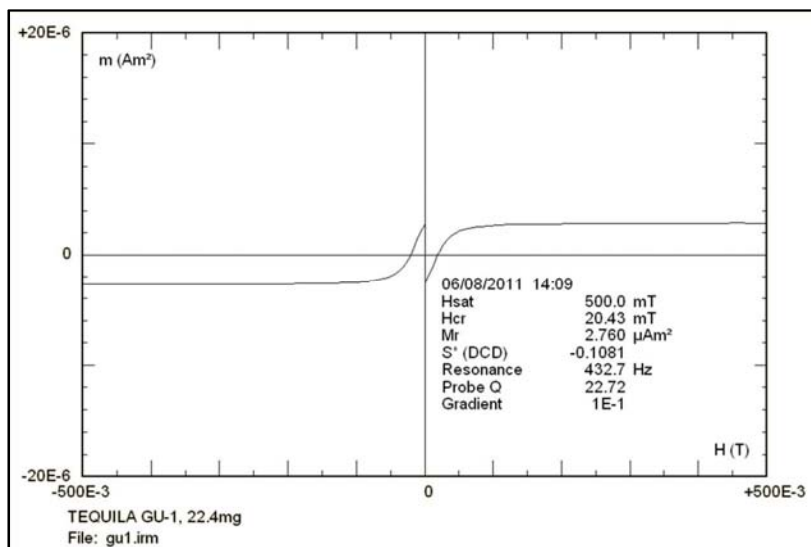
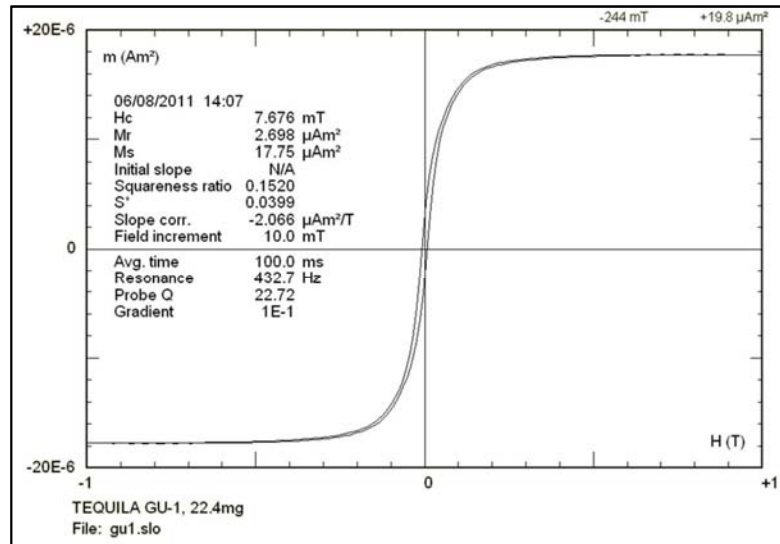
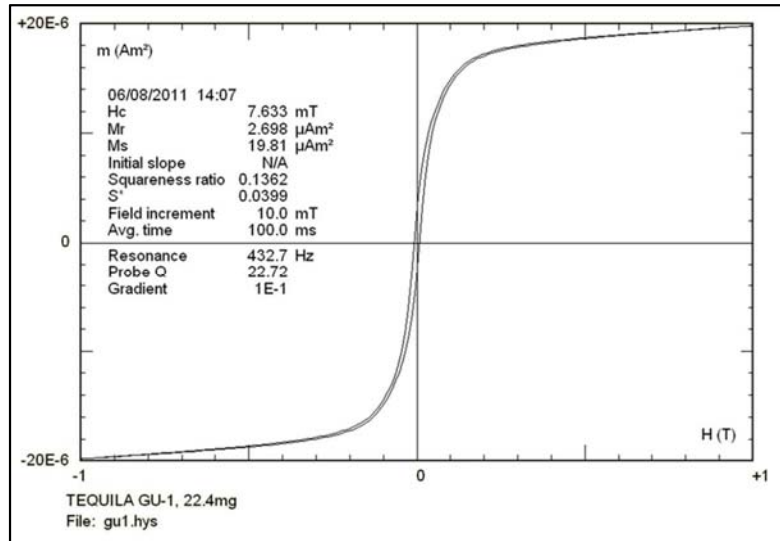


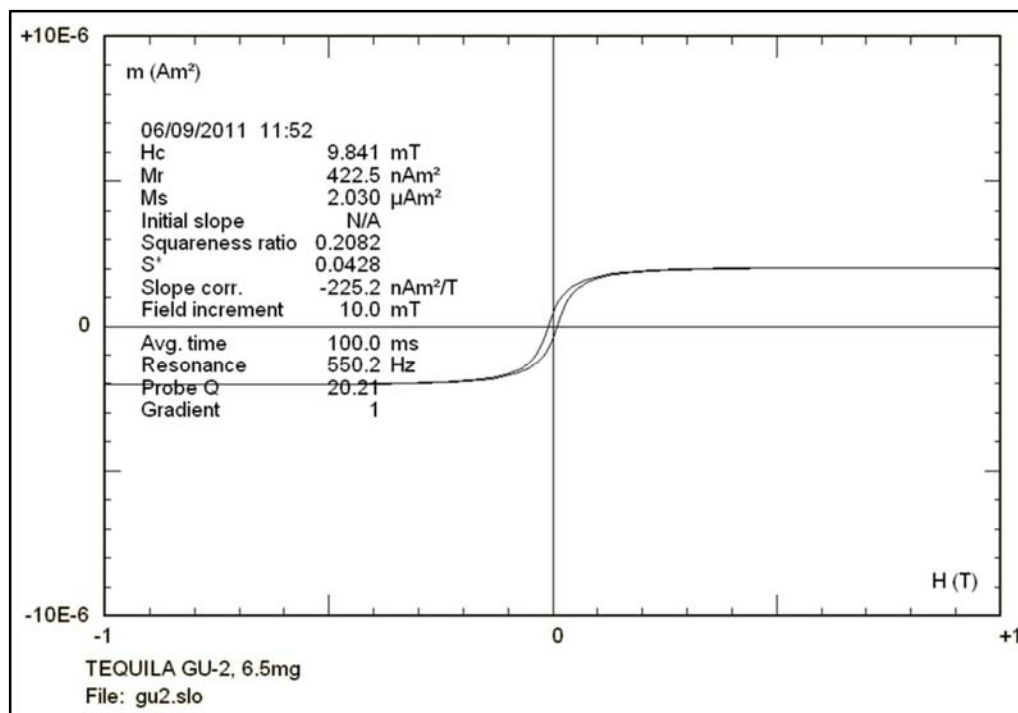
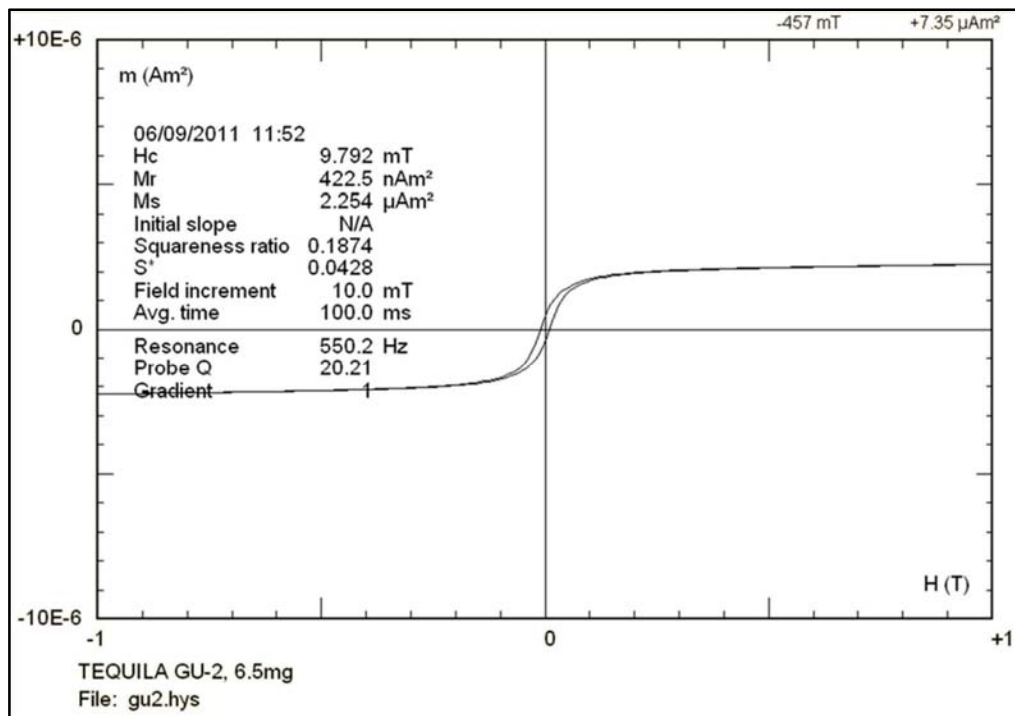
Figura A15.1 Diagrama de Day de las muestras arqueomagnéticas Gu1 a Gu16. Se observa que todas son de dominio magnético pseudo sencillo y por lo tanto, su composición mineralógica es mayoritariamente titanomagnetitas.

A continuación se presentan los resultados para cada muestra el ciclo de histéresis de ida y regreso así como la prueba de IRM. El fragmento de la muestra Gu3 no fue posible estudiarlo.

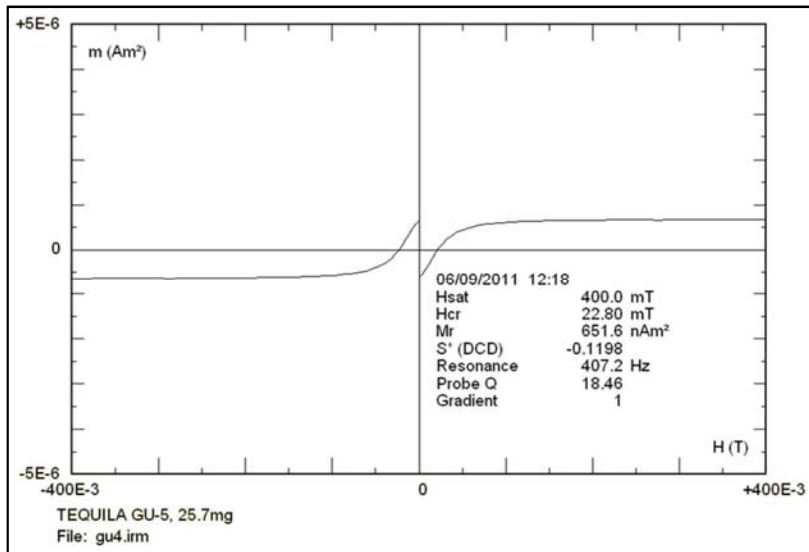
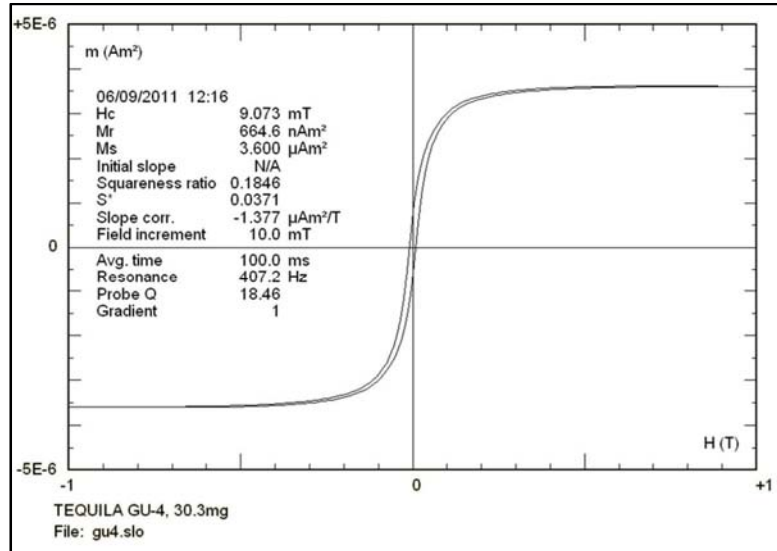
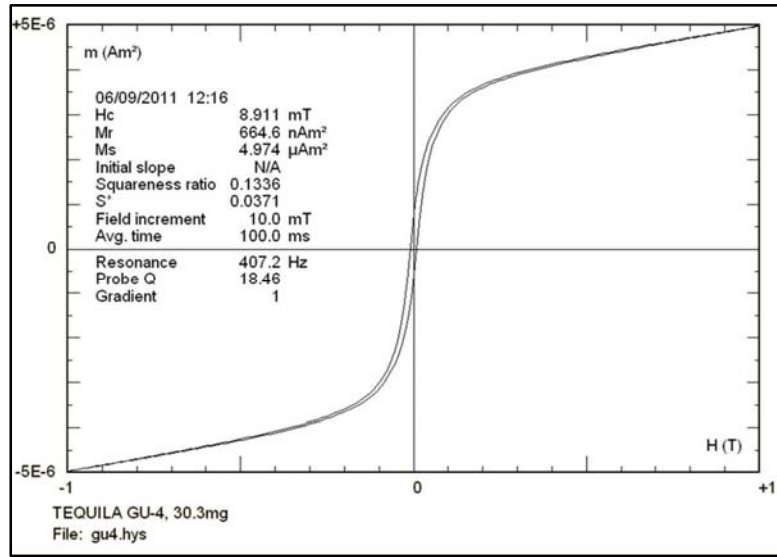
Gu1



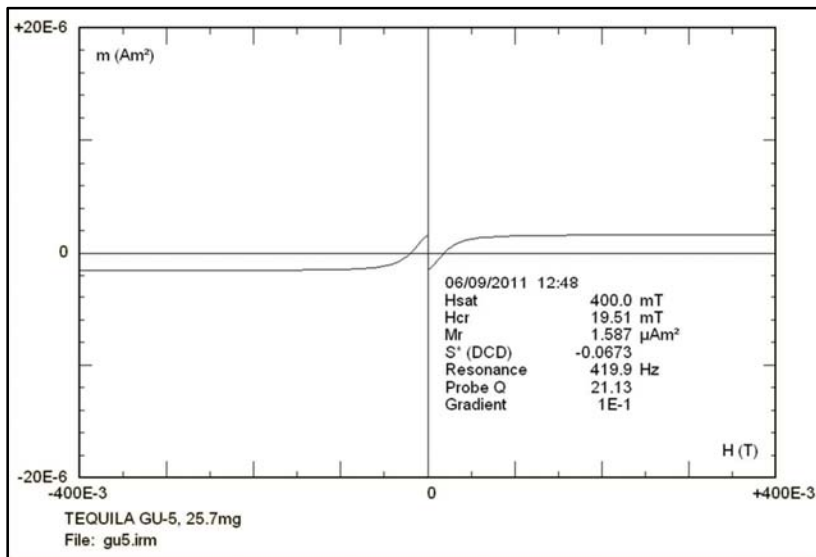
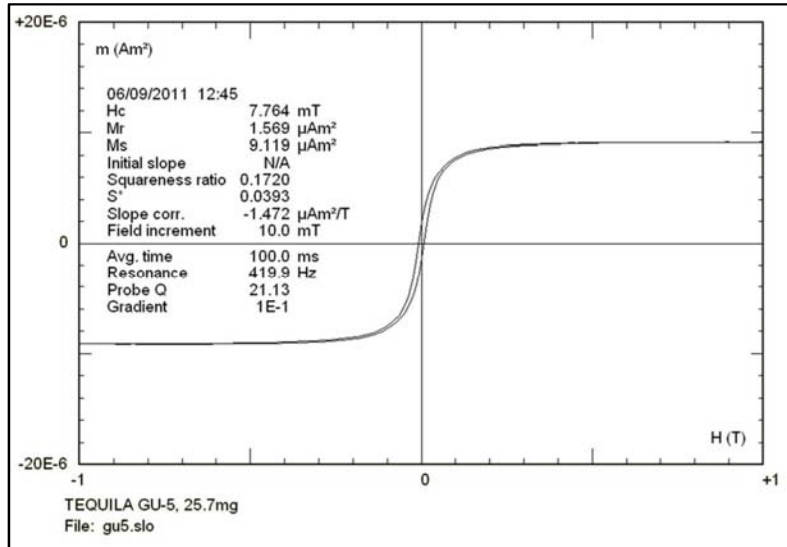
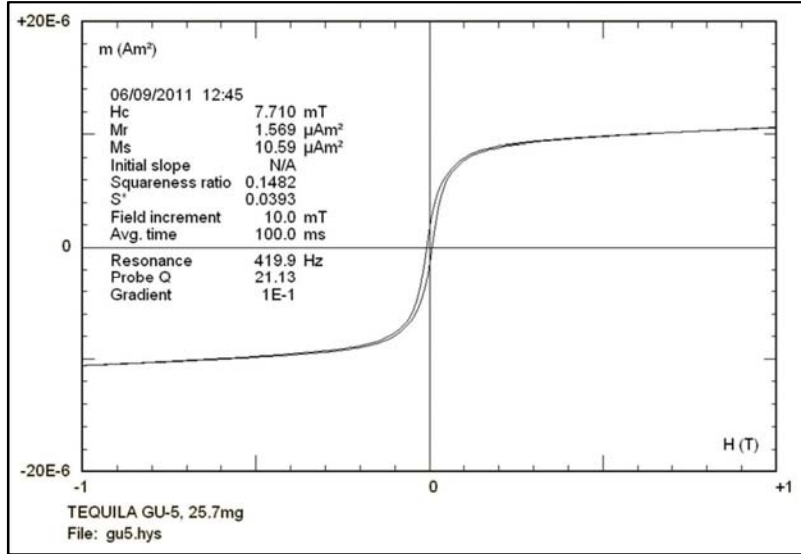
Gu2



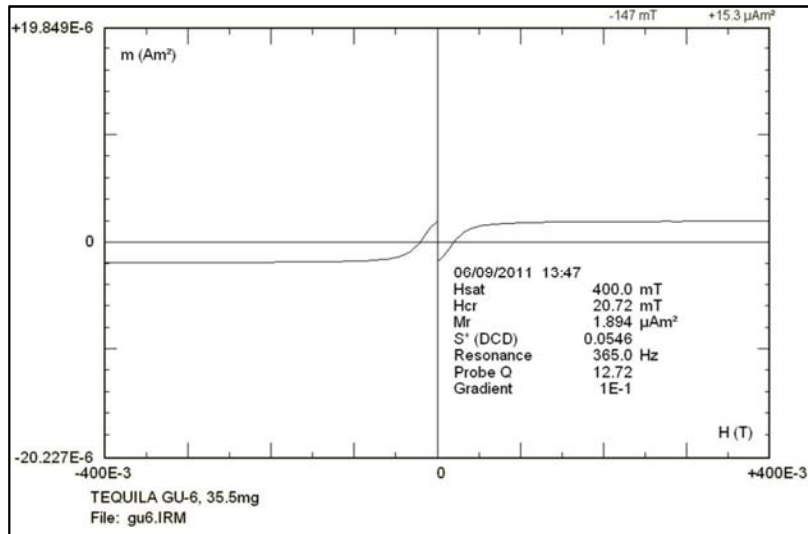
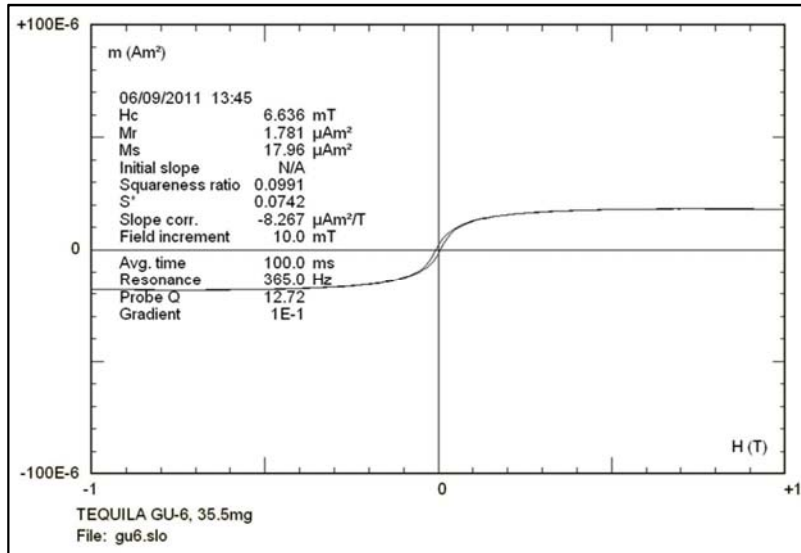
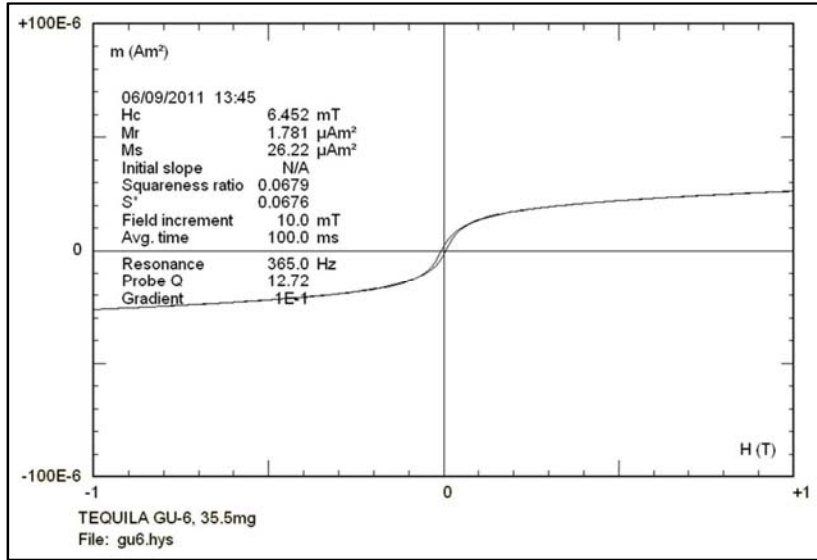
Gu4



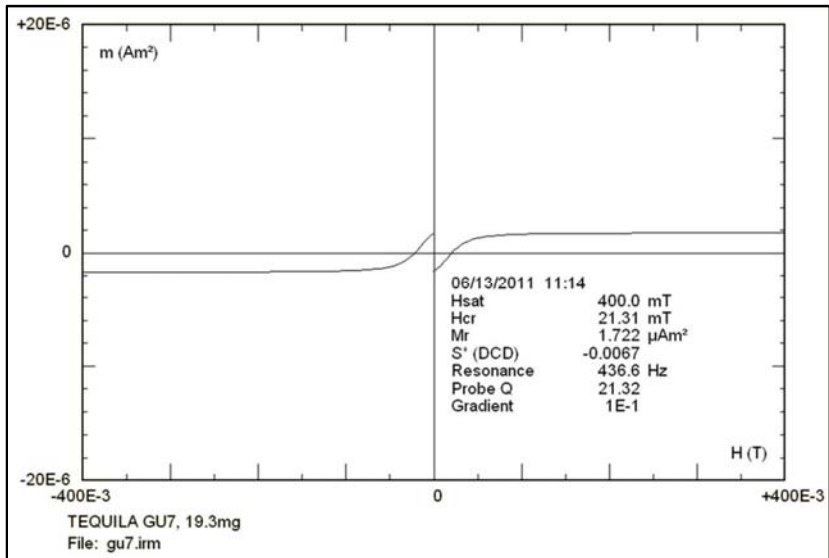
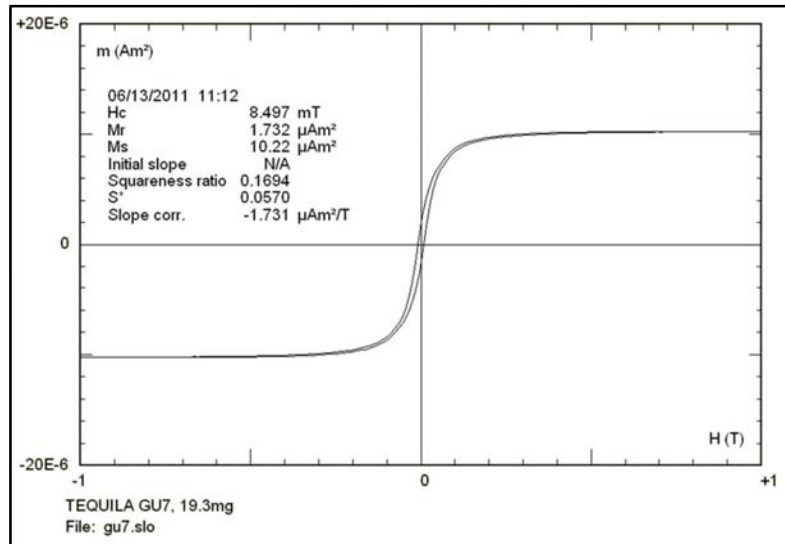
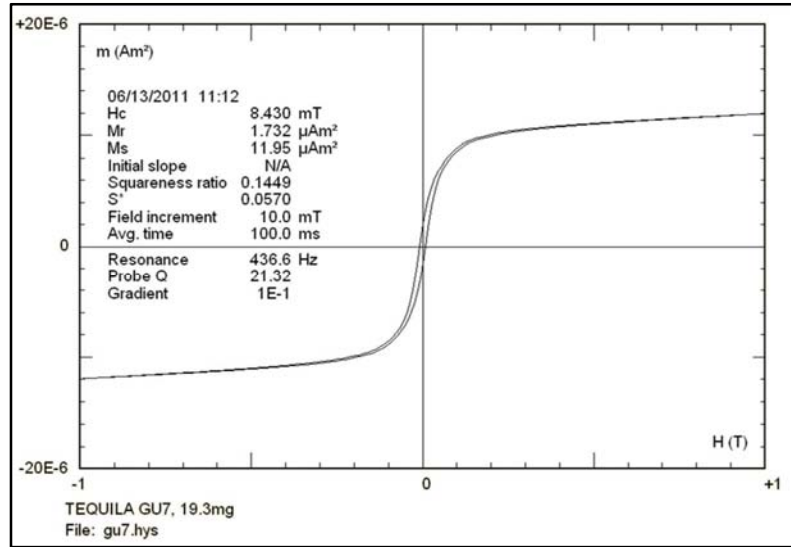
Gu5



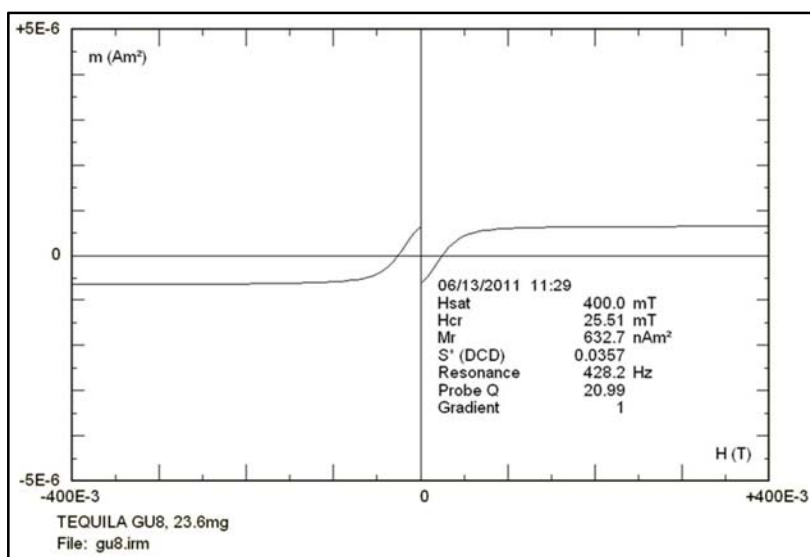
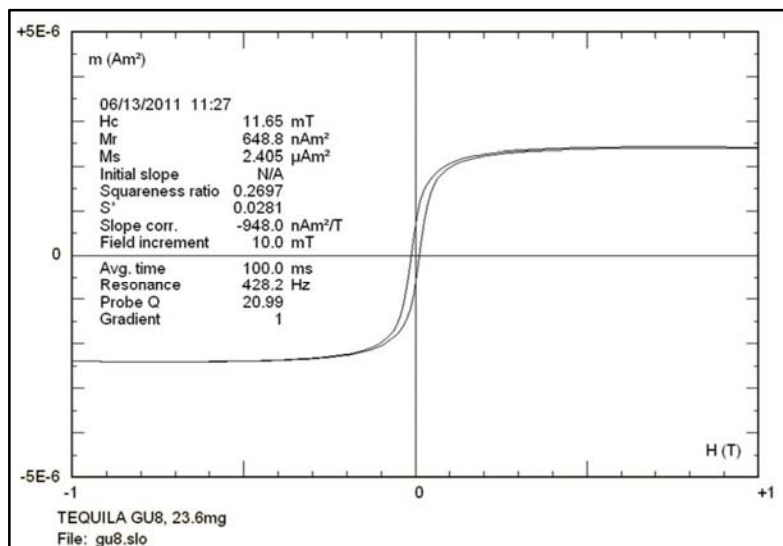
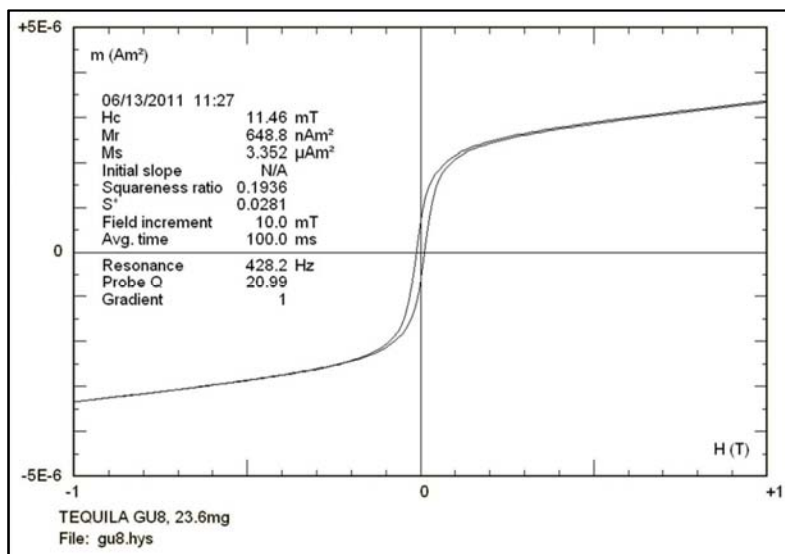
Gu6



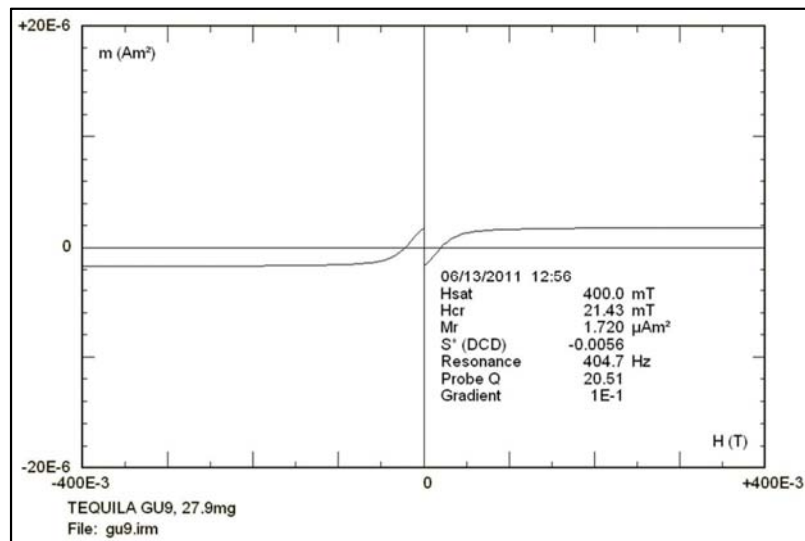
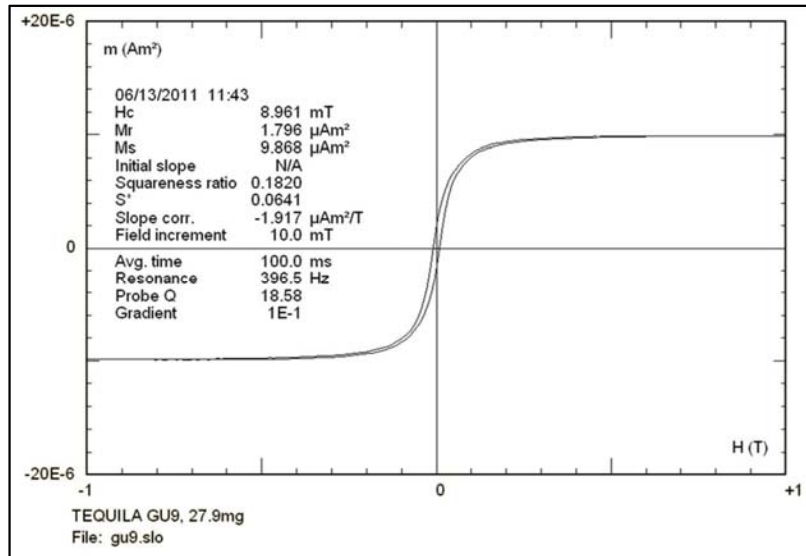
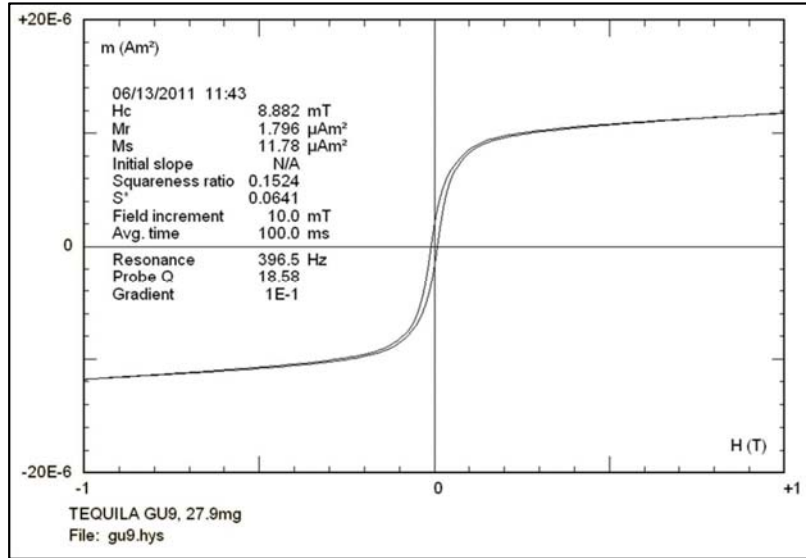
Gu7



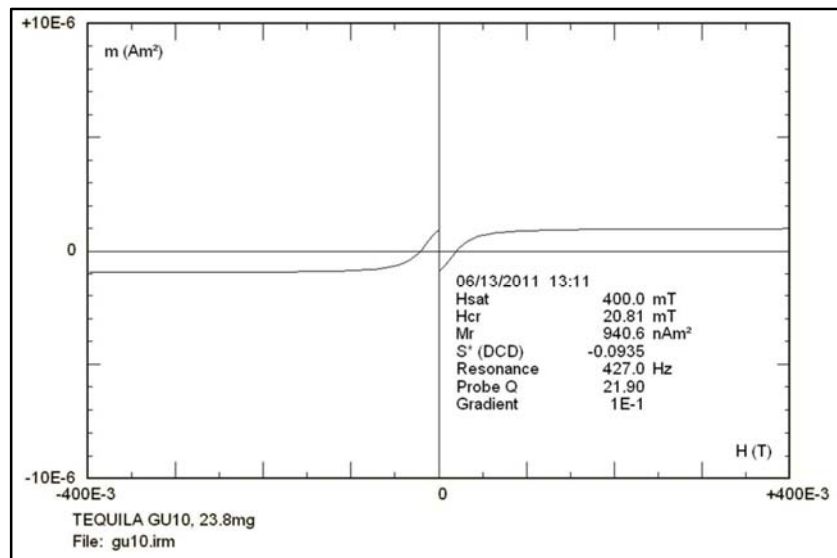
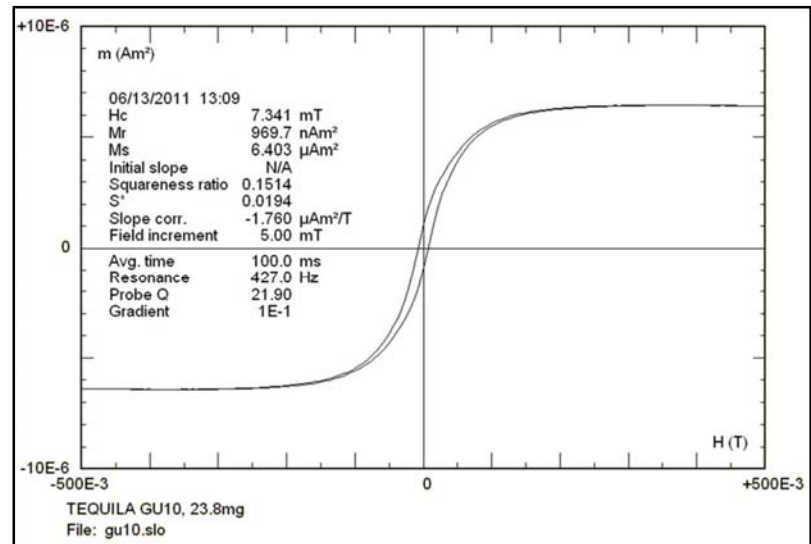
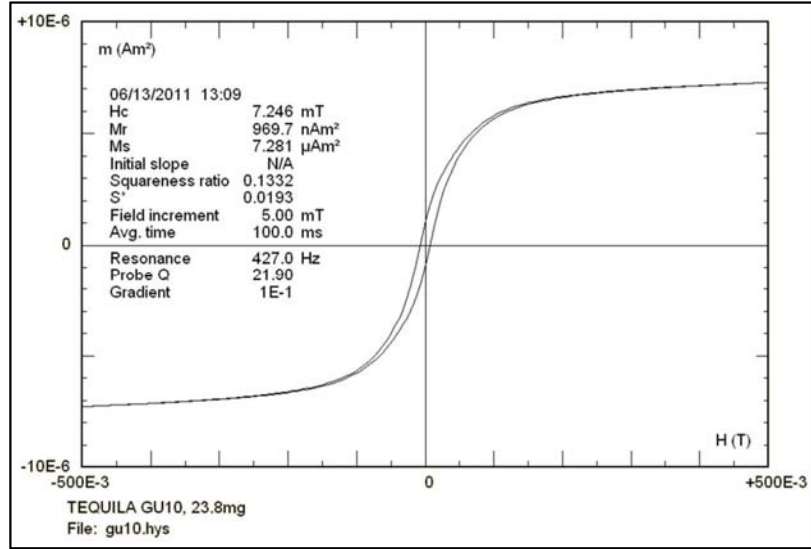
Gu8



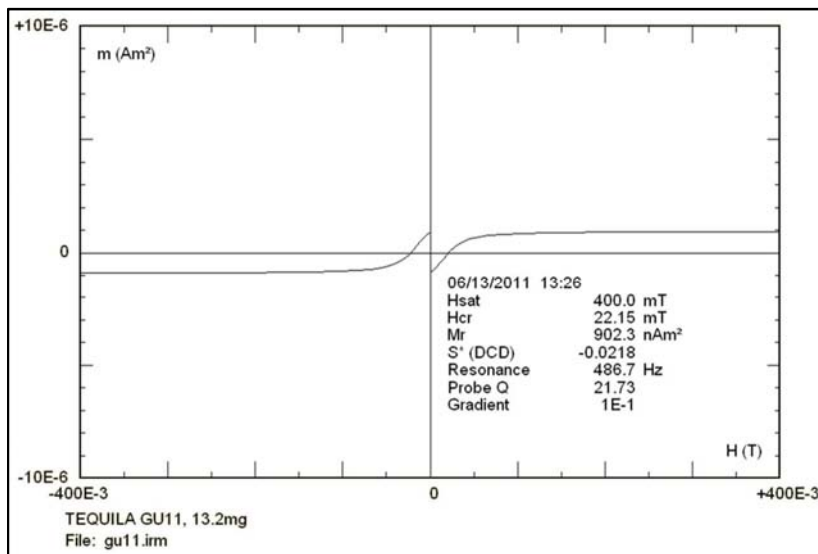
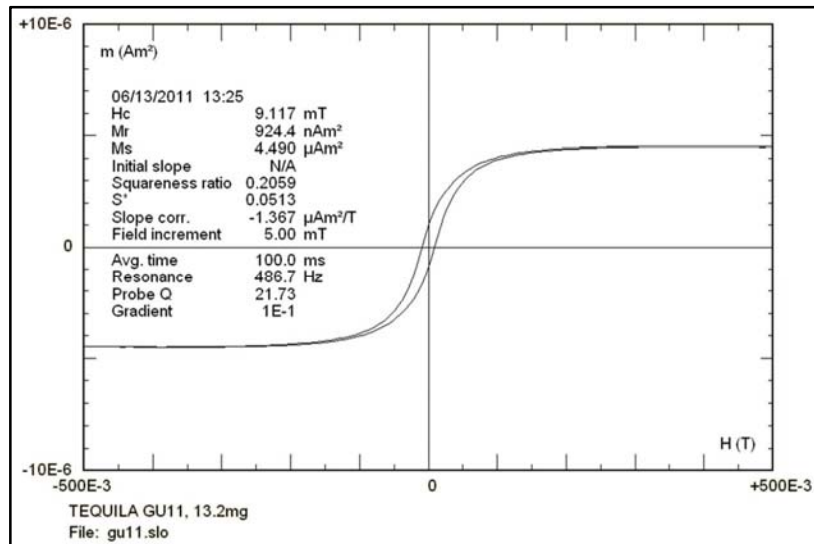
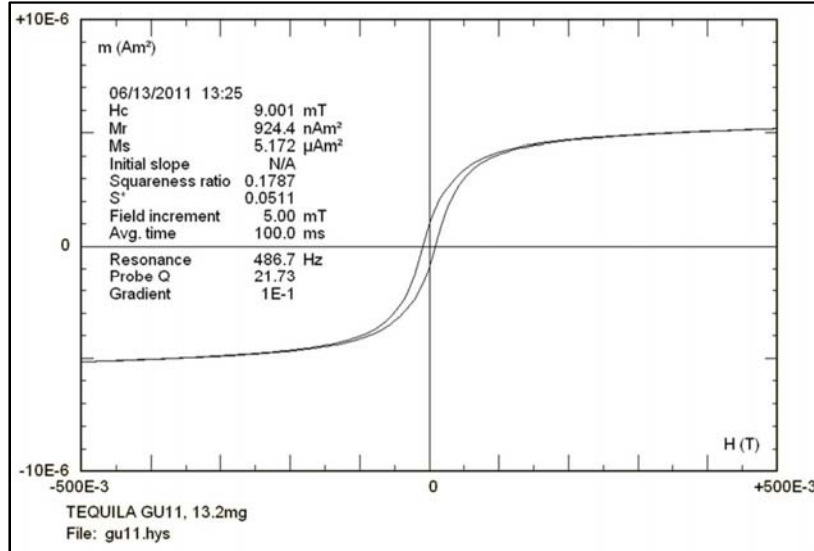
Gu9



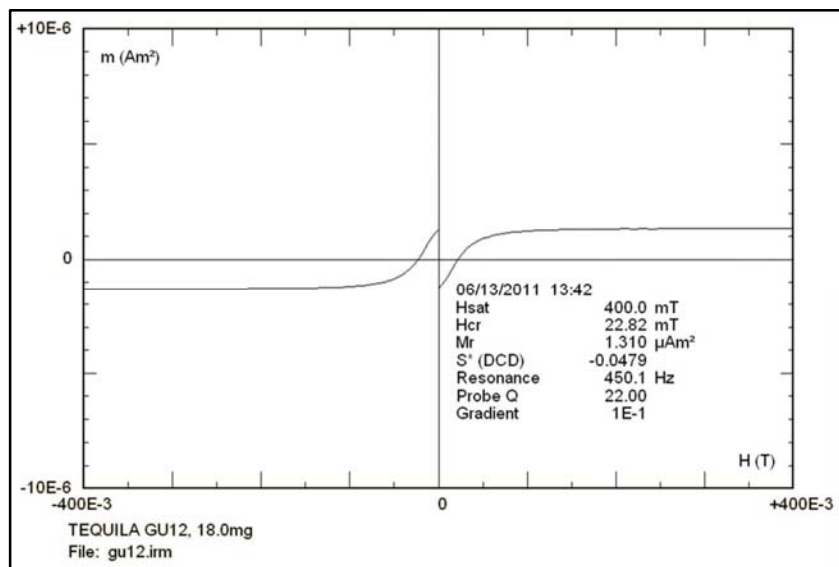
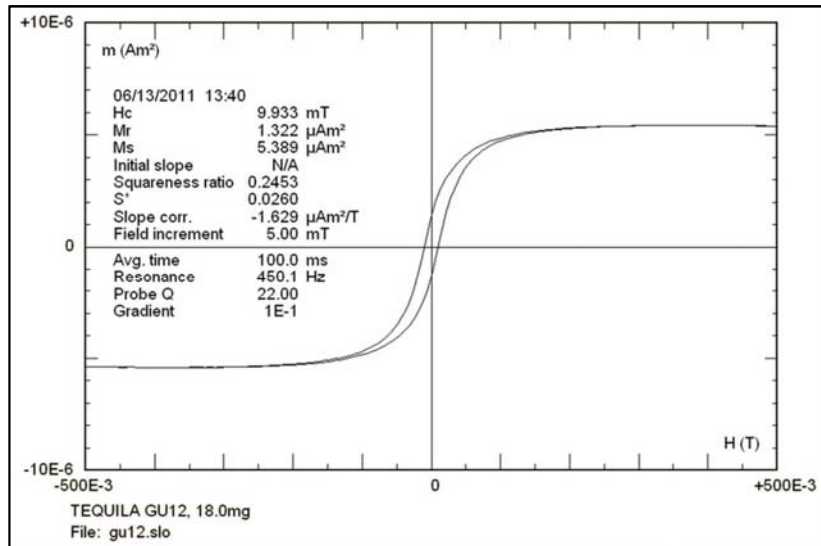
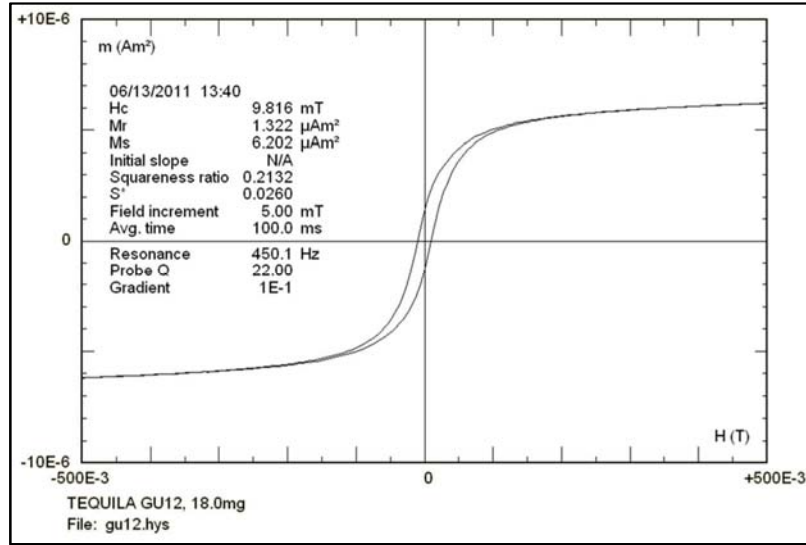
Gu10



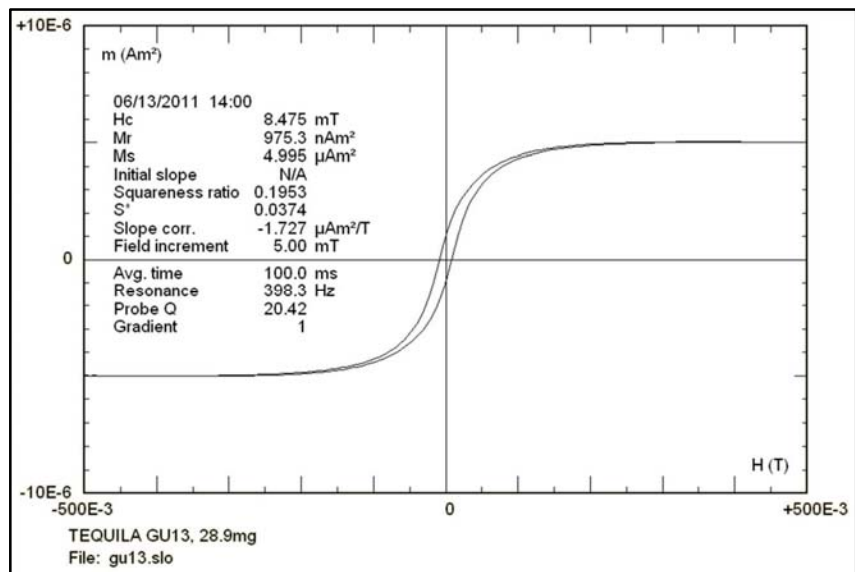
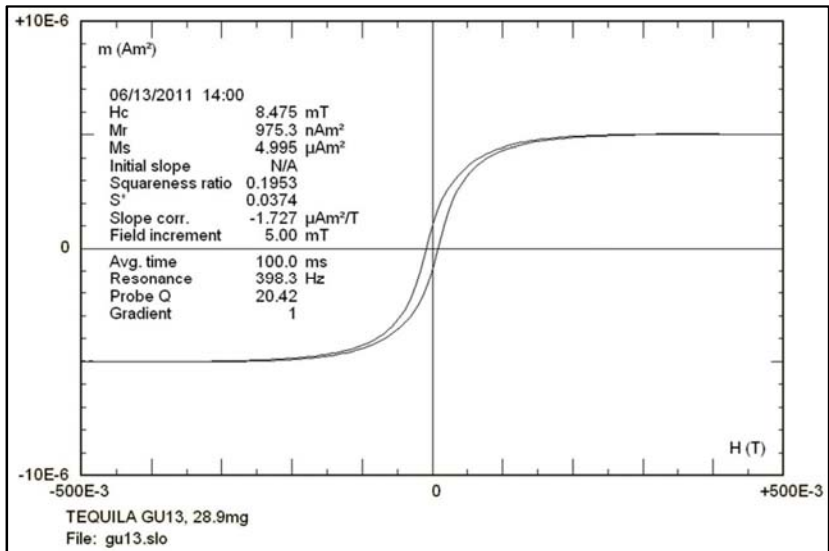
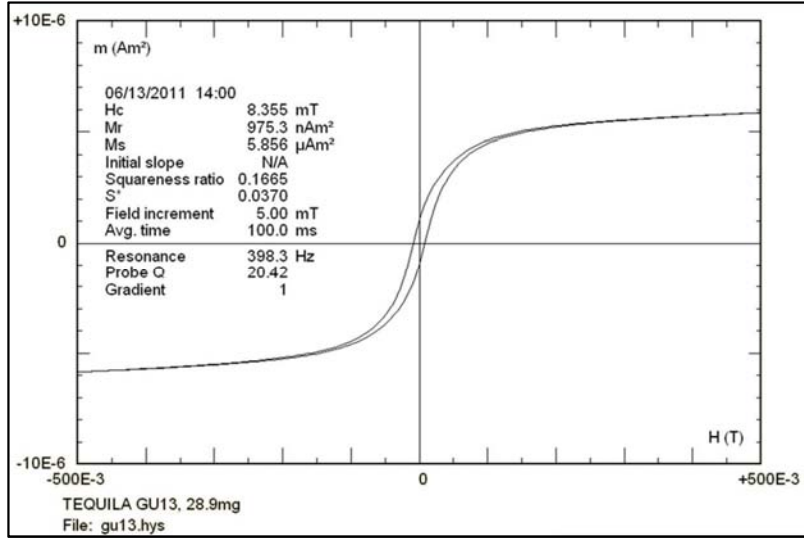
Gu11



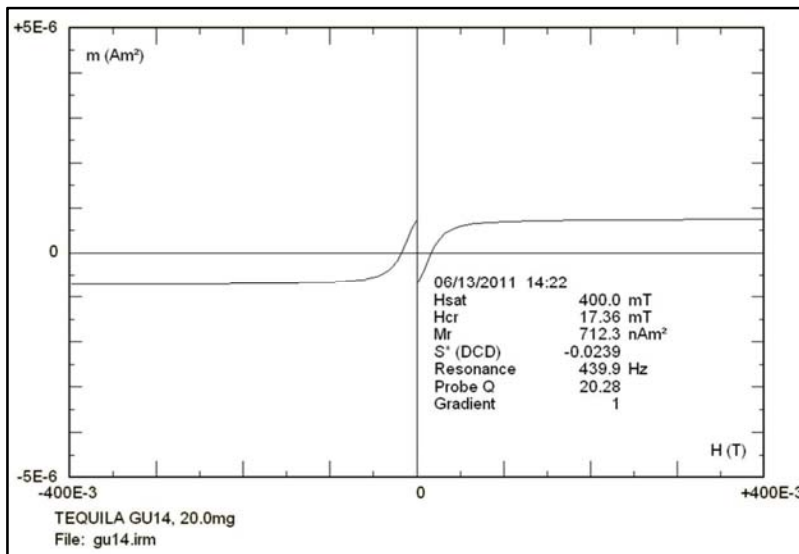
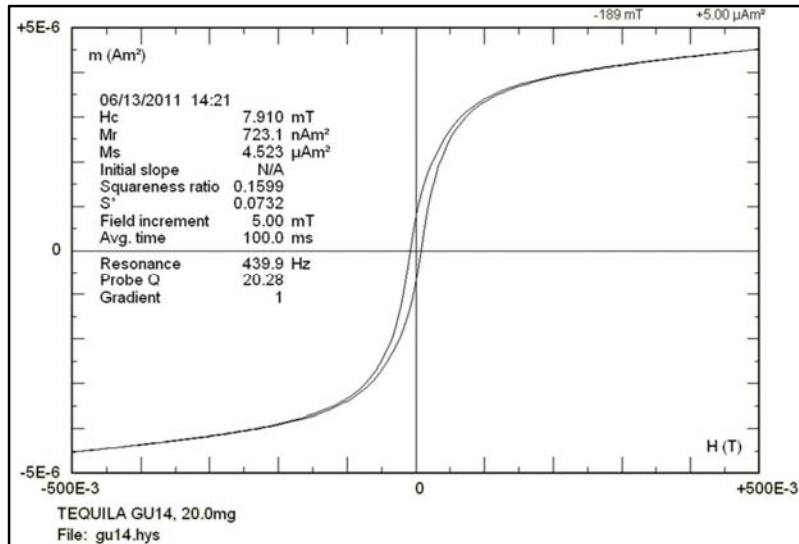
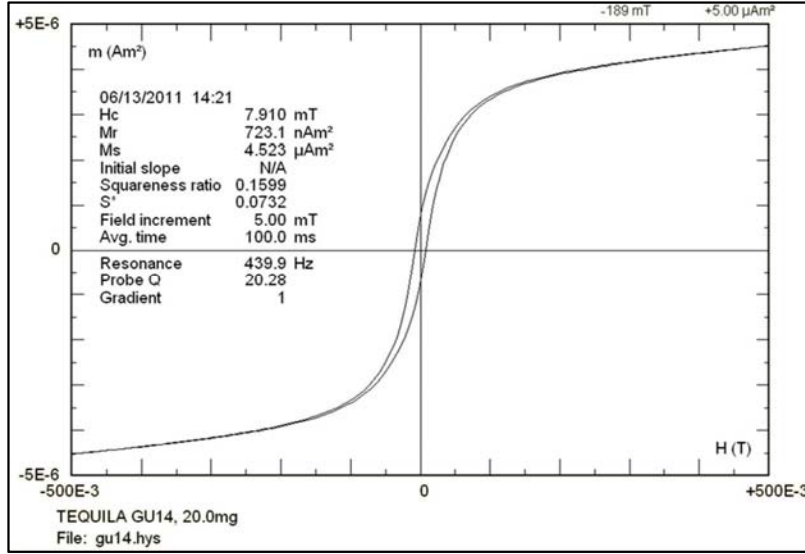
Gu12



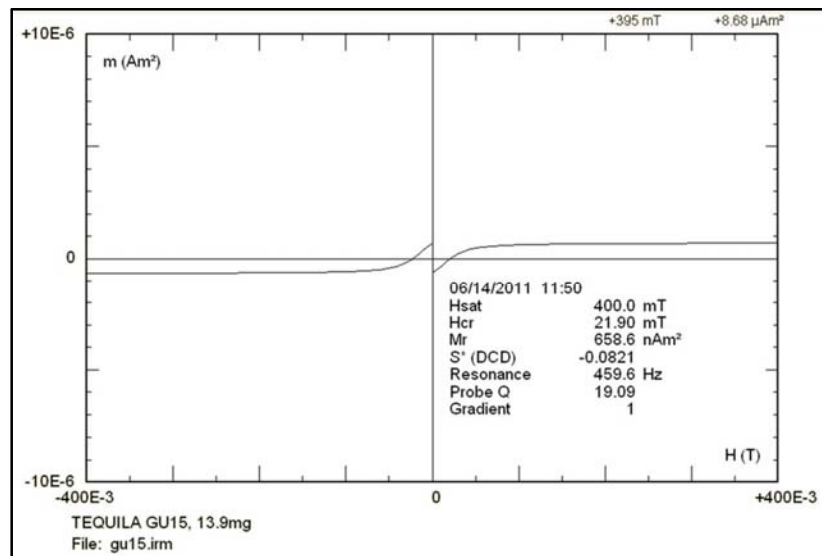
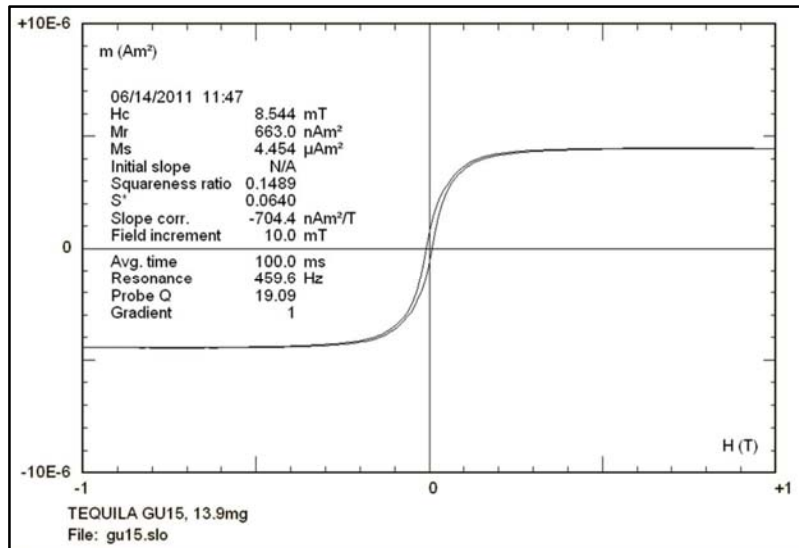
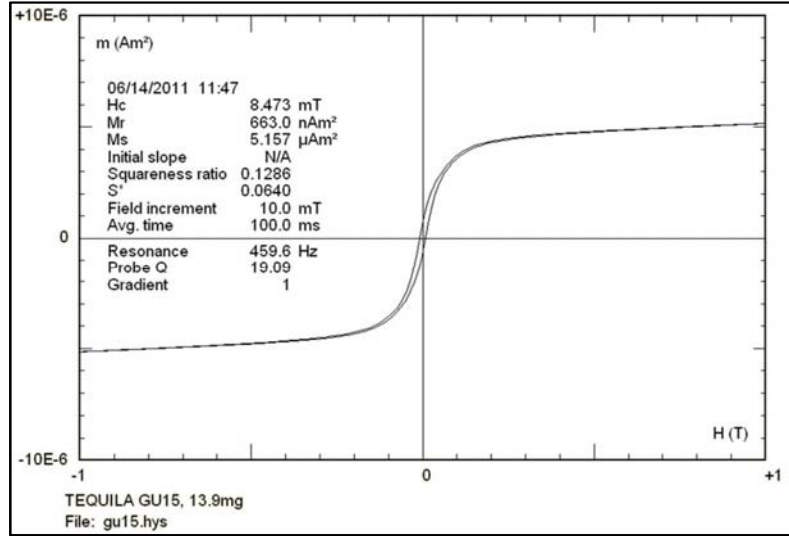
Gu13



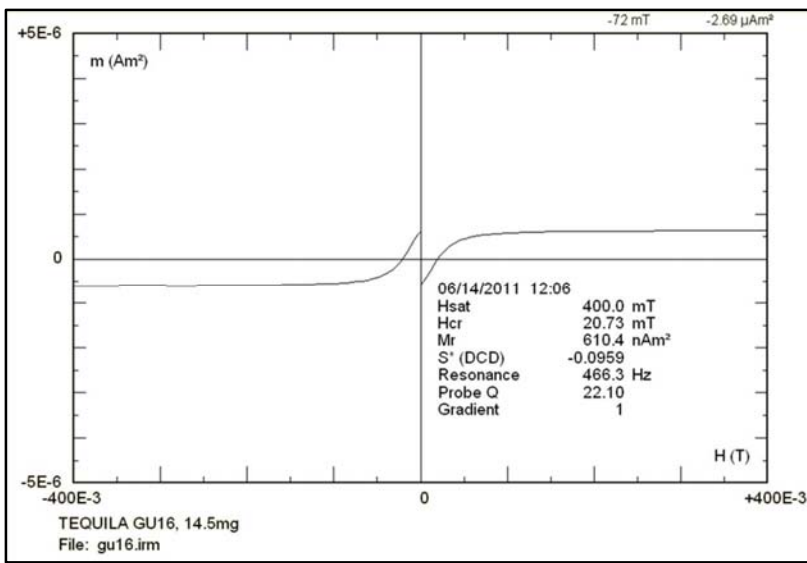
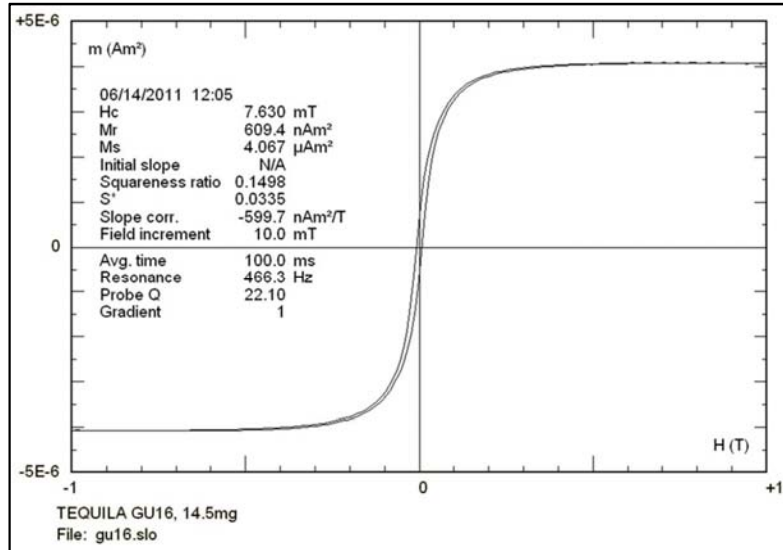
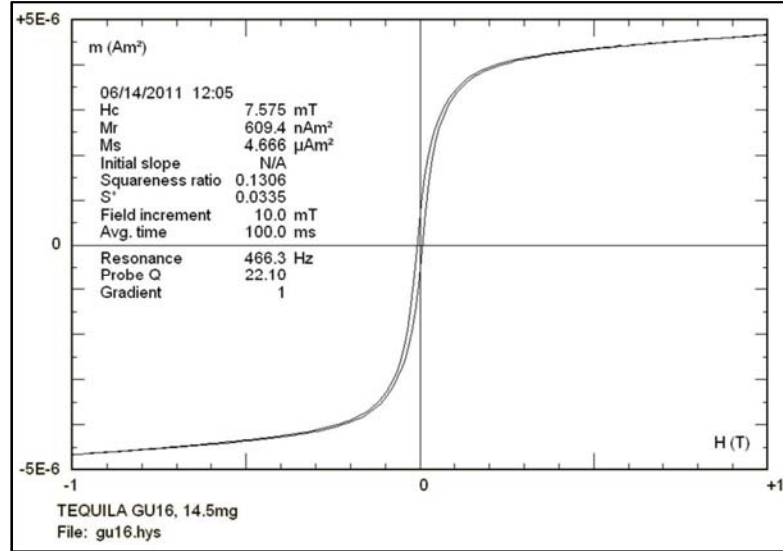
Gu14



Gu15

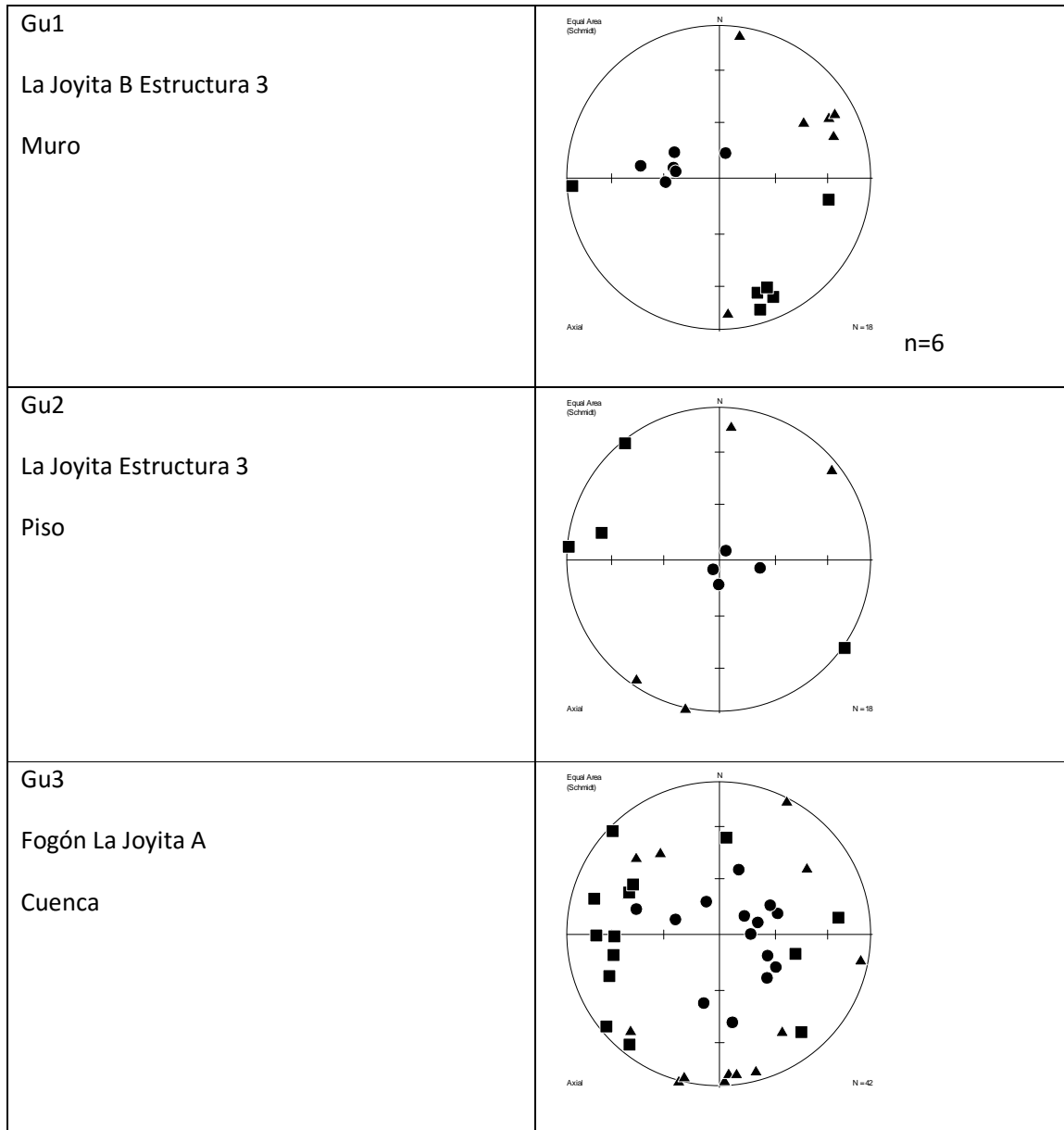


Gu16

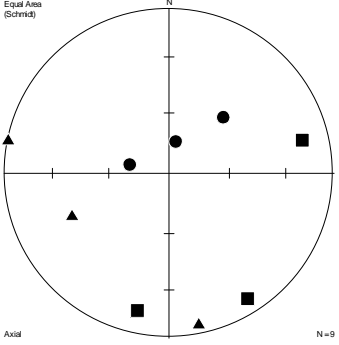
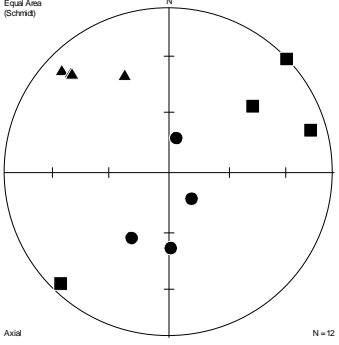
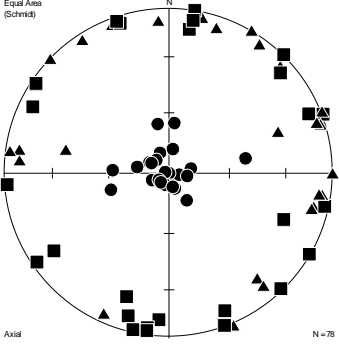
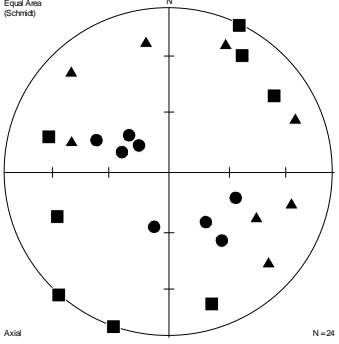


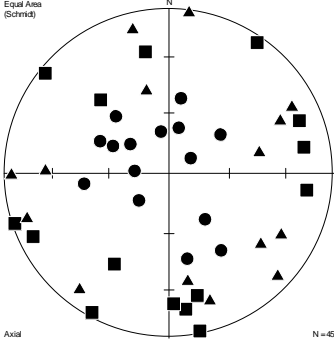
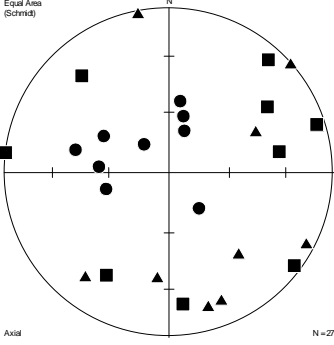
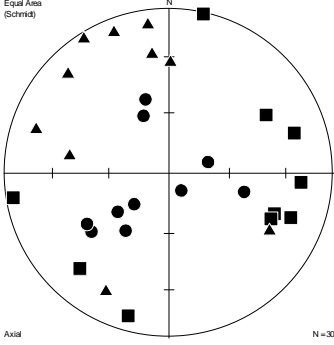
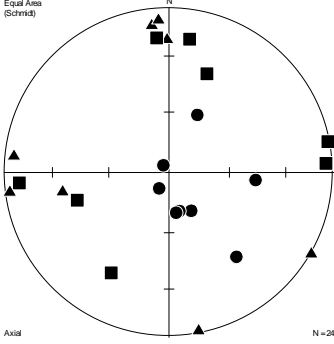
B) Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

Los resultados de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) para Guachimontones de Teuchitlán son los siguientes:



<p>Gu4</p> <p>Círculo2 Estructura 8</p> <p>Piso quemado</p>	
<p>Gu5</p> <p>Círculo 1 Estructura 7</p> <p>2º Muro</p>	
<p>Gu6</p> <p>Círculo 1 Estructura 7</p> <p>3er Muro</p>	
<p>Gu7</p> <p>Círculo 1 Estructura 7</p> <p>3er Muro</p>	

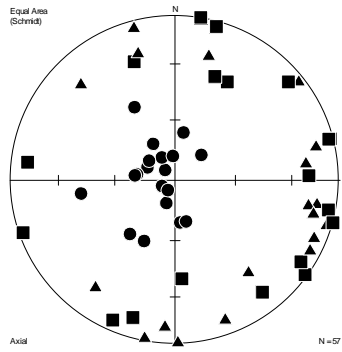
<p>Gu8</p> <p>Círculo1 Plataforma 2</p>	
<p>Gu9</p> <p>Círculo7 Plataforma A</p>	
<p>Gu10</p> <p>Loma Alta circulo B</p> <p>Apisonado central</p>	
<p>Gu11</p> <p>Horno Central</p> <p>Muros</p>	

<p>GU12</p> <p>Juego de pelota</p> <p>Piso quemado</p>	 <p>Equal Area (Schmidt)</p> <p>N</p> <p>Axial</p> <p>N = 45</p>
<p>Gu13</p> <p>Horno grande</p> <p>Muros NE</p>	 <p>Equal Area (Schmidt)</p> <p>N</p> <p>Axial</p> <p>N = 27</p>
<p>Gu14</p> <p>Horno grande</p> <p>Muros SW</p>	 <p>Equal Area (Schmidt)</p> <p>N</p> <p>Axial</p> <p>N = 30</p>
<p>Gu15</p> <p>Horno grande</p> <p>Muro NW</p>	 <p>Equal Area (Schmidt)</p> <p>N</p> <p>Axial</p> <p>N = 24</p>

Gu16

Círculo 2 Loma Alta

Apisonado Externo



A16. DATACIÓN POR RADIOCARBONO DE GUACHIMONTONES DE TEUCHITLÁN

Reportados por Weigand, Beekman y Esparza, 2008, se muestran las dataciones por radiocarbono realizadas como producto de las excavaciones de 2000. En la Figura A.16.1 se observan los perfiles de calibración y en la Tabla A.16.1 los datos determinados.

ID Lab	Sitio	Contexto	Material	Fuente de Reporte	C14 Edad BP	Nueva Calibración por OxCal
Beta 192096	Guachimonton	Zona residencial, La Joyita 1, fogón 2, parte inferior	Carbón	Weigand 2005	2250 ± 50	B.C. 387-351, 314-310, 298-230, 219-208.
Beta 192097	Guachimonton	Círculo 1, Plataforma 7, Ofrenda adentro de expansión lateral		Weigand 2005	1990 ± 40	B.C. 41-9, 2-A.D.60
Beta 192092	Guachimonton	Círculo 1, Plataforma 2, superestructura de barro encima de muro exterior	Otate	Weigand 2005	1870 ± 40	A.D. 82-107, 114-180, 190-215
Beta 192089	Guachimonton	Círculo 2, Plataforma 8, carbón asociado con ofrenda de maíz carbonizado, extensión de plataforma	Maíz carbonizado	Weigand 2005	1800 ± 40	A.D. 134-160, 170-197, 209-257, 302-318

Tabla A.16.1 Secuencia de dataciones de radiocarbono de Guachimontones, región Valles, Jalisco, relacionadas con el muestreo arqueomagnético (modif. de Weigand et al, 2008).

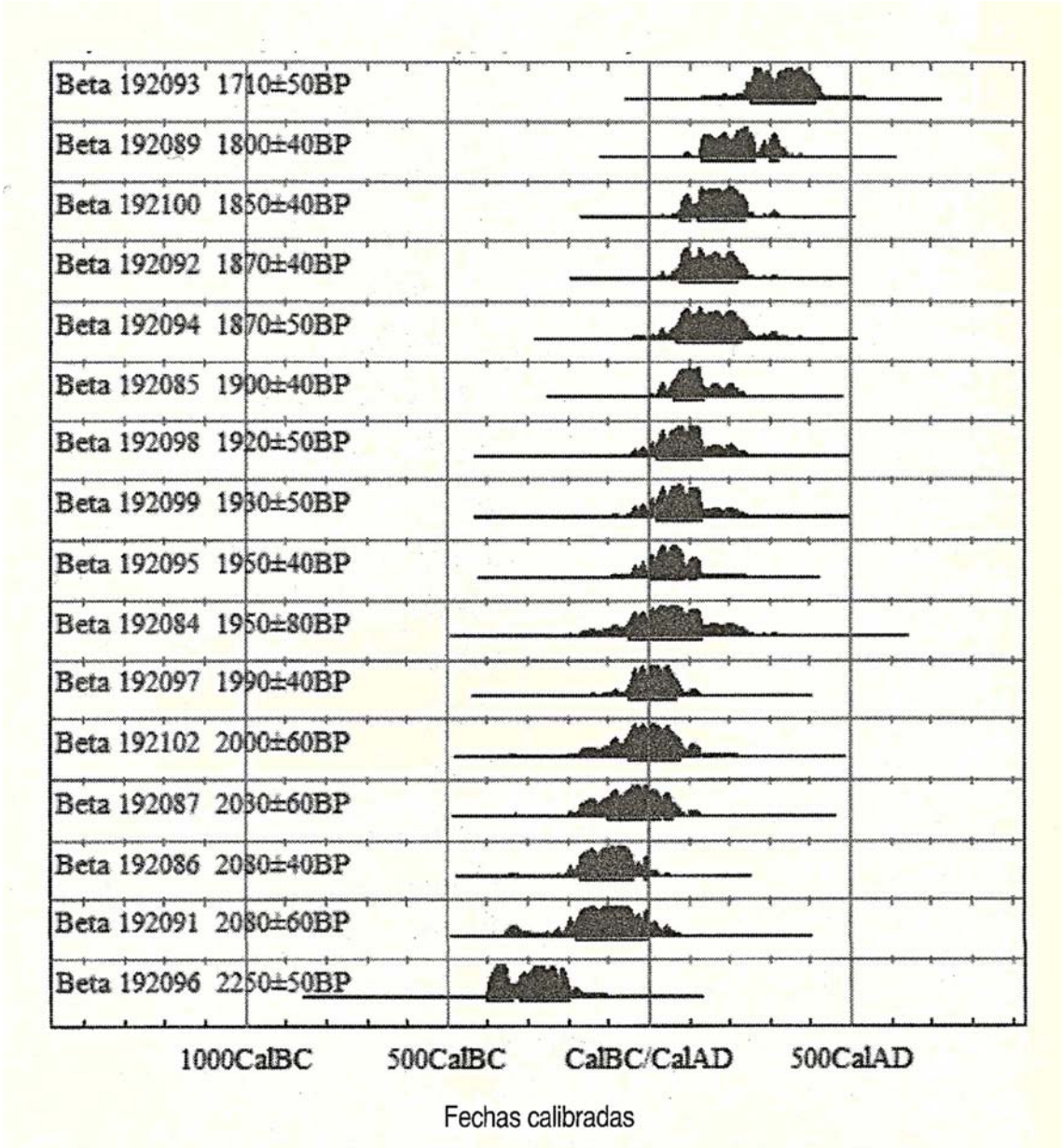


Fig. A.16.1 Datación por radiocarbono para Guachimontones, Jalisco (Weigand et al, 2008).

A17. PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS PRINCIPALES MINERALES MAGNÉTICOS.

Reportados por Peters y Dekkers, 2003, se presenta en Diagrama de Day la ubicación de los minerales: Magnetita, titanomagnetita, magemita, hematita, goetita, pirrotita y greigita. Además de los parámetros de diversas propiedades magnéticas que dichos minerales poseen característicamente.

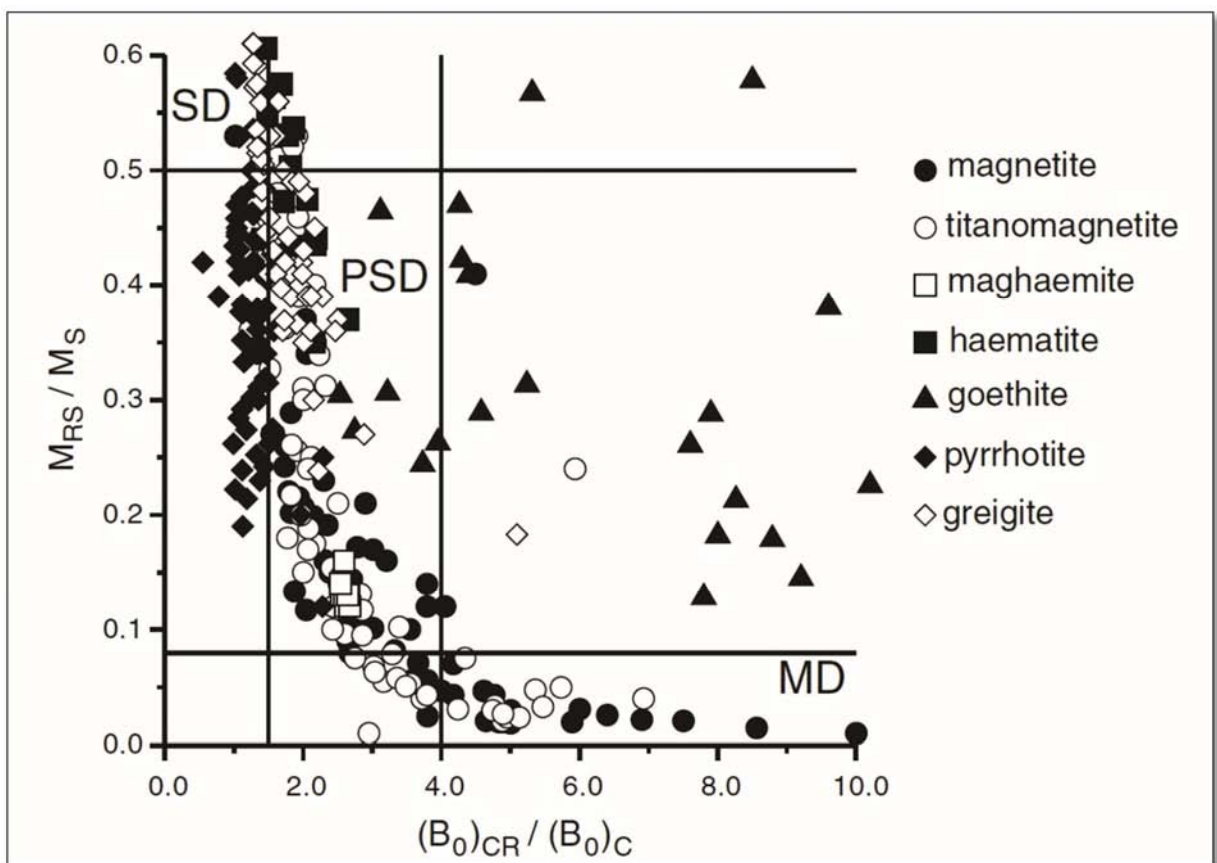


Figura A.17.1 Tabla de parámetros de propiedades magnéticas para minerales magnéticos (Peters y Dekkers, 2003). Comparando este resultado con los que este trabajo presenta se identifica la presencia de titanomagnetita y magnetita en las muestras estudiadas.

Parameter or ratio	Mineral						
	Magnetite	Titano-magnetite	Maghemite	Hematite	Goethite	Pyrrhotite	Greigite
	Av. (no.) [min → max]						
χ (10^{-6} m ³ kg ⁻¹)	674 (98) [285 → 1233]	422 (86) [46 → 806]	632 (17) [283 → 845]	0.97 (63) [0.13 → 3.83]	1.17 (59) [0.46 → 5.92]	32.1 (54) [5.7 → 67.5]	108 (12) [26 → 194]
χ_{FD} (%)	2.4 (23) [0.4 → 11]	No data	No data	No data	No data	No data	No data
σ_{RS} (A m ² kg ⁻¹)	5.3 (82) [0.3 → 33.1]	5.2 (43) [0.5 → 19.9]	6.8 (17) [3.6 → 10.2]	0.18 (95) [0.003 → 0.35]	0.052 (60) [0.015 → 0.12]	5.0 (54) [1.6 → 9.3]	5.4 (11) [0.8 → 12.3]
σ_S (A m ² kg ⁻¹)	62.2 (12) [50.3 → 89.5]	16.0 (10) [11.2 → 21.9]	63.6 (11) [61.5 → 65.6]	0.28 (18) [0.093 → 0.47]	0.22 (58) [0.02 → 0.59]	13.3 (54) [3.5 → 21.0]	14.1 (12) [3.1 → 29.2]
χ_{ARM} (10^{-6} m ³ kg ⁻¹)	1673 (72) [73 → 10510]	362 (19) [151 → 623]	376 (6) [324 → 408]	No data	No data	No data	608 (12) [242 → 916]
σ_{RS}/χ (10^3 A m ⁻¹)	11.3 (97) [0.3 → 80.8]	21.0 (53) [1.1 → 120]	11.0 (17) [9.2 → 16.1]	261 (63) [1.2 → 783]	57.4 (59) [5.9 → 212]	209 (64) [4.5 → 997]	70.7 (41) [11.2 → 174]
σ_{RS}/χ_{ARM} (10^3 A m ⁻¹)	7.7 (67) [0.5 → 23.1]	5.02 (19) [2.15 → 11.0]	10.4 (6) [9.2 → 11.8]	No data	No data	No data	8.6 (11) [2.6 → 15.7]
χ_{ARM}/χ	2.37 (72) [0.11 → 13.7]	1.64 (19) [0.35 → 3.92]	1.12 (6) [1.02 → 1.37]	No data	No data	No data	5.6 (27) [1.8 → 9.8]
$(B_0)_C$ (10^{-3} T)	9.8 (101) [0.1 → 34.3]	20.8 (87) [2.0 → 158]	7.2 (11) [6.4 → 9.0]	268 (18) [4 → 520]	217 (60) [25 → 890]	36.9 (64) [9.8 → 97.2]	42.6 (67) [10.0 → 71.3]
$(B_0)_{CR}$ (10^{-3} T)	24.4 (185) [8.0 → 69.5]	41.4 (96) [8.5 → 213]	20.8 (17) [16.9 → 31.0]	318 (96) [30 → 821]	1972 (60) [500 → 4100]	45.3 (64) [10.0 → 124.5]	67.1 (78) [37.0 → 94.8]
$(B_0)_{CR'}$ (10^{-3} T)	30.8 (58) [10 → 63]	30.3 (25) [8.5 → 138]	30.7 (15) [25.0 → 46.5]	270 (82) [28 → 769]	3386 (60) [1200 → 6999]	52.6 (45) [16.4 → 134.0]	75.0 (12) [41.4 → 96.8]
$(B_0)_{CR'}/(B_0)_C$	9.1 (96) [1.4 → 65]	3.2 (87) [1.2 → 6.9]	2.62 (11) [2.54 → 2.67]	1.76 (13) [1.28 → 2.19]	19.1 (60) [2.5 → 66.7]	1.27 (63) [0.55 → 2.29]	1.74 (62) [1.21 → 5.09]
$(B_0)_{CR'}/(B_0)_{CR}$	0.68 (58) [0.44 → 0.95]	0.77 (25) [0.54 → 1.0]	0.66 (15) [0.65 → 0.68]	1.05 (82) [0.79 → 1.24]	0.65 (60) [0.25 → 1.65]	0.80 (45) [0.54 → 1.22]	0.79 (12) [0.73 → 0.89]
M_{RS}/M_S	0.12 (89) [0.0005 → 0.4]	0.19 (63) [0.01 → 0.53]	0.13 (11) [0.12 → 0.16]	0.58 (18) [0.43 → 0.85]	0.32 (58) [0.06 → 1.0]	0.36 (64) [0.02 → 0.58]	0.45 (67) [0.18 → 0.69]

Figura A.17.2 Diagrama de Day donde se ubican los minerales magnéticos (Peters y Dekkers, 2003).