



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

*PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE
LAS BRECHAS DE IMPACTO DEL CRÁTER CHICXULUB, POZOS YAXCOPOIL-1, UNAM-5
(SANTA ELENA) Y UNAM-6 (PETO)*

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTORA EN CIENCIAS

PRESENTA:

MIRIAM VELASCO VILLARREAL

TUTOR:

DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

COMITÉ TUTOR

DR. AVTO GOGUICHAISVILI

INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Abril, 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Cd. Universitaria, México, D.F., 04510

Of. No. PCT/ESR/347/18

Asunto: Cambio de jurado para examen de grado.

VELASCO VILLARREAL MIRIAM

ESTUDIANTE DE DOCTORADO

PRESENTE,

El Comité Académico de Posgrado, reunido el 27 de febrero del año en curso, aprobó su solicitud de cambio de jurado para examen de grado, de manera que el Dr. Avto Goguichaisvili sustituye al Dr. Mario Rebolledo Vieyra, quedando el jurado designado de la siguiente manera:

Dr. Francisco Vega Vera	Presidente
Dr. Avto Goguichaisvili	Vocal
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi	Secretario
Dr. Gabriel Vázquez Castro	Suplente
Dr. Manuel Grajales Nishimura	Suplente

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

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 6 de marzo de 2018.

COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

ESR'gaba

Institutos de Geofísica, Geología, Geografía e Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en Sistemas, Centros de Ciencias de la Atmósfera y de Geociencias, Facultades de Ciencias e Ingeniería.
Tels. 5622-4130, 5622-4324 ext. 122,
<http://www.pctierra.unam.mx>
pctierra@unam.mx

Agradecimientos

Primero, por la Fuerza que me hace continuar cada día.

Agradezco al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por todo el apoyo brindado, la confianza y gran paciencia que tuvo conmigo para la realización de este trabajo.

Al jurado asignado: Dr. Francisco Vega Vera por su atenta disposición y paciencia en la asesoría de este trabajo; al Dr. Avto Goguichaisvili por todo el apoyo brindado, al Dr. Gabriel Vázquez Castro por la revisión, valiosos comentarios y consejos. Al Dr. Manuel Grajales Nishimura por sus explicaciones, recomendaciones y enseñanzas en la realización de la tesis.

De forma especial agradezco a la Dra. Cecilia Caballero Miranda por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo y sus valiosos comentarios.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Comité Académico por la oportunidad concedida. A los Proyectos PAPIIT IG-101115 e IN101112 por el apoyo económico para la realización de este trabajo.

A la Dra. Ana María Soler Arechalde, por su amistad y apoyo en la realización de esta investigación. Al Dr. Luis Alva Valdivia por su amistad y por hacerme sentir siempre parte del grupo. A la Dra. Beatriz Ortega y la Dra. Margarita Caballero Miranda por su amistad. A la Dra. Ligia Pérez Cruz por las facilidades prestadas en la nucleoteca. Al Dr. Mario Rebolledo Vieyra por su participación. Al Dr. Jorge Rivas por la revisión, comentarios y ayuda para esta tesis.

En forma especial a la Sra. Aída Saéñz, por la gran ayuda dada en todo momento y por su amistad. A Araceli Chamán por el apoyo brindado y amistad. Al M. en C. José Antonio González Rangel, por la enseñanza en el manejo de todo los equipos usados, por sus explicaciones, comentarios y respuestas para este trabajo, por la ayuda en las mediciones y por su sincera amistad en los momentos difíciles. Al técnico administrativo Víctor Macías Aviña por su apoyo en el corte y medición de cientos de muestras, además de su franca amistad y solidaridad en todo momento. Al técnico administrativo Martín Espinoza por el apoyo brindado en la medición de tantos especímenes. A todo el personal del departamento y del laboratorio de paleomagnetismo.

A todo el personal del Centro de Cómputo del Instituto de Geofísica, en particular al Ing. Miguel García Palacios y al Ing. Daniel Rodríguez Osorio, ambos por el apoyo brindado. Al Ing. Carlos Linares López por la ayuda y enseñanza en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica. A todo el personal de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra por el apoyo recibido, en particular al

Bibliotecario Armando Rosas Jurado por su diligente ayuda. A la UNAM por otra oportunidad en sus bellas instalaciones y por los que en ella laboran.

De forma muy especial a mi madre María Teresa Villarreal Cruz por su amor, paciencia, confianza y esfuerzo conjunto, además del apoyo económico en estos últimos tiempos. A mi familia por su amor y comprensión. A Margarita Guerrero Sánchez por estar al pendiente de mí en todo sentido.

A mis amigos que han contribuido de diferentes formas en la terminación de este trabajo, Elia Escobar S., Gabriel Vázquez C., a los integrantes de la paleo-banda: José Antonio González. R., Víctor Macías. A., Jorge Rivas O., Bernardo García, Alejandro Rodríguez, Arnaldo Cardona y Manuel Bravo por las paleo-dudas y por compartirlas. A Laura Flores, Alejandra Aguilar, Verónica López, Eleu Colín, María Alcaráz y Graciela Solache por las porras. A todos

Gracias

Dedicatoria

A mi madre María Teresa Villarreal Cruz, por su amor incondicional en todos los sentidos a lo largo de los años.

A mi familia por creer en mí.

A mí misma, por mi terquedad.

“Maestro, hemos trabajado toda la noche y no hemos pescado nada; pero confiado en tu palabra, echaré las redes.”

Lucas 5, 5

ÍNDICE

	Página
Hoja de Jurado	2
Agradecimientos	3
Dedicatoria	5
Resumen	10
Introducción	12
CAPÍTULO 1. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS)	15
1.1 Introducción	15
1.2 Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)	17
1.2.1 Tensor de susceptibilidad magnética	18
1.2.2. Tipos de anisotropía magnética	20
1.2.2.1 Anisotropía cristalina	20
1.2.2.2 Anisotropía de forma	21
1.2.2.3 Otros tipos de anisotropía magnética	22
1.3 Parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética	23
1.3.1 Los relativos a la magnitud del elipsoide de susceptibilidad magnética	24
1.3.2 Los relativos a la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética	25
1.4. Representación gráfica de la AMS	26
1.5. Anisotropía magnética en minerales y rocas	27
1.5.1 Minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos	28
1.5.2 AMS en rocas	31
CAPÍTULO 2. TÉCNICAS DE MAGNETISMO DE ROCAS	33
2.1 Introducción	33
2.2 Teoría de desmagnetización	34
2.2.1 Desmagnetización por campos magnéticos alternos (AF)	34
2.2.2 Desmagnetización termal	37
2.2.2.1 Desmagnetización termal por pasos	39
2.3 Representación de la magnetización natural remanente NRM	40
2.3.1 Ciclo de histéresis	40
2.3.2 Proyecciones ortogonales	43
2.3.3 Diagrama de Day	44
2.3.4 Magnetización y susceptibilidad en función de la temperatura	46
Capítulo 3. METODOLOGÍA	47
3. 1. Obtención de núcleos	47
3.1.1 Pozos UNAM	47
3.1.2 Pozo Yaxcopoil-1	48
3.2 Medición de los núcleos	49
3.2.1 Técnica de AMS	49
3.2.2 Medición de la NRM	50
3.3 Técnicas de desmagnetización termal y por campos magnéticos alternos	50

3.4 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura	51
3.5 Histéresis	52
3.6 Especímenes seleccionados	53
Capítulo 4 MARCO GEOLÓGICO DEL CRÁTER CHICXULUB	58
4.1 Localización	58
4.2 Escenario geológico al momento del impacto	58
4.3 Estructura del cráter	60
4.3.1 Elevación central	63
4.3.2 Placa de roca fundida (<i>Melt</i>)	64
4.3.3 Anillo de picos	66
4.3.4 Zona de terrazas	67
4.3.5 Anillo de fallas extensionales	68
4.4 Distribución del eyecta de impacto	70
4.4.1 Definición del límite K-Pg	70
4.4.2 Distribución de los tipos de eyecta	71
4.4.2.1 Sitios muy próximos	72
4.4.2.2 Lugares con distancias próximas	73
4.4.2.3 Localidades intermedias	74
4.4.2.4 Secciones distantes	75
CAPÍTULO 5. YAXCOPOIL-1	78
5.1 Localización	78
5.2 Estratigrafía del pozo Yax-1	78
5.2.1 Estratigrafía de la sección de impactitas	80
5.3 Resultados	85
5.3.1 Aplicación del método de anisotropía de susceptibilidad magnética	85
5.3.2 Efectos de la desmagnetización térmica sobre los parámetros de AMS	91
5.3.2.1 Susceptibilidad	91
5.3.2.2 Parámetro de forma T	93
5.3.2.3 Grado de anisotropía corregida Pj	94
5.3.2.4 Lineación y Foliación magnéticas	96
5.3.2.5 Diagrama de Jélinek	96
5.3.2.6 Proyecciones ortográficas de AMS	99
5.3.2.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización termal	102
5.3.3. Efectos de la desmagnetización por campos alternos sobre los parámetros de AMS	104
5.3.3.1 Susceptibilidad	104
5.3.3.2 Parámetro de forma T	104
5.3.3.3 Grado de anisotropía corregida Pj	106
5.3.3.4 Lineación y Foliación magnéticas	108
5.3.3.5 Diagramas de Jélinek	110
5.3.3.6 Proyecciones ortográficas de AMS	110
5.3.3.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos alternos	114

	Página
5.3.4 Técnicas de magnetismo de rocas	116
5.3.4.1 Desmagnetización vectorial térmica y por campos magnéticos alternos	116
5.3.4.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura, histéresis magnética y adquisición de magnetización remanente isothermal	122
5.3.4.3 Diagrama de Day	126
CAPÍTULO 6. UNAM-5 SANTA ELENA	128
6.1 Localización	128
6.2 Estratigrafía del pozo UNAM-5	128
6.3 Resultados	132
6.3.1 Aplicación del método de anisotropía de susceptibilidad magnética	132
6.3.2. Efectos de la desmagnetización termal sobre los parámetros de AMS	139
6.3.2.1 Susceptibilidad	140
6.3.2.2 Grado de anisotropía corregida Pj	140
6.3.2.3 Parámetro de forma	141
6.3.2.4 Lineación y Foliación magnéticas	143
6.3.2.5 Diagramas de Jélinek	145
6.3.2.6 Proyecciones ortográficas de AMS	147
6.3.2.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización termal	149
6.3.3 Efectos de la desmagnetización por campos magnéticos alternos sobre los parámetros de AMS	151
6.3.3.1 Susceptibilidad	151
6.3.3.2 Grado de anisotropía corregida	151
6.3.3.3 Parámetro de forma	152
6.3.3.4 Lineación y Foliación magnéticas	154
6.3.3.5 Diagrama de Jelinek	156
6.3.3.6 Proyecciones ortográficas de AMS	157
6.3.3.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos	159
6.3.4 Técnicas de magnetismo de rocas	161
6.3.4.1 Desmagnetización vectorial termal y por campos magnéticos alternos	161
6.3.4.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura	168
6.3.4.3 Ciclos de histéresis y adquisición de magnetización remanente isothermal (IRM)	170
6.3.4.4 Diagrama de Day	170
CAPÍTULO 7. UNAM-6 PETO	175
7.1 Localización	175
7.2 Estratigrafía del pozo UNAM-6	175
7.2.1 Estratigrafía de la sección de impactitas	176
7.3 Resultados	180
7.3.1 Aplicación del método de anisotropía de susceptibilidad magnética	180

	Página
7.3.2 Efectos de la desmagnetización por campos magnéticos alternos sobre los parámetros de AMS	187
7.3.2.1 Susceptibilidad	187
7.3.2.2. Grado de anisotropía corregida	189
7.3.2.3 Parámetro de forma	190
7.3.2.4 Lineación magnética	192
7.3.2.5 Foliación magnética	193
7.3.2.6 Diagrama de Jelinek	193
7.3.2.7 Proyecciones ortogonales de AMS	194
7.3.2.8 Grado de anisotropía corregida versus susceptibilidad magnética	196
7.3.2.9 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos alternos	198
7.3.3. Técnicas de magnetismo de rocas	200
7.3.3.1 Desmagnetización vectorial por campos alternos	200
7.3.3.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura	204
7.3.3.3 Ciclos de histéresis y adquisición de magnetización remanente isoterma	207
7.3.3.4 Diagram de Day	210
 CAPITULO 8. DISCUSIÓN	 211
8.1 Pozo Yaxcopoil-1	211
8.2 Pozo UNAM-5 Santa Elena	222
8.3 Pozo UNAM-6 Peto	235
 CONCLUSIONES	 243
 REFERENCIAS	 252
ANEXOS	273
Anexo 1. Figuras de Discusión	273
Anexo 2. Listado de datos	283

RESUMEN

La brecha de impacto cortada por los núcleos de los pozos Yaxcopoil-1 (Yax-1), UNAM-5 y UNAM-6 tiene espesores de 100m, 172m y 244.6m respectivamente y se les caracterizó mediante técnicas paleomagnéticas y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS). La sucesión clástica de impacto del Yax-1 se dividió en seis unidades estratigráficas. El análisis de AMS en función de la profundidad mostró una susceptibilidad magnética predominante entre 0 y $8000 \times 10^{-6} \text{SI}$. La magnetización natural remanente (NRM) en función de la profundidad tiene un valor promedio de 0.17A/m, representativo de regiones cercanas al centro del cráter. La magnitud de la anisotropía representada por el grado de anisotropía corregida P_j varía entre 1 y 1.17. Las proyecciones ortográficas en el hemisferio inferior muestran fábricas magnéticas en concordancia con modelos transporte en rocas piroclásticas. Las técnicas magnéticas mostraron que los diagramas vectoriales presentan de una a tres componentes y magnetización característica bien definida y aislada entre los 400° - 600°C durante la desmagnetización térmica y con un campo destructivo medio entre 20 y 40mT durante los campos alternos (AF). Las curvas de susceptibilidad versus temperatura muestran varias fases magnéticas sugiriendo portadores magnéticos como magnetita, Ti-magnetita, hematita, maghemita y probablemente pirrotita. Las curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM) sugieren una mezcla de partículas de alta y baja coercitividad. El diagrama de Day exhibe valores en la región de pseudo dominio sencillo (PSD), sugiriendo mezclas de granos de dominio sencillo y multidominio (MD).

La sucesión clástica de impacto del UNAM-5 está compuesta por cuatro unidades estratigráficas. En función de la profundidad, la brecha de impacto muestra una susceptibilidad desde 0 a $5000 \times 10^{-6} \text{SI}$ y el valor promedio de la NRM es 0.08A/m, cercano al del Yax-1. El grado de anisotropía corregida P_j varía desde 1 a 1.25 unidades. Las proyecciones ortográficas en el hemisferio inferior reflejan un complejo proceso de depósito de las brechas. Durante la desmagnetización térmica los diagramas vectoriales muestran de uno a dos componentes y el vector característico se inicia a partir de los 500°C . La desmagnetización por AF se da univectorialmente y el vector característico se inicia en 40mT para la mayoría de las muestras seleccionadas. El análisis de componentes principales se usó para determinar las inclinaciones características, con un promedio de -31.12° correspondiendo con una polaridad inversa esperada para el tiempo del impacto. Los experimentos de susceptibilidad vs temperatura presentan curvas no reversibles en el pozo UNAM-5 y las fases magnéticas son parecidas a las del Yax-1. Los ciclos de histéresis sugieren minerales paramagnéticos y superparamagnéticos de dominio simple SD o PSD; el diagrama de Day presenta a la mayoría de los datos en la región PSD.

La sucesión de la brecha de impacto en el UNAM-6 presenta cinco unidades estratigráficas. De forma contrastante a los resultados del Yax-1 y del UNAM-5, el análisis de la AMS para el UNAM-6 mostró susceptibilidad negativa (-9 a $-24 \times 10^{-6} \text{SI}$) indicando una brecha diamagnética (carbonato y caliza, principalmente). La NRM presenta valores bajos (0 a $2 \times 10^{-4} \text{A/m}$) a lo largo de la sección analizada y el P_j

varía de 1 a 1.10 con comportamiento homogéneo entre los 290 y 300m. Las proyecciones ortográficas muestran fábricas magnéticas complejas. Escasos diagramas vectoriales presentan una componente estable y la mayoría exhibe comportamientos complejos durante la desmagnetización por AF. Los ciclos de histéresis indican minerales paramagnéticos y mezcla de dominios magnéticos. El diagrama de Day muestra que la mayoría de los datos también se encuentran en la región PSD.

En conclusión, los resultados magnéticos y de AMS sugieren que el emplazamiento de las brechas tipo suevita del Yax-1 ocurrió probablemente durante la formación de las terrazas en el cráter. En cambio, las brechas tipo suevita del UNAM-5 y las tipo bunte del UNAM-6 se emplazaron balísticamente y por flujos laterales inmediatamente después del impacto.

INTRODUCCIÓN

La generación de un cráter de impacto se produce por el choque de un cuerpo extraterrestre sobre una superficie planetaria. El proceso consiste de tres etapas, a) contacto y compresión, b) excavación y c) modificación (Melosh, 1989). Hace 66Ma la tierra experimentó un evento de impacto, de tal magnitud que se asocia con la extinción masiva en el límite K-Pg (Alvarez et al., 1980), en lo que ahora es la Península de Yucatán. Las impactitas son las rocas generadas por un evento de impacto, incluyen rocas metamorfoseadas del sitio de choque, brechas y roca fundida de impacto (*Melt*) (French, 1998). Su clasificación depende de (1) su localización con respecto al cráter, ya sea en el piso del cráter y subcráter; dentro del cráter; y en la orilla y cerca de la superficie del cráter. (2) La fuente de sus materiales componentes, rocas parautoctonas, es decir, con estratigrafía original y estructura preservada, del y en el lugar. Rocas alogénicas, derivadas de uno o múltiples lugares. (3) Características de las brechas, el tipo y litología de los fragmentos así como las características de la matriz. (4) La naturaleza de la roca fundida de impacto (*Melt*), holohialina (vidriosa), hipocristalina, mezcla cristalina y vidriosa; y holocristalina, completamente cristalina (French, 1998).

La brecha de impacto de interés en este estudio pertenece a los núcleos de los pozos Yaxcopoil-1, UNAM-5 Santa Elena y UNAM-6 Peto; los nombres Santa Elena y Peto se deben a que estos pozos se encuentran muy cerca de estos poblados; el primero ubicado a 62km, el segundo a 110km y el tercero a 151km, respecto del centro del centro del cráter. La secuencia estudiada del Yaxcopoil-1 tiene un espesor de 100m, la del UNAM-5 tiene 172m de espesor, y el UNAM-6 con 140m de espesor.

El presente estudio está enfocado a determinar las propiedades magnéticas y la anisotropía de susceptibilidad magnética de las brechas de impacto de los pozos mencionados. Las técnicas del magnetismo de rocas tienen como objetivo determinar las características mineralógicas mediante el comportamiento magnético. Si se aplica un campo magnético a cualquier tipo de sustancia esta adquirirá una magnetización permanente o transitoria dependiendo de las características del material (estructura atómica, composición y condiciones ambientales). Como las rocas están compuestas de diferentes materiales, la señal que darán será la suma de los materiales presentes en ellas, dominando la señal de la fracción ferromagnética, pues los minerales magnéticos son más fáciles de detectar (Butler, 1998), pero no de identificar entre ellos.

Las técnicas paleomagnéticas son un conjunto de técnicas que sirven para aislar la magnetización natural remanente (NRM, por sus siglas en inglés) que es la magnetización presente en la roca antes de tratamientos de laboratorio (Butler, 1998). La NRM esta constituida por más de una componente: la

primaria y la secundaria. La primaria es la adquirida en el tiempo de formación de la roca y la secundaria es la adquirida después de la formación de la roca y puede modificar u ocultar la primaria. Hay tres formas básicas de NRM primaria: magnetización termal remanente (TRM, por sus siglas en inglés), magnetización remanente química (CRM) y magnetización remanente de detrítica (DRM). En este trabajo se usaron las técnicas de limpieza magnética: desmagnetización térmica y la desmagnetización por campos alternos (AF); así como los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura e histéresis para caracterizar las brechas de impacto.

Otra técnica empleada en este trabajo es la de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), pues es rápida, económica y no destructiva (Tarling y Hrouda, 1993). La AMS permite reconocer la fábrica magnética e identificar las contribuciones de sus fracciones minerales, se la define como la presencia de diferentes energías de magnetización en diferentes direcciones (Stacey, 1960), se expresa matemáticamente como un tensor de segundo grado y se puede representar a través del elipsoide de susceptibilidad magnética que se grafica sobre una proyección ecuatorial ortográfica en el hemisferio inferior. Se ha usado para determinar direcciones de paleocorrientes; en rocas ígneas se ha usado para el análisis del flujo de lavas (Butler, 1998); también se ha usado para examinar los patrones de esfuerzo en geología estructural (Tarling y Hrouda, 1993). Del mismo modo es eficaz para identificar y caracterizar cuerpos rocosos distintos (Hrouda, 1982). Igualmente puede ser usada para establecer el ambiente deposicional de los granos magnéticos encontrados dentro de una matriz de sedimentos (Clarke, 1995). La anisotropía de susceptibilidad magnética se aplicó en brechas de impacto del pozo UNAM-5 (Velasco Villarreal, 2006) en el cual se identificaron dos tipos de fábrica magnética con relación a la cantidad de datos: una prolada con el 55% de los datos y otra oblada con el 45% de los datos, se menciona que estas dos formas sugieren procesos diferentes en la forma del depósito. Por lo anterior, la AMS puede servir para establecer las condiciones del ambiente de depósito de las brechas de impacto.

Objetivos

El objetivo general de este trabajo es caracterizar la brecha de impacto mediante técnicas magnéticas y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en tres pozos del cráter Chicxulub.

Los objetivos particulares son:

Determinar si existe algún tipo de fábrica magnética específico en los depósitos de eyecta.

Investigar el efecto de la desmagnetización sobre los parámetros de AMS.

Entender el mecanismo de emplazamiento de la brecha de impacto.

La hipótesis de este trabajo es: H_0 : Existe un tipo de fábrica magnética para cada uno de los pozos estudiados. Contra la alternativa, H_a : No existe un tipo de fábrica magnética para cada uno de los pozos estudiados.

El trabajo consiste de ocho capítulos, el primero trata sobre el método de anisotropía de susceptibilidad magnética, en el segundo se explican las técnicas magnéticas de desmagnetización y de propiedades magnéticas, el tercero la metodología, el cuarto el marco geológico del Chicxulub, el quinto, sexto y séptimo hablan sobre la ubicación, descripción litológica y los resultados de los pozos Yaxcopoil-1, UNAM-5 Santa Elena y UNAM-6 Peto respectivamente. El capítulo ocho presenta la discusión y finalmente las conclusiones.

CAPÍTULO 1

ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

1.1. Introducción

Las propiedades magnéticas surgen del movimiento de las partículas cargadas eléctricamente. Así un electrón tiene una magnetización que se asocia con su giro axial y también debido a su movimiento alrededor del núcleo, lo que implica que todos los materiales tengan propiedades magnéticas. Cuando se aplica un campo magnético, cada electrón responde a éste, pero el efecto total depende de si la capa de electrones alrededor del núcleo está completa o no (*Tarling y Shi, 1995*).

Cuando un campo magnético es aplicado a una sustancia en la cual la capa de electrones está completa, el electrón gira y se produce una magnetización inducida en la dirección opuesta al campo aplicado, pero tal alineación se pierde tan pronto como el campo magnético es removido. A estas sustancias se le llama **diamagnéticas** y tienen susceptibilidades negativas, ya que el campo producido está en dirección opuesta al aplicado. Si la capa de electrones está incompleta y se aplica un campo, su electrón gira, y produce un movimiento magnético que tiene la misma dirección que el campo aplicado. A estas sustancias se les llama **paramagnéticas** y tienen susceptibilidades positivas.

El diamagnetismo y el paramagnetismo desaparecen cuando el campo magnético es removido. En ambos casos la magnitud de la magnetización inducida (M) puede ser relacionada a la intensidad del campo aplicado (H), la constante de proporcionalidad es la susceptibilidad (K) y la magnetización M está dada por:

$$M = KH = K(B / \mu_0) \quad (1)$$

donde M es el momento dipolar magnético por unidad de volumen (A/m), H es la intensidad del campo magnético (A/m), B es el campo magnético medido en Teslas y μ_0 es la permeabilidad del vacío.

Algunas sustancias tienen susceptibilidades positivas más fuertes que los materiales paramagnéticos y también pueden llevar una fuerte magnetización remanente, es decir, una magnetización que permanece después de que el campo magnetizante ha sido removido, a estos materiales se les denomina **ferromagnéticos**; que se distinguen, en un sentido amplio, por mantener su alineación magnética después de remover el campo y todos se comportan paramagnéticamente sobre su temperatura de Néel. La alineación magnética de materiales **antiferromagnéticos** es exactamente antiparalela y muchos efectos paramagnéticos están completamente dominados por estos campos internos muy fuertes, tales

materiales no tienen campo magnético externo después de removido el campo aplicado. La alineación dentro de los materiales **ferrimagnéticos** es antiparalela pero no exactamente de la misma magnitud, así ellos retienen una magnetización externa más débil que los ferromagnéticos después de que el campo es removido. Ver figura 1.1

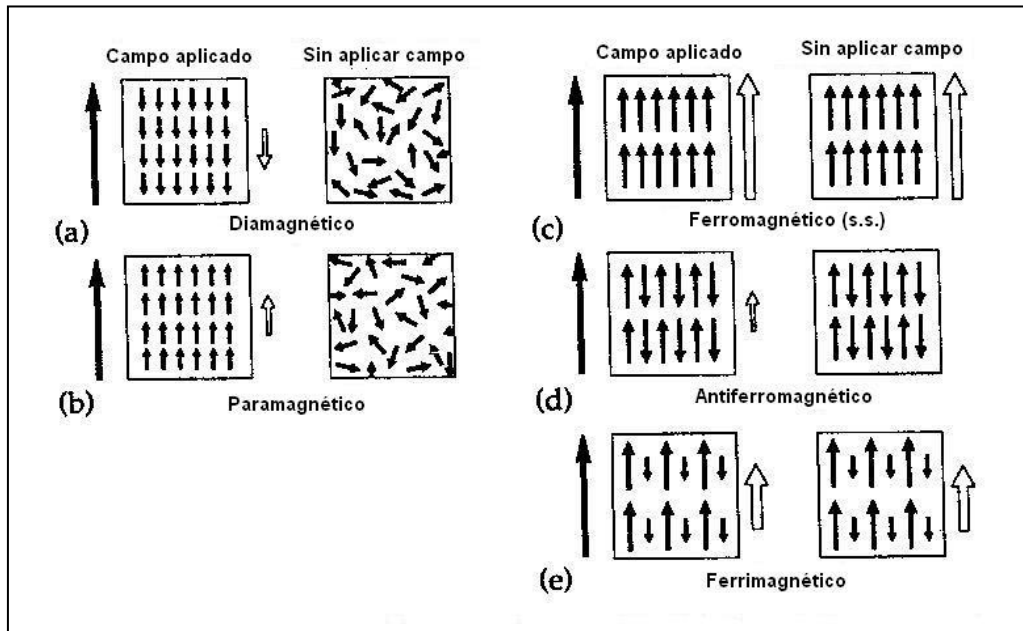


Figura 1.1. Orientación de momentos magnéticos. Las flechas en color blanco del lado derecho de los cuadros (a) a (e) muestran la magnetización que adquiere una sustancia cuando un campo es aplicado (flechas negras, lado izquierdo de los cuadros). Mientras las flechas blancas del lado derecho muestran la magnetización presente después de que el campo ha sido removido. (a) Los materiales diamagnéticos se vuelven débilmente magnéticos en la dirección opuesta al campo aplicado, pero al remover el campo, los electrones se orientan aleatoriamente. (b) Materiales paramagnéticos se magnetizan débilmente en la misma dirección que el campo aplicado, pero al quitar el campo se orientan de forma aleatoria. (c), (d) y (e) Materiales Ferromagnéticos, en sentido amplio, se distinguen por retener su alineación magnética después de que el campo ha sido removido. En sentido estricto, (c) los materiales ferromagnéticos adquieren y retienen una muy fuerte magnetización, (d) en los antiferromagnéticos, la alineación es antiparalela. (e) La alineación dentro de los ferrimagnéticos es antiparalela pero no exactamente de la misma magnitud, así que ellos retienen una magnetización externa más débil que los ferromagnéticos después que el campo ha sido removido. Modificada de [Tarling y Hrouda \(1993\)](#).

Tarling y Shi (1995) mencionan que la intensidad de la magnetización también varía de acuerdo con la dirección del campo aplicado con respecto a la estructura cristalográfica y a la orientación del eje largo de la forma del grano. En términos de una muestra de roca, la intensidad de la magnetización inducida depende de la composición del grano (particularmente minerales ferromagnéticos), la intensidad del campo aplicado, la orientación cristalográfica y la orientación de los ejes largos del grano.

Las rocas usualmente contienen una variedad de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos; cada grano hace su propia contribución al volumen de susceptibilidad total y por lo tanto a la anisotropía de susceptibilidad. El volumen de susceptibilidad y su anisotropía representarán la suma de susceptibilidades de todas las especies minerales presentes en la muestra ([Tarling y Hrouda, 1993](#)).

1.2 Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

¿Qué es anisotropía? Es la variación en las propiedades físicas de un medio que dependen de la dirección según la cual se midan.

¿Qué es susceptibilidad? Es la medida en que un cuerpo se puede magnetizar. La susceptibilidad en campos bajos es medida por la colocación de una muestra de roca de volumen conocido (m^3) o masa (kg) en un campo magnético de magnitud conocida (H) y determinando la intensidad de la magnetización M (M=momento dipolar magnético resultante por unidad de volumen) inducida en él. La susceptibilidad volumétrica $K_{volumétrica}$ de la ecuación (1) está dada por:

$$K_{volumétrica} = \frac{M}{H} \quad (2)$$

donde en el Sistema Internacional (SI) es adimensional. La susceptibilidad no es una constante, para cualquier material dado varía en función de la temperatura y la intensidad del campo aplicado.

La susceptibilidad de masa χ es usualmente más precisa que la susceptibilidad volumétrica, ya que es más fácil determinar el peso de un espécimen que su volumen, en particular si el material es vesicular, frágil o no-consolidado; sin embargo, los errores pueden ser introducidos en la determinación de la masa de muestras que contengan cantidades variables de agua (ejemplo: en sedimentos no-consolidados) en los cuales la fábrica puede ser alterada cuando se secan. Por lo que se ha extendido el uso de la susceptibilidad volumétrica.

En estudios de magnetismo de rocas hay que distinguir entre *susceptibilidad extrínseca* (K_e), la cual es la susceptibilidad que es medida por muchos instrumentos y la *susceptibilidad intrínseca* (k) la cual es la susceptibilidad real después de remover los efectos de campos desmagnetizantes internos ([Tarling y Hrouda, 1993](#)).

La anisotropía de susceptibilidad magnética fue estudiada por [Ising en 1942](#) quien reportó que la susceptibilidad magnética en campos bajos en varvas arcillosas era más alta cuando se medía a lo largo de la capa que cuando se medía perpendicularmente a ésta, a éste fenómeno se le llamó Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) ([Hrouda, 1982](#)). La AMS es la variación espacial de la intensidad de magnetización inducida de una muestra de roca cuando se aplica un campo magnético ([Tarling y Shi, 1995](#)). La AMS se determina usualmente a partir de mediciones de susceptibilidad en un campo bajo menor o igual a 1 militesla mT ([Tarling y Hrouda, 1993](#)). Se puede usar para determinar el grado y dirección de la alineación de los ejes cristalográficos y la forma del grano, es decir, sus características petro-fábricas ([Tarling y Shi, 1995](#)). La fábrica, es un concepto que se refiere al arreglo espacial de los elementos que forman una roca (minerales, granos, clastos, fósiles, entre otros) a nivel macro o microscópico. Se refiere a la orientación de las direcciones principales de la anisotropía magnética

(Caballero Miranda C., 1994). La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) se define matemáticamente como un tensor simétrico de segundo orden.

1.2.1 Tensor de Susceptibilidad Magnética

La relación entre el vector H del campo magnético aplicado y el vector M de magnetización inducida puede, a veces, ser aproximada por un conjunto de ecuaciones lineales. Las componentes de una magnetización inducida M_i en un sistema coordenado cuyos ejes se denotan por X_1, X_2, X_3 , están relacionados a los componentes del campo aplicado H_i a lo largo de los ejes del espécimen por las siguientes ecuaciones lineales:

$$\begin{aligned} M_1 &= X_{11}H_1 + X_{12}H_2 + X_{13}H_3 \\ M_2 &= X_{21}H_1 + X_{22}H_2 + X_{23}H_3 \\ M_3 &= X_{31}H_1 + X_{32}H_2 + X_{33}H_3 \end{aligned} \quad (3)$$

Los X_{ij} son los coeficientes del tensor de susceptibilidad magnética.

Una relación lineal entre dos vectores puede ser formulada como un tensor de segundo orden. Los coeficientes X_{ij} son los elementos del tensor simétrico de segundo orden, el cual es conocido como el tensor de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) χ .

El conjunto de ecuaciones (3) puede reescribirse como:

$$M_i = \chi_{ij}H_j \quad (4)$$

El tensor de susceptibilidad χ tiene 6 elementos matriciales independientes porque $\chi_{ij} = \chi_{ji}$ y define un tensor simétrico de 2º orden. Por conveniencia se ha definido una matriz columna S teniendo 6 elementos relacionados a los elementos de χ por:

$$S_1 = \chi_{11}, S_2 = \chi_{22}, S_3 = \chi_{33}, S_4 = \chi_{12} = \chi_{21}, S_5 = \chi_{23} = \chi_{32}, S_6 = \chi_{13} = \chi_{31} \quad (5)$$

En muchos laboratorios la susceptibilidad magnética es medida ubicando la muestra en el interior de un solenoide con un campo aplicado H. La magnetización inducida M es paralela a H en diferentes posiciones. Solo s_1, s_2 y s_3 pueden medirse directamente, mientras s_4, s_5 y s_6 son determinados indirectamente. Se definió un conjunto de seis valores de susceptibilidad K_i ; estos están determinados por las posiciones muestrales de la [figura 1.2](#). La medición en la primera posición da $K_1=s_1, K_2=s_2$ y $K_3=s_3$; pero para las demás posiciones se tiene que $K_4=1/2(s_1+s_2)+s_4, K_5=1/2(s_2+s_3)+s_5$ y $K_6=1/2(s_1+s_3)+s_6$.

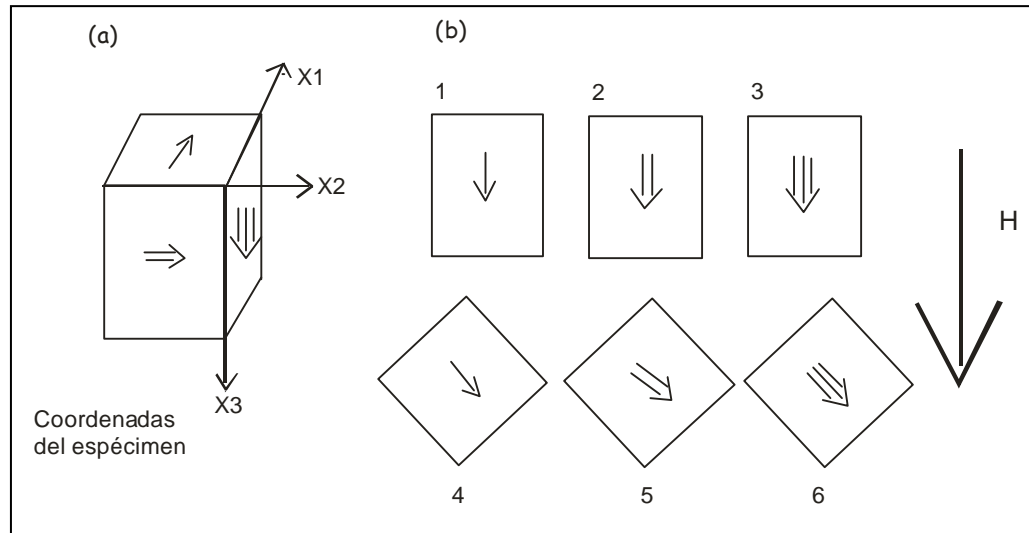


Figura 1.2 Esquema de medición para los 6 elementos de K. La muestra está posicionada en seis diferentes orientaciones. (a) coordenadas del espécimen, (b) esquema de seis mediciones para determinar el elipsoide de anisotropía; H es el campo aplicado. (Tauxe, 2002).

Estos elementos de la matriz columna S se relacionan con K por: $K_i = A_{ij} S_j$ (6)

Donde A es la “matriz diseño” que es una matriz cuadrada (Owens, 2000). Haciendo transformaciones de álgebra lineal se pueden calcular sus valores y vectores característicos de tal forma que en el sistema coordinado de estos últimos la matriz se puede expresar diagonalmente, donde los valores característicos k_1, k_2, k_3 (o $k_{max}, k_{int}, k_{min}$) son las susceptibilidades principales de la AMS máxima, intermedia y mínima respectivamente; estas son las susceptibilidades a lo largo de los vectores característicos respectivamente y estos vectores son llamados los ejes principales K1, K2, K3 y representan las direcciones principales de susceptibilidad. Su expresión gráfica es un elipsoide de revolución con ejes ortogonales correspondientes a $k_{max}, k_{int}, k_{min}$. (Ver figura 1.3).

Tauxe (2010) menciona que los vectores característicos y valores característicos del tensor de susceptibilidad están relacionados al alineamiento de las fases ferromagnética, diamagnética y paramagnética dentro de la roca; los eigenvectores describen la orientación del elipsoide mientras los eigenvalores describen la forma.

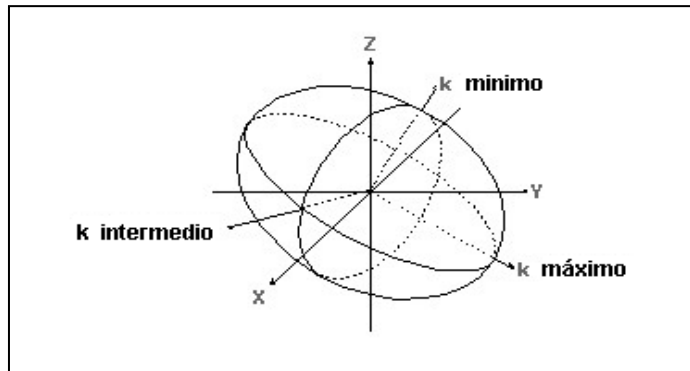


Figura 1.3 El elipsoide de susceptibilidad, cuyos ejes ortogonales corresponden a los ejes principales máximo, intermedio y mínimo de AMS (Tarling y Hrouda, 1993).

1.2.2 Tipos de anisotropía magnética

Tarling y Hrouda (1993) mencionan que la magnitud de la anisotropía asociada con los tres tipos de minerales (ferromagnéticos, diamagnéticos y paramagnéticos) depende de dos factores: la anisotropía de las mismas partículas y el grado de su alineación. La anisotropía de las partículas individuales consta de dos componentes: anisotropía cristalina y anisotropía de forma que son las más importantes, existen otros tipos de anisotropía (6) descritos por Bathal (1971).

1.2.2.1 Anisotropía cristalina

Cullity (1972) menciona que la anisotropía cristalina se debe al acoplamiento del giro axial y el movimiento orbital de un electrón; éste acoplamiento significa una clase de interacción. Cuando un campo externo trata de reorientar el giro del electrón, la órbita del electrón también tiende a ser reorientada, pero la órbita está fuertemente acoplada a la configuración y por lo tanto resiste el intento de rotar el giro del electrón. La energía requerida para rotar el sistema de giro de un dominio lejos de la dirección fácil la llamamos *energía de anisotropía*, es justo la energía requerida para superar este acoplamiento giro axial-órbita. Este acoplamiento es relativamente débil porque campos con algunos cientos de Oersteds son suficientes para rotar el giro axial. Por lo cual, para algún cristal dado, la alineación se da sin esfuerzo a lo largo de direcciones específicas, es decir, la magnetización adquirida por un campo aplicado es mayor en estas direcciones. Tales ejes cristalinos o planos se llaman los EJES FACILES o PLANOS FACILES y la magnetización de un cristal con tales ejes siempre tenderá a alinearse a lo largo de esta dirección (Tarling y Hrouda, 1993). Entonces según Cullity (1972) la anisotropía cristalina puede ser considerada como una fuerza, la cual tiende a ceñir o restringir la

magnetización a direcciones de una cierta forma en el cristal. Cuando el proceso de rotación está completo, la pared de dominio desaparece y el cristal es saturado. Ver figura 1.4.

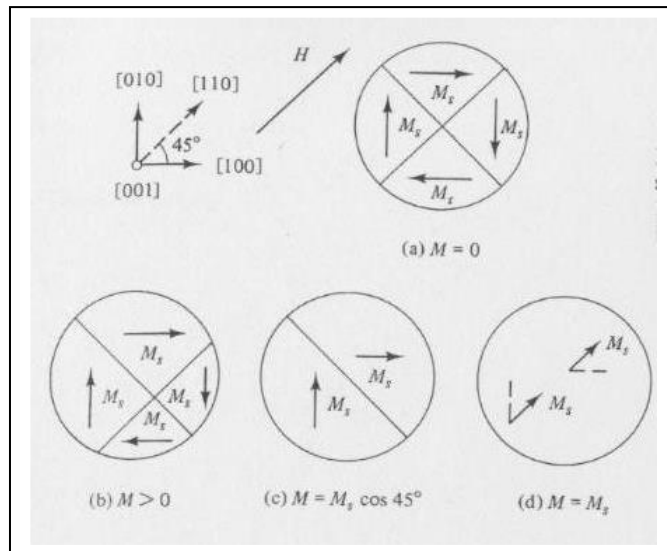


Figura 1.4. Cambios en la estructura de dominio de un cristal de hierro; el campo aplicado H está en la dirección [110]. Al aplicar el campo como en (b) el dominio crecerá en volumen por el mecanismo del movimiento de la pared de dominio, esto es porque la energía magnética potencial del cristal es de ese modo menor (c) el movimiento de la pared de dominio en un campo bajo ocurre hasta que hay solo dos dominios cada uno con la misma energía potencial; la única forma de que la magnetización pueda incrementarse más es por la rotación del vector de magnetización M_s de cada dominio hasta que sea paralelo con el campo aplicado. El proceso de rotación está completo cuando la pared de dominio en (c) desaparece y el cristal está saturado. Obtenida de [Cullity, 1972](#).

1.2.2.2 Anisotropía de Forma

[Cullity \(1972\)](#) también menciona que para un espécimen policristalino sin orientación preferente de sus granos no hay magnetización cristalina. Si el grano es de forma esférica, el mismo campo aplicado lo magnetizara al mismo grado en cualquier dirección; pero si no es esférico, será más fácil magnetizarlo a lo largo de su eje largo que del corto porque el campo desmagnetizante a lo largo del eje corto es más fuerte que a lo largo del eje largo. Así sólo la forma puede ser una fuente de anisotropía magnética. [Tarling y Hrouda \(1993\)](#) dicen que La anisotropía de forma surge debido a la alineación de los espines del electrón por un campo aplicado, creando polos magnéticos norte y sur en puntos opuestos sobre la superficie de cada grano, resultando en las fuerzas magnetostáticas¹. En la [figura 1.5](#) se puede observar el origen de la anisotropía de forma. [Butler \(1998\)](#) lo explica como sigue: Un grano ferromagnético muy alargado tiene una energía magnetostática mucho menor si se magnetiza a lo largo de su longitud, ([figura](#)

¹ Los momentos magnéticos atómicos pueden ser modelados como dos pares de cargas magnéticas; la energía almacenada en esta distribución de cargas de repulsión es llamada la energía magnetostática e_m . Para un grano magnetizado uniformemente (j), e_m es proporcional a la magnetización al cuadrado (j^2). ([Butler 1998](#)).

1.5a) que si lo hizo perpendicular a ésta (ver figura 1.5b); Esto es porque el porcentaje de superficie cubierta por las cargas magnéticas es pequeña cuando la magnetización de saturación apunta a lo largo de la dimensión larga del grano (figura 1.5a). Pero la magnetización perpendicular al eje largo lleva a una sustancial carga superficial (figura 1.5b). Así que el factor desmagnetizante $N_d l$ a lo largo del eje largo es mucho menor que el factor desmagnetizante interno $N_d p$, perpendicular al eje largo.

Tarling y Hrouda (1993) afirman que la anisotropía de forma, de un grano ferromagnético puede diferir radicalmente por el tipo de dominio que tenga, ya sea sencillo o multidominio. Las relaciones de la anisotropía de forma, que son observadas en granos multidominio, en los cuales la susceptibilidad es más fuerte a lo largo del eje largo y más débil perpendicular a él. Esto significa que la suposición de la dirección de susceptibilidad máxima es la misma que para el eje largo de un grano ferromagnético es cierta para granos multidominio o para granos en los cuales la anisotropía cristalina domina sobre la de forma (Tarling y Hrouda, 1993).

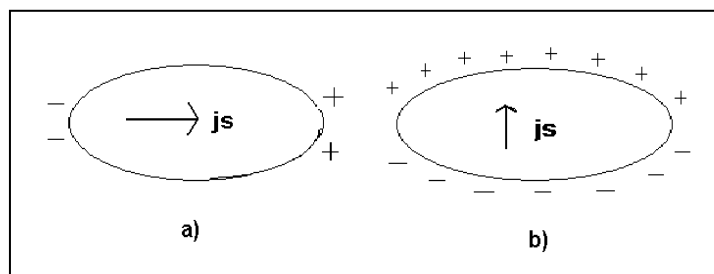


Figura 1.5. Las flechas indican la magnetización de saturación de las cargas magnéticas (+,-). (a) Muestra la dirección en la cual hay una menor energía magnetostática porque se magnetizó a lo largo de su longitud, el porcentaje cubierto es pequeño, ya que la magnetización se dio a lo largo de la dimensión larga del grano. (b) La magnetización se dio perpendicular al eje largo lo que conduce a una carga sustancial superficial del grano. Obtenida de Butler (1998).

1.2.2.3 Otros tipos de anisotropía

Anisotropía de remanencia. Los minerales ferromagnéticos llevan la magnetización remanente, la que permanece después de remover el campo magnético; la que persiste después de quitar un campo directo (>10 mT) se llama Magnetización Remanente Isotermal (IRM), prescindiendo de si las partículas son de dominio sencillo, múltiple o pseudos-dominio Tarling y Hrouda (1993). La anisotropía de remanencia no varía necesariamente en forma lineal con el campo aplicado, puede ser tratada de forma semejante a la anisotropía de susceptibilidad, puesto que la desviación de la remanencia a partir de la dirección del campo magnéticamente original es un reflejo de la anisotropía de remanencia debida a los controles de forma y cristalino sobre las direcciones de más fácil magnetización (Tarling y Hrouda, 1993).

Anisotropía inducida por esfuerzo. Graham (1956) sugirió que los esfuerzos elásticos reversibles aplicados a las rocas pueden causar una desviación irreversible de la magnetización remanente. Los

estudios hechos sobre los efectos del esfuerzo en la magnetización remanente indicaron que la tectónica de esfuerzo produce el efecto magnético (Kalashnikov y Kapitsa, 1952); demostrado por numerosos estudios donde los esfuerzos son capaces de imponer efectos permanentes y reversibles en la magnetización remanente (Urrutia Fucugauchi, 1983).

Anisotropía de dominio. Ésta resulta del alineamiento de los dominios magnéticos en partículas multidominio; este alineamiento del dominio puede ser producido en el laboratorio aplicando campos alternos, por lo tanto este tratamiento puede modificar la anisotropía característica Stacey (1963).

Anisotropía textural. Es considerada rara entre el rango normal de rocas investigadas en paleomagnetismo (Bathal, 1971). Resulta del alineamiento de granos magnéticos en líneas o planos. El efecto es más grande en el caso de granos con alta susceptibilidad, tales como la magnetita (Stacey, 1960).

Anisotropía de intercambio. Ésta se debe a interacciones magnéticas entre diferentes tipos de minerales magnéticos: antiferromagnéticos y ferromagnéticos o entre ferrimagnéticos y ferromagnéticos. Stacey (1963) expresó que la interacción de intercambio puede producir el fenómeno de auto inversión y fue considerada capaz de explicar la magnetización inversa de las rocas (Néel, 1955; Blakett, 1962).

1.3 Parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética

Generalmente los parámetros se han dividido en dos grupos principales: aquellos que tratan la magnitud del elipsoide de susceptibilidad magnética y los relativos a la orientación espacial de los ejes principales de la figura geométrica mencionada. Se iniciará con la definición de la susceptibilidad media ya que es un factor importante. Numerosos estudios han propuesto varios parámetros de AMS, aquí se presentan los elegidos para este estudio, más parámetros se pueden ver en Tarling y Hrouda (1993) páginas 18 y 19.

La susceptibilidad promedio de un solo espécimen es equivalente al valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre todo el espécimen (Nagata, 1961; Janák, 1965; Tarling y Hrouda, 1993)

Su fórmula es:

$$k_{media} = \frac{k1 + k2 + k3}{3} \quad \text{donde } k1 \geq k2 \geq k3, \quad (7)$$

k1 es el eje máximo, k2 el intermedio y k3 el mínimo, son las susceptibilidades principales en unidades del Sistema Internacional (SI).

1.3.1 Los relativos a la magnitud del elipsoide de susceptibilidad magnética

$$P = P_2 = \frac{k_1}{k_3} \quad \text{Grado de anisotropía} \quad (\text{Nagata, 1961}) \quad (8)$$

Grado de anisotropía corregida

$$P' = P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]} \quad (\text{Jélinek, 1981}) \quad (9)$$

$$\text{donde } \eta_1 = \ln k_1, \quad \eta_2 = \ln k_2, \quad \eta_3 = \ln k_3, \quad \eta_m = \frac{(\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)}{3} \quad (10)$$

Grado de anisotropía. Las susceptibilidades principales pueden ser representadas por puntos sobre el eje de números reales; cuando se considera la cantidad de anisotropía, se piensa intuitivamente en la dispersión de estos puntos. Por lo tanto se necesita un factor apropiado para expresar esta dispersión. El parámetro establecido para la magnitud de la anisotropía se basa en las proporciones de las susceptibilidades máximas y mínimas, es llamado el parámetro P (Nagata, 1961). La anisotropía de grado puede satisfacer este requerimiento en cierto grado, pero tiene la desventaja que ignora la posición de la susceptibilidad intermedia k_2 entre la susceptibilidad mínima k_3 y la máxima k_1 . Este parámetro es particularmente sensible a la variación en la susceptibilidad total y está basado sobre la proporción de la susceptibilidad máxima y mínima y está dado por la ecuación (8).

Grado de anisotropía corregida. Además de las susceptibilidades principales debemos considerar sus logaritmos η_1, η_2, η_3 y la dispersión del último. Esta dirección puede justificarse por el hecho de que usualmente uno se interesa por las proporciones de las susceptibilidades principales más que por sus diferencias. Como una medida de la dispersión de los logaritmos de las susceptibilidades principales se sugiere el factor $P'=P_j$. Ecuación (9). La expresión dentro del paréntesis más externo es un múltiplo de la dispersión de las cantidades η_1, η_2, η_3 . La constante numérica en esta expresión se escogió de tal forma que para el elipsoide de anisotropía neutral $P'=P$ (Jélinek, 1981). Este parámetro se basa en los logaritmos de la susceptibilidad, los cuales son más apropiados en vista de la distribución logaritmica-normal de esta propiedad. También Incorpora la susceptibilidad media e intermedia. Es un parámetro más informativo que P_2 . La figura 1.6a muestra la representación del grado de anisotropía junto con el parámetro de forma T.

1.3.2 Los relativos a la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética

$$P_1 = L = \frac{k_1}{k_2} \quad \text{Lineación magnética} \quad (\text{Balsley y Buddington, 1960}) \quad (11)$$

$$P_3 = F = \frac{k_2}{k_3} \quad \text{Foliación magnética} \quad (\text{Stacey et al., 1960}) \quad (12)$$

$$T = \frac{2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3}{(\eta_1 - \eta_3)} \quad \text{Parámetro de forma} \quad (\text{Jélinek, 1981}) \quad (13)$$

donde $\eta_i = \ln k_i$, $i = 1, 2, 3$

La Foliación magnética caracteriza la intensidad de la orientación planar-paralela de los minerales ferromagnéticos en una roca y la dirección de la foliación magnética es el plano perpendicular a la susceptibilidad magnética mínima. [Ecuación \(12\)](#).

La Lineación magnética puede ser usada para caracterizar la intensidad de la orientación lineal-paralela y su dirección es la misma que la dirección de la susceptibilidad máxima. [Ecuación \(11\)](#).

Como los valores de susceptibilidad siguen una distribución logarítmica normal, estos deben basarse en los valores logarítmicos de k_1, k_2, k_3 , pero para números pequeños o rangos de distribución mínima, los valores sin transformar son adecuados. [Tauxe \(2002\)](#) menciona que el diagrama de Flinn es esencialmente polar con trayectorias radiales indicando el incremento de la anisotropía. La forma se refleja en el ángulo con formas oblatas arriba de la línea y proladas debajo de ésta, también dice que solo los puntos a lo largo de los mismos ejes son ciertamente oblatos o prolados y que toda el área de la gráfica está en la región triaxial y que en general solo una zona estrecha cercana a los ejes puede ser considerada oblada o prolada, por lo anterior son menos usados. Ver [figura 1.6b](#).

Parámetro de forma T. [Ecuación \(13\)](#). La forma del elipsoide no debe considerarse estrictamente como forma geométrica. El factor de forma que propone [Jélinek \(1981\)](#) es análogo al factor de forma de esfuerzo. Este parámetro incluye las tres principales susceptibilidades en el cálculo y es simétrico en su distribución de valores sobre el rango completo del elipsoide de forma.

Si el elipsoide es prolado rotacional; es decir; si sólo la lineación magnética se desarrolla, entonces el factor de forma $T=-1$.

Si el elipsoide es prolado (forma de varilla), domina la lineación, entonces $-1 < T < 0$.

Si el elipsoide es prolado neutral, es decir, la lineación y la foliación están desarrolladas al mismo grado, entonces $T=0$.

Si el elipsoide es oblado: (forma de disco), la foliación domina, entonces $0 < T < 1$.

Si el elipsoide es oblado rotacional, i.e., sólo la foliación está desarrollada, entonces $T=1$.

El factor T refleja sólo la forma del elipsoide de susceptibilidad y es completamente independiente de la cantidad de anisotropía; tiene buena simetría y un rango estable. Usando este factor es posible calcular el grado de anisotropía corregida P' de P (Jélinek, 1981). Para elipsoides neutrales, las cuales corresponden en forma al llamado plano de esfuerzo usado por los geólogos estructurales $T=0$ y en este caso $P_j = P$. La representación de éste parámetro se puede ver en la figura 1.6a. Tauxe (2002) menciona que el diagrama de Jélinek es de naturaleza más cartesiana que el de Flinn y que la anisotropía corregida se incrementa a lo largo del eje horizontal y la forma se refleja en el vertical. Ambos diagramas reflejan la esencia de la forma del elipsoide.

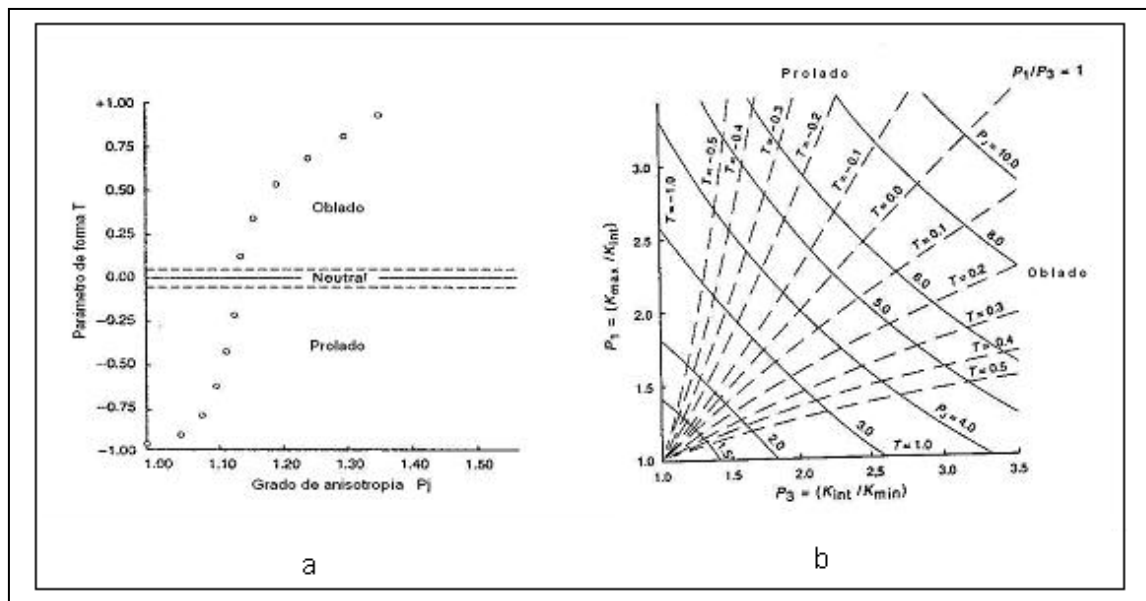


Figura 1.6. a) Gráfico del parámetro de forma, T, y del grado de anisotropía, P_j (Jelinek (1981) y Hrouda, (1982) respectivamente). Las formas oblatas (disco) tienen valores positivos de T aproximándose a +1, mientras formas proladas (varillas o alargadas) tienen valores negativos aproximándose a -1. Las formas triaxiales (elipsoides neutrales) son cercanas a $T=0.0$. Los puntos ilustran una fábrica que cambia de prolado a oblatado con un incremento gradual del grado de anisotropía. **(b)** Gráfico tipo Flinn del grado de Lineación y Foliación. Por convención se ha graficado la medición de estos dos parámetros. Los gráficos oblatos están debajo del gradiente unitario y los prolados arriba de éste. Las relaciones de P_j y T también se muestran, pero para estos últimos parámetros es más recomendable usar el gráfico del inciso a). (Modificada de Tarling y Hrouda, 1993).

1.4 Representación gráfica de la anisotropía

Las direcciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican comúnmente sobre una proyección estereográfica de igual ángulo o área. Como las direcciones no son vectores es recomendable, por varios autores, que se usen proyecciones de igual área en el hemisferio inferior en y que los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad son graficados como cuadrados, triángulos y círculos respectivamente. Todos los puntos que se grafican en el hemisferio inferior deben graficarse en

color oscuro o rellenos y si es necesario presentar puntos en el hemisferio superior se deben usar puntos sin relleno, es decir en blanco, siendo esta una convención ampliamente usada en paleomagnetismo (Irving, 1964), sin embargo no en todas las publicaciones se ha usado esta convención. En la figura 1.7 se pueden observar las proyecciones teóricas estereográficas de los ejes de susceptibilidad principal. Aunque no son las únicas, pues hay una diversidad en la composición de las proyecciones.

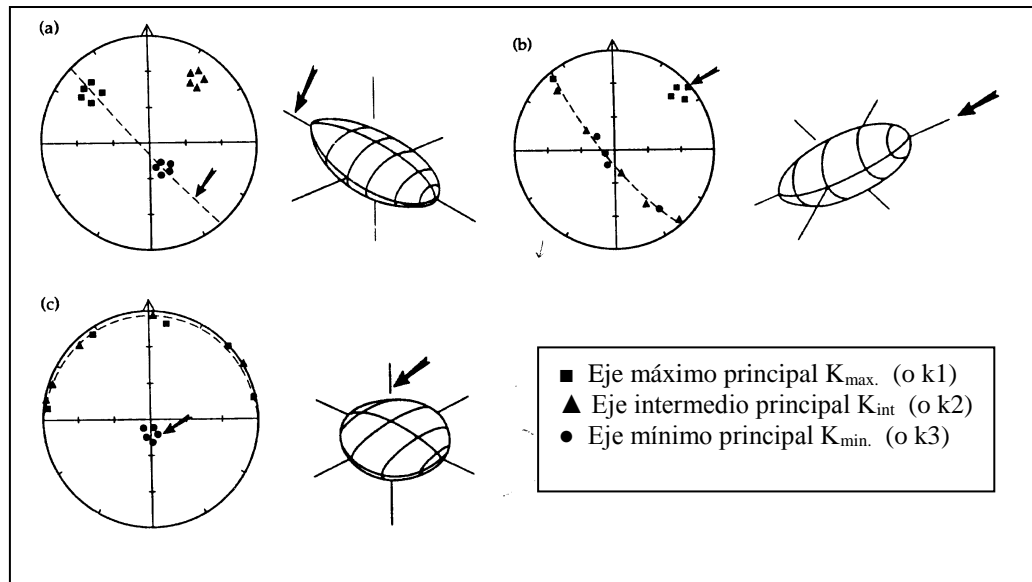


Figura 1.7. Gráficos de datos de AMS sobre proyecciones estereográficas. Las proyecciones usuales son polares, *i.e.*, el centro corresponde a una inclinación de $\pm 90^\circ$ y la circunferencia corresponde al plano horizontal. Las direcciones de los ejes principales están representadas por cuadrados, triángulos y círculos. Para (a) elipsoides triaxiales con la misma orientación, los tres ejes principales forman distintos grupos, mientras (b) elipsoide prolado de orientación similar tiene sus ejes máximos bien agrupados y el intermedio y mínimo se distribuyen dentro de un "cinturón" a 90° de la dirección máxima. (c) Elipsoide oblado de orientación similar muestra los ejes mínimos bien agrupados y los máximos e intermedios caen en un círculo a 90° a partir de los mínimos. Como los ejes principales son ortogonales no es siempre necesario graficar los ejes intermedios (obtenida de Tarling y Hrouda, 1993, p.27).

1.5 Anisotropía magnética en minerales y rocas

Desde el punto de vista de la anisotropía magnética, los minerales importantes son algunos silicatos ferromagnesianos paramagnéticos como la augita, la hornblenda y la calcita diamagnética además de la magnetita, la hematita y la pirrotita (Hrouda, 1982).

La magnetita es el mineral magnético más frecuente, es magnéticamente isotrópico cuando se mide en campos débiles y anisotrópico cuando se mide en campos fuertes (Hrouda, 1982; Stacey, 1960; Nagata, 1961). La anisotropía de la hematita (óxido de hierro) es más grande que la de otros. Si estos dos minerales están presentes en una roca, las propiedades magnéticas estarán dominadas por ambas; En bajas concentraciones o en ausencia de éstos dos minerales, otros minerales ferromagnéticos son

importantes, tales como la maghemita (óxido de hierro), la goetita (hidróxido de hierro) y la pirrotita (sulfuro de hierro) (Tarling y Hrouda, 1993).

En rocas con susceptibilidad menores que 5×10^{-4} SI (Sistema Internacional), la fábrica magnética esta controlada por la orientación de la red cristalina de minerales paramagnéticos o antiferromagnéticos (Rochette, 1987^a; Hrouda y Jelinek, 1990) como la ilmenita, siderita y clorita; en rocas con baja señal magnética como los carbonatos y cuarcita, los minerales diamagnéticos pueden dominar las propiedades magnéticas y generalmente presentan susceptibilidades promedio negativas (Tarling y Hrouda 1993). Estos mismos autores mencionan que:

- a) Si una roca contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes (aproximadamente 10%) y su susceptibilidad es más alta que 5×10^{-3} SI, la susceptibilidad y la anisotropía de la roca son manejadas por la fracción ferrimagnética.
- b) Si una roca contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes (aproximadamente 10%) y sus susceptibilidad es menor que 5×10^{-4} SI, la fracción paramagnética controla la susceptibilidad y anisotropía de ésta.
- c) Si una roca contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes y susceptibilidad promedio en un intervalo de 5×10^{-4} a 5×10^{-3} SI (0.0005 a 0.005 SI), su susceptibilidad y anisotropía serán afectadas por las fracciones paramagnética y ferrimagnética.
- d) Si la hematita o pirrotita contribuyen a la susceptibilidad promedio, su contribución a la anisotropía total será aún más alta porque ellas tienen propiedades anisotrópicas esenciales.

1.5.1 Minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos

Minerales Diamagnéticos

Tarling y Hrouda (1993) mencionan que éstos tienen susceptibilidades negativas ($\approx -1 \times 10^{-5}$ SI) esto significa que adquieren una débil magnetización en dirección opuesta al campo aplicado; ejemplos comunes son el cuarzo y la calcita, así como materiales orgánicos como el carbón; son importantes cuando los ferromagnéticos están totalmente ausentes. Como no contienen hierro, níquel o cromo no pueden formar minerales ferromagnéticos cuando sufren metamorfismo, pero su fábrica puede ser copiada si ellos son remplazados por los minerales ferromagnéticos o paramagnéticos durante el metamorfismo o metasomatismo; por lo tanto la anisotropía diamagnética puede ser usada en rocas que contengan minerales paramagnéticos y no ferromagnéticos. Son muy importantes ya que a veces su proporción en la roca es grande y generan información para el comportamiento de la roca entera. O'Reilly (1984) menciona que la hematita (último óxido de hierro estable en el diagrama ternario, ver figura 1.8) puede ser el principal constituyente de los sedimentos. Minerales no magnéticos en las rocas fuente

pueden ser también el origen de la hematita (o magnetita) ya sea por transformación directa o bien soluciones que producen hierro en sedimentos.

Minerales Paramagnéticos

También [Tarling y Hrouda \(1993\)](#) refieren que muchos minerales son paramagnéticos, particularmente los silicatos (olivino, anfíboles piroxenos, biotita, clorita, mica, etcétera), pero no llevan remanencia magnética y no pueden por lo tanto contribuir al estudio de la fábrica magnética que se basa en la remanencia. La susceptibilidad es baja aproximadamente 5×10^{-4} SI, pero es muy uniforme para diferentes especies minerales variando sólo en su contenido de hierro; sus señales magnéticas pueden ser disminuidas cuando existe una pequeña fracción mineral ferromagnética, aunque la anisotropía magnética de algunos paramagnéticos es más fuerte que la de algunos ferromagnéticos y puede ser detectada por la determinación de la forma del elipsoide de susceptibilidad; esta determinación se puede basar en la forma o alineación cristalina ya que la última tiende a presentar efectos dominantes. Algunos de los minerales paramagnéticos se destruyen bajo condiciones naturales para formar nuevos minerales autigénicos como la hematita, maghemita, magnetita o goetita, cuya orientación cristalina y forma a veces imitan a los minerales que están remplazando. La fábrica resultante puede imitar la fábrica del mineral paramagnético anfitrión. En la [tabla 1](#) se muestran algunos minerales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

Minerales Ferromagnéticos.

Los minerales magnéticos primarios provienen de rocas volcánicas y plutónicas ([O'Reilly, 1984](#)). Varias de las especies minerales magnéticas pueden ser presentadas en un diagrama ternario, O'Reilly explica el diagrama de la [figura 1.8](#) como sigue: En transformaciones a fases no magnéticas un mineral puede desaparecer de éste diagrama y en transformaciones que producen óxido magnético un mineral puede entrar al diagrama. El diagrama despliega esencialmente las proporciones relativas de Fe^{2+} , Fe^{3+} y Ti^{4+} .

La esquina derecha inferior del triángulo es por lo tanto tomada como $\frac{1}{2} Fe_2^{3+} O_3^{2-}$ o $Fe^{3+} O_{\frac{3}{2}}^{2-}$ y todos

los puntos en el triángulo representan una mezcla de cationes o solución adicionando un catión. [Ver figura 1.8](#). Durante el tiempo geológico la composición de la fase magnética generalmente se mueve a la derecha (se oxida) y hacia abajo; siendo la hematita la última fase magnéticamente estable. La titanomagnetita puede oxidarse a altas temperaturas (oxidación deutérica) produciendo un intercrecimiento del cual el componente magnético es una Ti-magnetita más rica en hierro que TM60 que es una titanomagnetita ideal. A baja temperatura, la oxidación (maghemitización) produce un Ti-maghemita, un mineral estructuralmente metaestable, el cual puede invertirse para producir magnetita o hematita. Un enfriamiento lento de Ti-magnetita puede producir la separación de dos fases minerales produciendo un intercrecimiento de titanomagnetita más rica en hierro y otra más pobre en hierro que la

ideal. La magnetita puede ser producida por alteración deutérica o serpentinización de silicatos no magnéticos conteniendo hierro, o por alteración de minerales arcillosos no magnéticos o por precipitación de soluciones productoras de hierro. La magnetita puede a su vez ser maghemitizada para producir una solución sólida maghemita-magnetita la cual puede invertirse a intercrecimiento de hematita-magnetita u oxidación directa de la magnetita puede producir tal intercrecimiento. El lixiviado de minerales de hierro produce soluciones productoras de hierro de las cuales los oxihidróxidos de hierro no magnéticos o débilmente magnéticos pueden precipitar. Estos pueden a su vez deshidratarse para producir hematita o maghemita.

Tabla 1. Minerales paramagnéticos, diamagnéticos y ferromagnéticos

Mineral	Susceptibilidad media (SI x10 ⁻⁶)	Pj	T
Paramagnético			
Actinolita (1)	3560	1.136	-0.43
Actinolite (2)	6500	1.204	0.43
Hornblenda	8920	1.665	-0.51
Clorita (1)	358	1.262	0.74
Clorita (2)	70	1.753	0.30
Clorita (3)	1550	1.302	0.26
Clorita (4)	370	1.154	0.42
Biotita (1)	1230	1.372	0.95
Biotita (2)	1180	1.319	0.98
Biotita (3)	998	1.198	0.90
Biotita (4)	1290	1.361	0.99
Moscovita (1)	165	1.413	0.44
Siderita	3980	1.565	-0.90
Turmalina	1690	1.005	1.00
Diamagnéticos			
Cuarzo (1)	-13.4	1.01	1.0
Cuarzo (2)	-15.4	1.01	1.0
Calcita	-13.8	1.11	1.0
Dolomita	-38.0	4.96	0.0
Ferromagnéticos			
	susceptibilidad de masa (x 10 ⁻⁸ SI/kg)		
Magnetita	578	1.18	-0.30
Maghemita	500	+	+
Hematita	25	>100	1.0
Goetita	0.5-1.5	+	+

Pj es el grado de anisotropía y T el parámetro de forma del elipsoide de susceptibilidad. Estos parámetros son indicativos de las propiedades de los minerales pero estrictamente de la muestra mineral específica. Los números entre paréntesis representan diferentes muestras. Para los ferromagnéticos, la susceptibilidad de masa es solo indicativa del orden de magnitud y es fuertemente dependiente de la forma y tamaño de grano en particular. Signos + significan valores indefinidos o parámetro variable (modificada de [Tarling y Hrouda, 1993](#)).

Tarling y Hrouda (1993) refieren que existen varios tipos de óxidos de hierro. Los óxidos con estructura cristalina cúbica son la magnetita, titanomagnetita y titanomaghemita. Los óxidos con estructura rombohédrica como la hematita y la ilmenohematita y contienen dos redes magnéticamente antiparalelas de idéntica potencia, es decir, deben ser antiferromagnéticos y por lo tanto no muestran magnetización espontánea. Sin embargo la hematita y la ilmenohematita en solución sólida contienen redes magnéticas que no son exactamente antiparalelas; esto significa que las propiedades magnéticas de éstos minerales son afectadas fuertemente por algunas imperfecciones dentro de la red cristalina debido a impurezas y espacios entre la red y consecuentemente sus propiedades magnéticas son menos definidas que la de los minerales cúbicos, aún en el caso de los sintéticos. Otro grupo son los hidróxidos de hierro, muchos de éstos son paramagnéticos a temperatura controlada y no tienen propiedades ferromagnéticas como la akaganeite y lepidocrocite, la goetita debería ser antiferromagnética pero parece que una de sus subredes es usualmente inclinada; como resultado el mineral se comporta ferrimagnéticamente y tienen una magnetización mayor que la de la hematita pero mas débil que la magnetita aunque la intensidad de magnetización es dependiente del tamaño del grano y composición. También están los sulfuros de hierro que exhiben propiedades magnéticas en un intervalo estrecho de composición específica, pero son muy afectados por impurezas, ejemplos son la pirrotita y la greiguita, ésta última se encuentra particularmente en ambientes lacustres y algunos marinos relacionados con sedimentos orgánicos y a profundidades mayores de algunos metros; tiende a oxidarse rápidamente a la intemperie. También se encuentran los sulfatos de hierro hidratados, los minerales paramagnéticos de este tipo son la marcasita y la piritita, son muy inestables cuando se exponen al aire, algunos son muy magnéticos.

1.5.2 AMS en rocas

La fábrica primaria es aquella adquirida por las rocas ígneas y sedimentarias durante su formación Tarling y Hrouda (1993). En este sentido se tiene que los suelos poseen fábricas primarias. La fábrica primaria de sedimentos detríticos es formada predominantemente por el depósito de las partículas a partir de la suspensión en agua o aire. La fábrica primaria de rocas ígneas se desarrolla durante el depósito de cristales a través de fluidos magmáticos de alta viscosidad a altas temperaturas. Las fuerzas hidrodinámicas que actúan en ambos procesos son similares sin embargo hay diferencias en el comportamiento físico y químico después del depósito. La fábrica metamórfica es aquella que está asociada directa o indirectamente a los efectos de procesos tectónicos, incluidos los desarrollados como resultado de sepultamiento profundo Tarling y Hrouda (1993). Dentro de este tipo de rocas se encuentran las rocas metamórficas de impacto, es decir, aquellas generadas por un impacto meteorítico, French (1998) menciona que el metamorfismo de impacto es diferente pues ocurre en regiones superficiales o cerca de la corteza, las presiones varían de decenas a centenas de GPa en o alrededor del punto de impacto; las velocidades de esfuerzos varían de $10^4/s$ a $10^6/s$; el tiempo de terminación del proceso es instantáneo, las temperaturas están por arriba de $10,000^{\circ}C$ cerca o en el sitio de impacto (vaporización) y

temperaturas típicas de 500-3000°C en muchas de las rocas circundantes; enfriamiento repentino y preservación de minerales y vidrios metaestables ([French \(1998\)](#)).

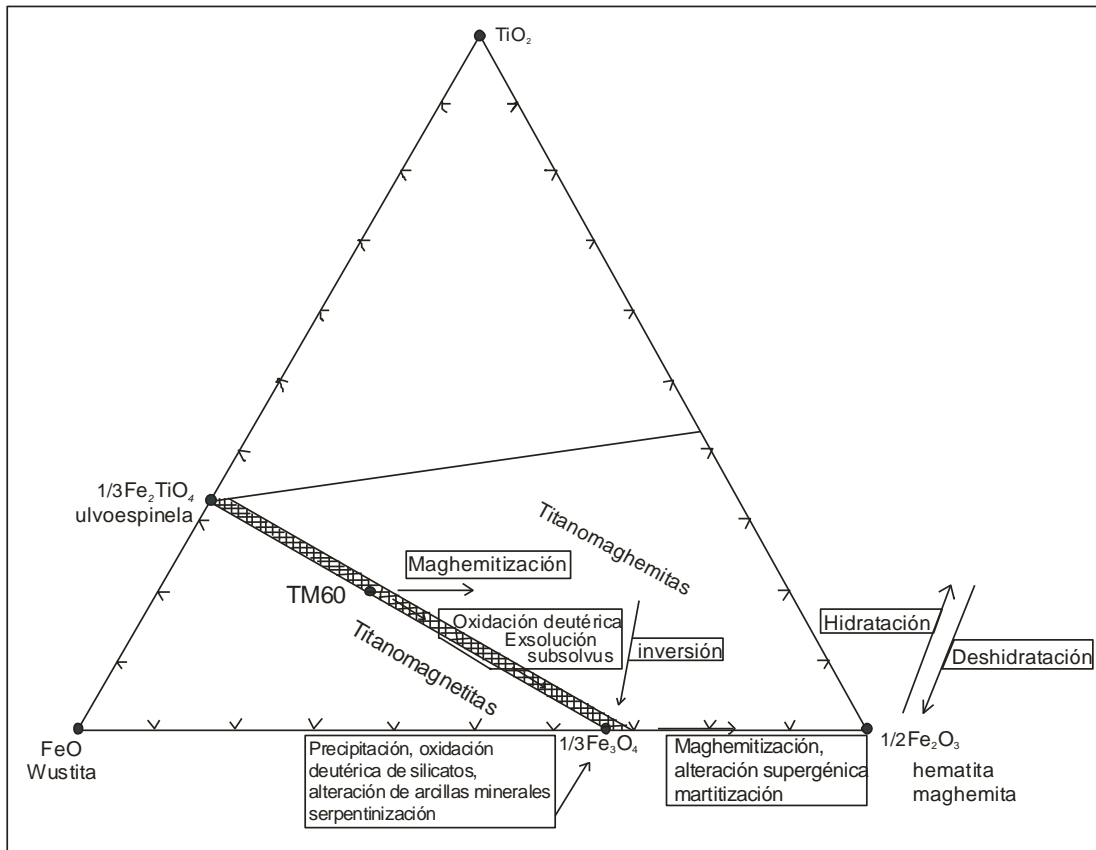


Figura 1.8. Diagrama Ternario. Composiciones de minerales óxidos de Fe y Ti ([O'Reilly, 1984](#)).

[Langenhorst y Deutsch \(2012\)](#) refieren que durante un evento de impacto, los minerales se adaptan abruptamente a las condiciones extremas prevalecientes en una onda de choque; los minerales formadores de rocas como el cuarzo y feldespato son comprimidos a casi la mitad de su volumen a presiones de ≈ 100 GPa de nanosegundos a segundos y el estado de equilibrio no se alcanza bajo compresión de impacto y los minerales responden con la formación de rasgos de disequilibrio específicos conocidos como efectos metamórficos de impacto. Estos efectos fueron reconocidos usando microscopía óptica, técnicas espectroscópicas y difracción de rayos X además de microscopía de transmisión de electrones (TEM) de minerales impactados natural y experimentalmente.

CAPÍTULO 2

TÉCNICAS DE MAGNETISMO DE ROCAS

2.1 Introducción

La magnetización natural remanente (NRM por sus siglas en Inglés) es la magnetización presente en una roca, anterior a tratamientos de laboratorio (Butler, 1998). La NRM depende de la composición mineralógica, origen e historia de la roca y está constituida por más de una componente: la NRM primaria y la secundaria; la primaria, es la componente adquirida durante la formación de la roca. Las NRM secundarias son las adquiridas después de la formación de la roca y pueden modificar u ocultar la primaria. El interés en explicar la NRM primaria es que registra el campo geomagnético presente durante la formación de la roca y bajo condiciones favorables mantiene ese registro durante el tiempo geológico. Butler (1998) menciona que las tres formas básicas de la NRM primaria son:

- 1) Magnetización Termal Remanente (TRM por sus siglas en Inglés), adquirida durante el enfriamiento a partir de altas temperaturas y es la única entre las formas de NRM en proveer información sobre intensidades pasadas del campo geomagnético; además es la forma de magnetismo remanente adquirido por muchas rocas ígneas. Dentro de ésta se encuentra la magnetización termo-remanente parcial (PTRM por sus siglas en inglés) por ejemplo, cuando una roca sufre un nuevo calentamiento y luego se enfría, esta tendrá la información del campo magnético 'nuevo' en el cual se enfrió; sin embargo, la roca mantendrá el registro de la TRM original del campo magnético.
- 2) Magnetización Remanente Química (CRM por sus siglas en inglés) formada por el crecimiento de granos ferromagnéticos debajo de la temperatura de Curie. Las reacciones químicas que involucran minerales ferromagnéticos incluyen (a) la alteración de un mineral preexistente a uno ferromagnético o (b) la precipitación de un mineral ferromagnético a partir de una solución. La CRM es frecuente encontrarla en rocas sedimentarias.
- 3) Magnetización Detrítica Remanente (DRM por sus siglas en Inglés), adquirida durante la acumulación y litificación de rocas sedimentarias conteniendo minerales ferromagnéticos detríticos. La DRM es complicada porque muchos procesos están involucrado en la formación de rocas sedimentarias. Existe una amplia variedad de mineralogías y constituyentes minerales que no están en equilibrio químico unos con otros o con el ambiente de acumulación o depósito.

Procesos físicos pos-depósito tales como bioturbación, compactación, procesos químicos, que pueden afectar la magnetización remanente detrítica y a estos procesos se les llama magnetización remanente detrítica pos-depósito (pDRM). A la combinación de los procesos de depósito y pos-depósito se les llama magnetismo remanente detrítico (DRM).

También existen otras formas de NRM secundaria tales como, la Magnetización Remanente Viscosa (VRM) que es adquirida gradualmente durante la exposición a campos débiles magnéticos. La Magnetización Remanente Isothermal (IRM) resultante de exposiciones en cortos periodos de tiempo a fuertes campos magnéticos a temperaturas constantes, como pueden ser los rayos.

Una roca estable es la que ha sufrido poco cambio en su NRM primaria desde el tiempo de su adquisición (*estabilidad de a NRM*), mientras una roca inestable es la que ha adquirido una magnetización secundaria en algunas etapas (Collinson, 1983). Generalmente la menor coercitividad² de la NRM secundaria relativa a la componente primaria permite en muchos casos su remoción por técnicas de desmagnetización, de las cuales, la técnica de campos alternos y limpieza termal son las más importantes. Hay otras pruebas de desmagnetización como la química, la continua, a baja temperatura, por aplicación de presión, que se pueden leer con amplitud en Collinson (1983).

2.2 Teoría de desmagnetización

2.2.1 Desmagnetización por campos magnéticos alternos (AF).

Esta sección está basada principalmente en Collinson (1983). Las rocas pueden tener partículas simples y multidominio³ portadoras de remanencia, las últimas pueden ser desmagnetizadas, las primeras sólo pueden cambiar la dirección de su momento magnético. En general, la desmagnetización de rocas por campos alternos es alcanzada por la desmagnetización de las partículas multidominio y la aleatorización de la dirección del momento de la partícula simple. La presencia y carácter de la magnetización

² Coercitividad, es el campo magnético (directo o alternante) necesario para reducir la magnetización externa de una sustancia ferromagnética a cero. Depende de la composición, tamaño de grano y temperatura de la sustancia. (Diccionario de Ciencias de la Tierra).

³ Las partículas más simples magnetizadas permanentemente son magnetizadas casi uniformemente. Estas son llamadas partículas de dominio sencillo o SD que tienen espines que actúan en concierto, estableciéndose tan paralelos (o antiparalelos) como sea posible. Mientras las partículas son más grandes, la energía externa puede ser minimizada permitiendo a sus espines vecinos divergir algo de su paralelismo estricto, estas son llamadas de pseudo dominio sencillo o PSD. Eventualmente, los espines se organizan entre ellos mismos dentro de regiones con una magnetización casi uniforme (dominios magnéticos) separados por paredes de dominio y son llamadas partículas multidominio o MD (Tauxe, 2010). Dominio magnético, es la subdivisión magnética de un cuerpo ferromagnético (Stacey y Banerjee (1974), p4). En un material ferromagnético, volumen en el que todos los espines electrónicos están orientados en la misma dirección; en la mayoría de los minerales magnéticos naturales el diámetro de los dominios es del orden de 1µm (Diccionario de Ciencias de la Tierra).

secundaria en las rocas es revelada por un ciclo a través de un *loop* o curva decreciente de histéresis⁴ de amplitudes iniciales progresivamente más grandes, correspondientes a un campo máximo aplicado B_{max} . Granos de dominio sencillo con fuerza coercitiva efectiva $B_c < B_{max}$ tienden a seguir el campo máximo alternante decreciente B hasta $B < B_c$ cuando los momentos de dominio se bloquean en una dirección aleatoria en la roca. De forma similar, las partículas multidominio de cierta fuerza coercitiva serán desmagnetizadas efectivamente o dejan momentos residuales aleatoriamente dirigidos, los cuales, como los dominios sencillos formaran un ensamble magnéticamente autocancelante sin contribuir a la NRM de la roca. La naturaleza de la fuerza coercitiva es diferente en cada caso, está asociada con la rotación del dominio y el movimiento de la pared del dominio respectivamente. También menciona que por el incremento progresivo de B_{max} , los momentos de partículas o dominios de fuerza coercitiva más grande son aleatorizados o desmagnetizados, y las remanencias de diferente estabilidad pueden ser distinguidas en una roca por los consecuentes cambios observados en la intensidad y dirección de la NRM. También refiere que la aplicación de campos alternos a muestras naturales se hace difícil por la dependencia de la fuerza coercitiva efectiva de las partículas sobre un variedad de factores que incluyen el tamaño del grano, su distribución en la roca, la forma, la anisotropía y la presencia de intercrecimientos. Entonces, como dicen [Stacey y Banerjee \(1974\)](#) el campo por el cual cualquier constituyente magnético es desmagnetizado es característico de su dureza magnética.

En una secuencia de desmagnetización ideal, la intensidad de la NRM de una muestra disminuye (o puede aumentar) y su dirección cambia sistemáticamente mientras el campo se incrementa hasta que se observa un valor persistente en la grafica de campo contra intensidad y la dirección permanece constante. Esto indica la presencia de una remanencia primaria residual muy estable ([Collinson, 1983](#)). En un grupo de muestras de un mismo sitio las direcciones de la NRM se condensan hacia un promedio bien definido. Entonces, la constancia en la dirección de la NRM es la característica importante (*Id.*). La remoción de la NRM secundaria puede ser mas o menos oscurecida por la adquisición de la magnetización remanente anhistérica (ARM): Si una roca o muestra de roca o un ensamble de partículas magnéticas son sujetos a un campo magnético alternante sobre-impuesto sobre un pequeño campo directo y el AF es decreciente a cero, la muestra adquirirá, en general, una magnetización remanente anhistérica. La cual es un tipo de magnetización importante en el laboratorio como una fuente de remanencia falsa en la desmagnetización por AF (*Id.*). La ARM se adquiere [en un campo directo](#). Para un campo directo dado, la intensidad de la ARM y el campo se incrementan mientras la NRM usualmente decrece y por lo tanto la proporción ARM/NRM regularmente se incrementa con el campo alternante y por consiguiente la probabilidad de un resultado anómalo del proceso de limpieza ([Collinson, 1983](#)).

⁴ Loop de histéresis, curva o ciclo de histéresis, curva que se genera al representar la intensidad de la magnetización inducida en un material ferromagnético contra la magnitud de un campo magnético directo aplicado consecutivamente en dos direcciones opuestas. Se utiliza para definir la coercitividad, la magnetización de saturación y la susceptibilidad de este tipo de materiales ([Diccionario de Ciencias de la Tierra](#)).

El procedimiento fundamental de desmagnetización por campos alternos (AF) es exponer un espécimen a un campo magnético alterno (Butler, 1998) o como dicen Stacey y Banerjee (1974) que durante el proceso los especímenes son rotados en dos o tres ejes mutuamente perpendiculares, en diferentes proporciones uno de otros y más bajos que la frecuencia del campo, así que los especímenes son presentados para desmagnetizarse en todas las orientaciones. Este proceso remueve las componentes secundarias menos estables de la remanencia natural, la cual puede ser viscosa en origen o isotermoremanente inducida por campos asociados con rayos, dejando mucho de la TRM primaria o la CRM, la cual es medida. La forma de onda del campo magnético alterno es sinusoidal con decaimiento lineal en la magnitud con el tiempo; el máximo valor de esta desmagnetización por AF puede ser llamado H_{AF} y la forma de onda está representada en la figura 2.1 (Butler, 1998).

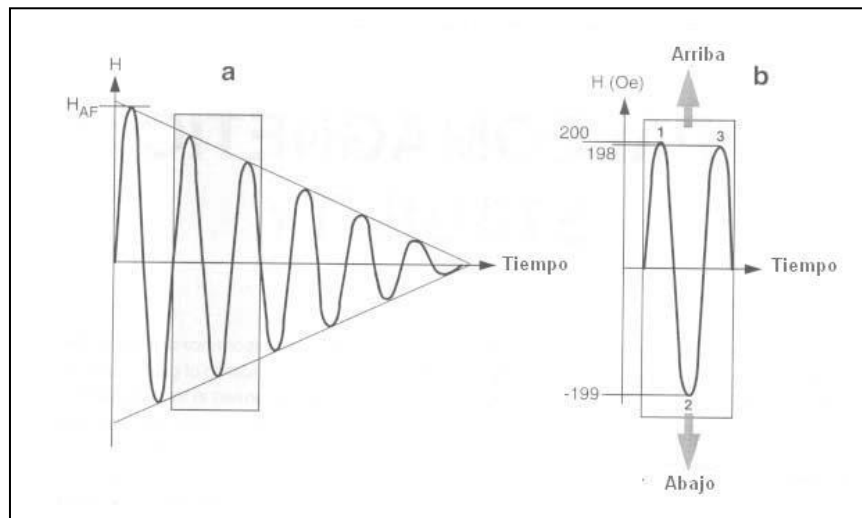


Figura 2.1. Representación esquemática de desmagnetización por campos alternos **a)** Forma de onda generalizada del campo magnético usada en desmagnetización por AF mostrando el campo magnético contra el tiempo; la forma de onda es un senoide con decaimiento lineal en la amplitud; la máxima amplitud del campo magnético es igual al campo máximo H_{AF} ; la región sombreada es ampliada en el inciso (b). **b)** Inspección detallada de una porción de la forma de onda desmagnetizada por AF. Dos picos sucesivos y uno intermedio a través del campo magnético se muestran como una función del tiempo; el punto 1 y 3 presenta Oersted (Oe) positivos mientras el punto 2 presenta Oe negativos (Obtenida de Butler, 1998).

La explicación de la figura 2.1 se presenta a continuación, tomada de Butler (1998): Imaginemos que el punto 1, en la figura, tiene magnitud de 200 Oe (20 mT) y que arbitrariamente se define esta dirección hacia arriba. Los momentos magnéticos de todos los granos en el espécimen con fuerza coercitiva $h_c \leq 200$ Oe (20 mT) serán forzados a éste punto en la dirección arriba. El campo magnético entonces pasa a través del cero a un máximo en la dirección opuesta. Si la magnitud del campo magnético sinusoidal disminuye un Oe cada medio ciclo, el campo en el punto 2 será de 199 Oe (19.9 mT) en la dirección abajo, y todos los granos con $h_c \leq 199$ Oe (19.9 mT) tendrán el momento magnético hacia la dirección

abajo. Después del punto 2, el campo magnético pasará a través del cero y aumenta a 198 Oe (19.8 mT) en la dirección hacia arriba en el punto 3, entonces los granos magnéticos con $h_c \leq 198$ Oe (19.8 mT) tienen momento magnético apuntando hacia arriba. Los momentos magnéticos totales de granos en estos dos intervalos h_c aproximadamente se cancelarán uno con otro. Por lo tanto, la contribución total de todos los granos con $h_c \leq H_{AF}$ será destruida; solamente la NRM de granos con $h_c \geq H_{AF}$ permanecerá. Así la desmagnetización por AF se puede usar para borrar la NRM llevada por granos con coercitividad menores que el campo desmagnetizante máximo.

Stacey y Banerjee (1974) mencionan que la forma de la curva de desmagnetización de un material depende de sus propiedades, tales como tamaño de grano y coercitividad y también de la naturaleza de la remanencia. Pero esto es una característica necesaria de multidominio, aún cuando ellos han estado dando una remanencia estable como la magnetización termoremanente TRM, alguna desmagnetización ocurre aún en un casi moderado campo alternante, mientras los dominios sencillos pueden resistir completamente la desmagnetización hasta un campo comparable a la coercitividad de remanencia que haya sido aplicada.

2.2.2 Desmagnetización termal

Los granos magnéticos poseen un tiempo característico constante conocido como el “tiempo de relajación” τ el cual es una medida del tiempo requerido para que un grano alcance el equilibrio con lo que le rodea (Collinson, 1983). Valores de τ varían desde una pequeña fracción de segundo en materiales paramagnéticos y diamagnéticos en los cuales el equilibrio es recobrado rápidamente después de remover el campo aplicado a periodos que exceden 10^{10} años para granos que poseen una TRM o CRM muy estable (Collinson, 1983).

Tarling y Hrouda (1993) mencionan que para temperaturas debajo del punto de Curie, Néel (1955) define el tiempo de relajación τ como:

$$\frac{1}{\tau} = \frac{1}{C} \exp\left(-\frac{vB_c J_s}{2kT_{abs}}\right) \quad (14)$$

donde v es el volumen del grano, B_c es la coercitividad, J_s es la magnetización espontánea, k es la constante de Boltzmann, T_{abs} es la temperatura absoluta, C es un factor de frecuencia con un valor aproximado a 10^{10} s^{-1} . La definición refleja el hecho de que el tiempo de relajación es fuertemente dependiente de la temperatura ambiente para un grano magnético dado. Mientras el grano se enfría desde su punto de Curie, su tiempo de relajación se incrementa exponencialmente con el decremento de

la temperatura; cerca del punto de curie el grano puede actuar como una sustancia superparamagnética, pero el tiempo de la temperatura ha caído a un nivel en el cual τ es del orden de minutos, además la disminución de la temperatura da como resultado un bloqueo de la remanencia dentro del grano para un tiempo que excede la duración del experimento de laboratorio; esta temperatura es llamada Temperatura de Bloqueo (T_B); o la temperatura en la cual la transición ocurre (Butler, 1998).

La teoría de remoción selectiva de la NRM secundaria (generalmente la VRM) por desmagnetización termal parcial (PTRM) se ilustra en la figura 2.2. Butler (1998) la explica como se describe a continuación, granos con dominio sencillo SD con corto tiempo de relajación τ pueden adquirir VRM; granos SD con largo τ son estables contra la adquisición de VRM.

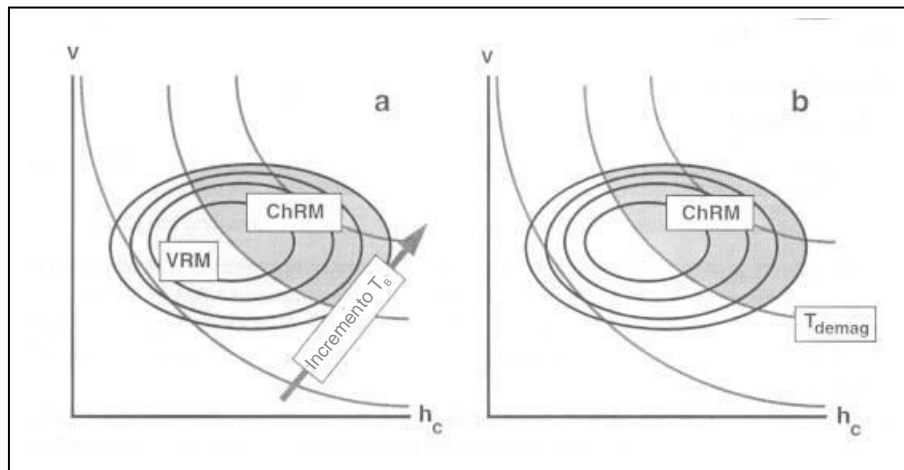


Figura 2.2 Esquema de desmagnetización termal. (a) volumen de los granos vs fuerza coercitiva microscópica (h_c) para una población hipotética de granos de SD. Los círculos muestran el área de concentración de granos de dominio sencillo; las líneas atravesando las áreas circulares representan el tiempo de relajación τ y T_B con valores incrementándose desde la izquierda inferior hasta la derecha superior; granos con bajo τ y baja T_B conducen la VRM preferentemente; estos granos ocupan la región gris clara y los granos con alta τ y alta T_B portan la magnetización remanente característica (ChRM); estos ocupan la región gris oscura. (b) llevando la desmagnetización termal a temperatura T_{demag} , la NRM en granos SD con $T_B < T_{demag}$ es borrada. Solamente la ChRM en granos SD con alta T_B permanecen (obtenida de Butler, 1998).

En el desarrollo de la magnetización remanente termoviscosa (TVRM) se mostró que granos SD con corto τ también tienen baja T_B y este es el principio fundamental de la desmagnetización termal parcial. La figura 2.2 muestra líneas de igual τ en un diagrama v - h_c también son líneas de igual T_B y granos SD los cuales portan predominante VRM también tiene baja T_B . Esta es la situación del diagrama de la figura 2.2a, la eficacia de la desmagnetización termal en borrar la VRM puede ser entendida al darse cuenta que la desmagnetización termal a $T_{demag} \geq T_B$ de granos que llevan VRM borrarán selectivamente la VRM, dejando sin afectar la magnetización remanente característica (ChRM) llevada por granos con mas largo τ (igual a mayor T_B).

La propiedad común para granos portadores de NRM secundaria en rocas con presencia de hematita es su bajo τ resultante del bajo producto $v \cdot h_c$. Granos con alta fuerza coercitiva h_c , pero pequeño volumen

v, pueden llevar la NRM secundaria; pero estos granos podrían no ser eliminados por campos alternos porque su fuerza coercitiva puede exceder el máximo campo H_{AF} . Por lo tanto, en rocas con hematita como el mineral ferromagnético dominante, la remoción de la VRM invariablemente requiere de desmagnetización termal. Se han tenido éxitos en sedimentos rojos (*Collinson, 1983*) y en lechos rojos (*Dunlop, 1970*) en los cuales la PTRM adquirida durante el sepultamiento y la VRM adquirida en un campo magnético reciente son fuentes comunes de NRM secundaria.

2.2.2.1 Desmagnetización termal por pasos

La desmagnetización termal es la más usada y exitosa técnica para la limpieza termal durante la rutina de mediciones paleomagnéticas. Después de que la NRM ha sido medida, las muestras de roca son calentadas de 80-100° C, enfriadas en un campo magnético cero y su NRM medida. Este proceso es repetido usando altas temperaturas sucesivamente hasta que es evidente que los componentes de la NRM secundaria han sido removidos (*Collinson, 1983*).

El mismo autor refiere que el principal requerimiento para una exitosa limpieza termal es el enfriamiento de las rocas en un ambiente de campo cero, para evitar la adquisición de magnetización termoremanente viscosa PTRM de suficiente intensidad para contribuir significativamente a la NRM permanente. El campo cero depende de varios factores: 100nT pueden dar resultados satisfactorios para sedimentos fuertemente magnetizados calentados a 150° C mientras en una roca con muy débil NRM enfriada a 500° C, magnetita, quizá, formada en la roca a través del cambio químico promovido por el calentamiento, puede adquirir una dominante PTRM en 10 nT. Para desmagnetización de sedimentos es usual procurar a un campo magnético máximo residual de 1nT.

Un problema encontrado en la limpieza termal es la destrucción completa o parcial de minerales portadores de la NRM, ya sea por cambios químicos o de fase o estado físico (*Collinson, 1983*). Ejemplos de los primeros son, la oxidación de la Ti-magnetitas o de magnetita a hematita, en rocas lunares, de hierro a magnetita y hematita: el cambio de fase es improbable, pero la alteración del estado físico de granos de hierro se cree es importante en algunas rocas lunares (*Banerjee et al., 1974*). La alteración mineral ciertamente se reflejará en cambios de propiedades magnéticas de la roca. El calentamiento en el aire promueve la oxidación, la cual se asocia, generalmente, a la disminución de la susceptibilidad inicial, remanencia isothermal o magnetización inducida (*Collinson, 1983*). También puede haber indicaciones de la alteración mineral en los cambios de dirección e intensidad de la NRM que se generan durante el calentamiento. Si las magnetizaciones primaria y secundaria son llevadas por el mismo mineral, una dirección estable es improbable a ser alcanzada antes de que la alteración se complete. Si la magnetización es portada por diferentes minerales existen varios resultados posibles dependiendo de si uno o ambos minerales cambian y cual es el que está llevando cual magnetización. La no repetición de la intensidad y dirección de la NRM después de un segundo calentamiento a la misma temperatura puede

indicar que más de un desbloqueo termal está sucediendo, probando que las muestras son mantenidas en la temperatura por sólo algunos minutos.

2.3 Representación de la magnetización natural remanente NRM

Los datos paleomagnéticos son un grupo de medidas de direcciones e intensidades de desmagnetización de muestras de rocas (Collinson, 1983). Los cambios en la dirección que ocurren durante la desmagnetización pueden ser desplegados sobre alguna proyección conveniente, como la de Lambert de igual área o una proyección estereográfica para su valoración inicial; los cambios de intensidad correspondientes pueden ser graficados contra el campo alterno aplicado o la temperatura (*Ibid.*, 1983). Entonces la representación del camino que sigue la magnetización de acuerdo a las diferentes técnicas de limpieza magnética se puede ver gráficamente en un ciclo de histéresis o en un diagrama de Zijderveld (Collinson, 1983).

2.3.1. Ciclo de histéresis

Tauxe (2007) menciona que las mediciones del momento magnético m en función del campo aplicado B se hacen en una variedad de instrumentos tales como el magnetómetro de muestra vibrante (VSM) o el magnetómetro de gradiente de fuerza alternante (AGFM). En éste último una muestra es emplazada o puesta sobre un tallo entre dos polos de un gran magneto, hay una sonda montada detrás de la muestra que mide el campo magnético aplicado y pequeñas bobinas sobre las piezas polares que modulan el gradiente del campo magnético aplicado (por lo tanto alternando el gradiente de fuerza). La muestra vibra en respuesta al cambio del campo magnético y la amplitud de la vibración es proporcional al momento en el eje de la dirección del campo aplicado. La vibración del tallo de la muestra es medida y calibrada en términos del momento magnético. El magnetómetro es solo sensible al componente inducido m paralelo al campo aplicado H_0 , el cual es $m_{||} = m \cos \Phi$ (porque los términos fuera del eje se elevan al cuadrado y son muy pequeños, por lo tanto pueden ser ignorados). En el experimento de histéresis, por lo tanto el momento paralelo al campo $m_{||}$ es medido en función del campo aplicado B (Figura 3.1, pág. 39).

Cuando las partículas simples, están sujetas a un campo aplicado recorren un camino conocido como ciclo de histéresis, Tauxe (2007) refiere que si imaginamos una partícula SD con anisotropía uniaxial, la magnetización esta en estado de saturación y en la ausencia de un campo aplicado está restringida a yacer a lo largo del eje fácil. Si se aplica un campo magnético en la dirección opuesta (ver la trayectoria 1 de la figura 2.3) cuando B alcanza (el campo cambiante) B_f en magnitud, la magnetización cambia a la dirección opuesta (ver trayectoria2 de la figura 2.3) y no cambiará a pesar de que tan alto el campo vaya. El campo entonces es disminuido a cero y entonces se incrementa a lo largo del trayecto3 de la figura

2.3, hasta que B_f es alcanzado otra vez. La magnetización entonces cambia de regreso a la dirección original (trayecto 4 de la figura 2.3).

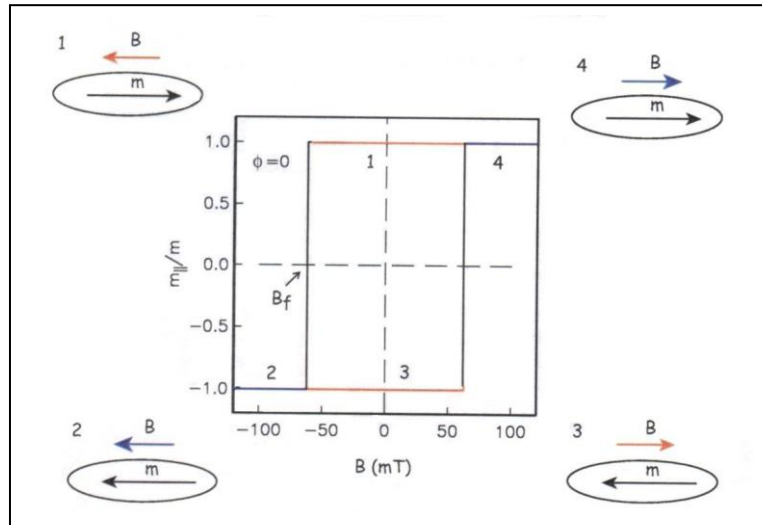


Figura 2.3. Momento medido para una partícula ($\Phi = 0^\circ$) con un campo aplicado en 0 militeslas mT e incrementado en la dirección opuesta a lo largo de la trayectoria 1. Cuando el campo cambiante B_f es alcanzado el momento cambia (o se voltea) a la otra dirección a lo largo de la ruta 2. El campo entonces cambia de signo y disminuye a lo largo de la trayectoria 3 a cero, entonces se incrementa de nuevo al campo cambiante. El momento cambia de posición y el campo se incrementa a lo largo de la trayectoria 4 (Tauxe, 2007).

Tauxe (2007) también dice que en rocas con un ensamblaje de partículas orientadas aleatoriamente con anisotropía uniaxial, se podría medir la suma de los millones de pequeños ciclos individuales. Un espécimen de tal roca podría producir un *loop* similar al de la figura 2.4a. En la figura 2.4a, si el campo es aplicado primero a un espécimen desmagnetizado, la pendiente inicial es la susceptibilidad magnética (X_{if}). Si el campo se incrementa más allá del campo cambiante de algún grano magnético y regresa a cero, la remanencia neta es llamada remanencia isoterma (IRM). Si el campo es incrementado a $+B_{max}$, todas las magnetizaciones son dirigidas hacia la dirección del campo y la magnetización neta es igual a la suma de todas las magnetizaciones individuales y esta es la magnetización de saturación M_s . Cuando el campo es reducido a cero, los momentos se relajan de regreso a sus ejes fáciles individuales, muchos de los cuales están en un ángulo más alto a la dirección del campo saturante y se cancelan uno con otro. La remanencia neta después de la saturación es llamada la magnetización remanente de saturación M_r (algunas veces saturación de remanencia isoterma, sIRM). Para un ensamblaje de dominio sencillo de partículas uniaxiales,

$M_r/M_s = 0.5$. El campo necesario para reducir el momento neto a cero es definido como el campo coercitivo B_c . La coercitividad de remanencia B_{cr} es definida como el campo magnético requerido para cambiar irreversiblemente la mitad de los momentos magnéticos (así la remanencia neta después de la aplicación de $-B_{cr}$ a una remanencia de saturación es cero). B_{cr} es siempre más grande o igual a B_c y la

proporción B_{cr}/B_c para nuestro ensamblaje aleatorio de partículas uniaxiales SD es 1.09 (Wohlfarth, 1958; Tauxe, 2007). Ver figura 2.4a.

La figura 2.4a es el caso idealizado en el cual sólo partículas ferromagnéticas participan en las mediciones de histéresis. En especímenes reales puede coexistir una mezcla de partículas paramagnéticas, diamagnéticas y ferromagnéticas (Tauxe, 2007) y su representación puede lucir como la figura 2.4b; la misma autora menciona que la pendiente inicial de un experimento de histéresis, comenzando desde un estado desmagnetizado en el cual el campo es elevado desde cero a valores altos es la susceptibilidad magnética χ_{lf} (ver figura 2.4a). Si el campo es apagado la magnetización regresará otra vez a cero. Pero como el campo se incrementa pasó al campo cambiante más bajo, la remanencia no será ya cero sino algo de remanencia isothermal.

Una vez todos los momentos de partícula han cambiado y la magnetización de saturación ha sido alcanzada, la pendiente relacionada a la magnetización y el campo aplicado refleja solo la susceptibilidad paramagnética y/o diamagnética, llamada χ_{hf} , en la figura 2.4b. A fin de estimar la magnetización de saturación y la remanencia de saturación, se debe restar primero la pendiente de campo alto, haciendo esto da la línea azul punteada con los diferentes parámetros de histéresis definidos en la figura 2.4a. (Tauxe, 2007).

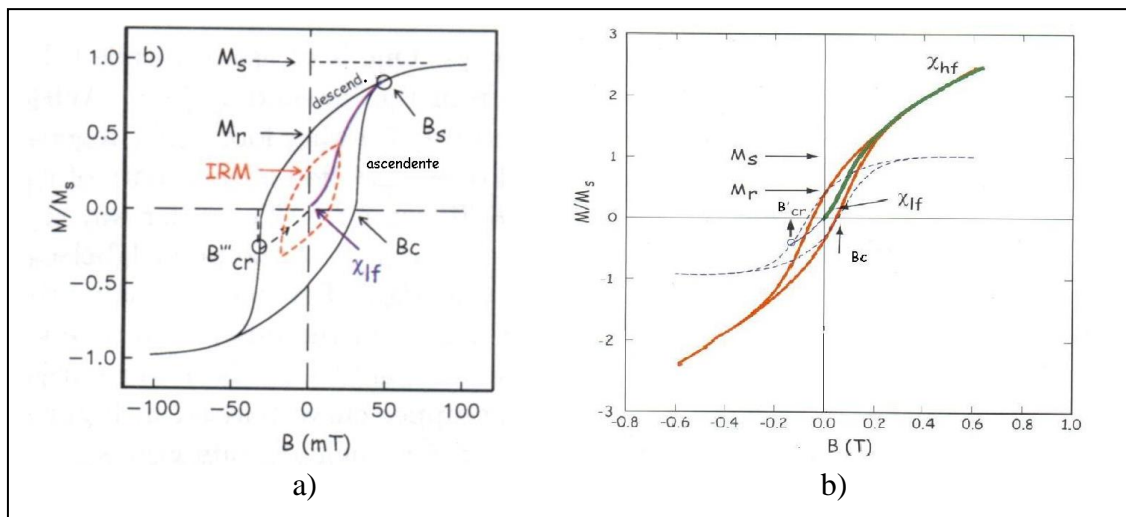


Figura 2.4. (a) Ciclo de histéresis teórico. (b) Ciclo de histéresis de especímenes "reales". En el inciso b se observa una línea verde: es el comportamiento inicial del espécimen desmagnetizado mientras un campo aplicado se eleva desde cero al campo de saturación. La pendiente inicial es la susceptibilidad (χ_{lf}). Después que la saturación es alcanzada la pendiente es la susceptibilidad χ_{hf} (en campo alto) la cual es la contribución no ferromagnética, en este caso la susceptibilidad paramagnética es positiva (porque χ_{hf} es positiva). La línea punteada azul es el ciclo de histéresis después de la pendiente paramagnética ha sido sustraída. La magnetización de saturación M_s es el máximo valor de magnetización después de la corrección de la pendiente. La remanencia de saturación M_r es el valor de la magnetización permanente en un campo cero aplicado. La coercitividad B_c , es el campo necesario para reducir el momento neto a cero; y la coercitividad de remanencia

Bcr es definida como el campo magnético requerido para cambiar irreversiblemente la mitad de los momentos magnéticos (Tauxe, 2007).

2.3.2 Proyecciones ortogonales

El método de presentación de datos que combina los cambios en intensidad y dirección sobre el mismo diagrama se deben a Wilson (1961a) y Zijdeveld (1967) en Collinson (1983). El fin del vector de magnetización total es proyectado como puntos sobre dos planos ortogonales, el plano horizontal conteniendo el vector $(X^2+Y^2)^{1/2}$ y ya sea el plano vertical y $X(X^2+Z^2)^{1/2}$ o el vertical y $Y(Y^2+Z^2)^{1/2}$ donde X, Y, Z son los componentes de magnetización referidos al diagrama de ejes. Las direcciones +X, -X, +Y, -Y son a veces mostradas como N, S, E y W respectivamente sobre los diagramas. Estos planos son mostrados como áreas adyacentes con un eje común sobre el diagrama (figura 2.5a), y los ejes están escalados en unidades de intensidad apropiadas. La intensidad de cada componente de NRM proyectada es entonces proporcional a la distancia desde el origen de los puntos correspondientes. Como la desmagnetización continúa los puntos sobre cada plano trazaran rutas de acuerdo a los cambios en Declinación, Inclinación e Intensidad de magnetización. Es usual denotar las proyecciones sobre planos horizontales y verticales con símbolos oscuros y blancos respectivamente (Collinson, 1983). En el caso más simple de limpieza magnética, una sola magnetización secundaria J_s es removida progresivamente sin alteración de la NRM primaria J_p , es decir, el espectro de coercitividad de J_p y J_s no se cruzan. En el caso donde dos magnetizaciones están en diferentes direcciones en la muestra el proceso de limpieza es indicado por una migración estable de direcciones de NRM (a lo largo de un gran círculo sobre una proyección) hasta que la dirección de la NRM primaria es alcanzada, con un valor persistente ocurriendo en el diagrama de la intensidad contra el campo alternante o la temperatura. *Ibid.*, p.367.

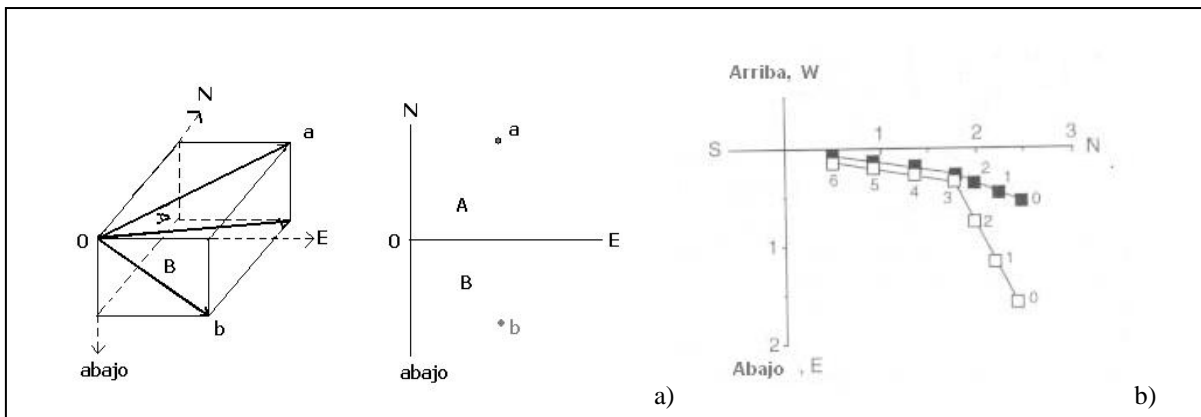


Figura 2.5. a) Representación de las direcciones sobre un diagrama de Zijdeveld. Modificada de Collinson (1983). b) Proyección horizontal y vertical combinada en un diagrama de componentes vectoriales o de Zijdeveld. Puntos oscuros indican los puntos finales vectoriales proyectados sobre el plano horizontal; puntos

de datos en color blanco indican puntos finales vectoriales proyectados sobre el plano vertical, los números adyacentes a estos son los niveles de desmagnetización. (Butler, 1998).

En el diagrama de Zijdeveld o proyecciones ortogonales, los puntos se moverán a lo largo de líneas rectas a posiciones correspondientes a los componentes del vector NRM primario: si la desmagnetización es continuada y la NRM primaria decae los puntos caerán subsecuentemente sobre líneas dirigidas hacia el origen, la dirección del vector combinado permanece constante (figura 2.5b). Por lo tanto un diagrama de Zijdeveld en el cual cada sector consiste de dos líneas rectas indica la presencia de dos componentes de NRM sin espectro de coercitividad traslapado.

La característica del diagrama de componentes vectoriales es su habilidad para desplegar la información de intensidad y dirección sobre un solo diagrama proyectando el vector sobre planos ortogonales (Butler, 1998). En el diagrama de componentes vectoriales la base del vector NRM esta localizada en el origen de un sistema coordenado cartesiano y la punta del vector es proyectada sobre dos planos ortogonales. La distancia de cada punto de dato a partir del origen es proporcional a la intensidad del vector NRM proyectado sobre el plano. Para construir un vector NRM observado durante el proceso de desmagnetización es descompuesto en sus componentes Norte N, Este E, y vertical (abajo o Down):

$$N_i = NRM_i \cos I_i \cos D_i; \quad E_i = NRM_i \cos I_i \sin D_i, \quad Z_i = NRM_i \sin I_i \quad (15)$$

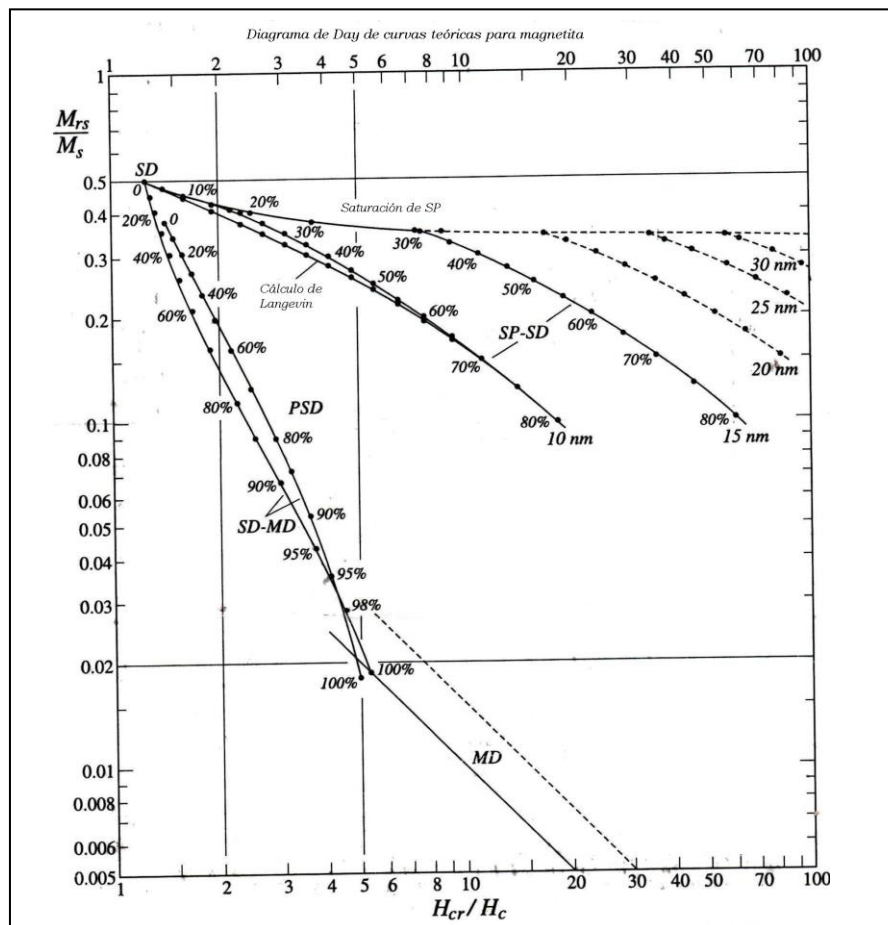
donde la NRM_i es la intensidad e I_i , D_i son la inclinación y declinación i -ésimas de la NRM_i . La figura 2.5b muestra un vector de componentes vectoriales desplegando la desmagnetización progresiva de los datos.

2.3.3 Diagrama de Day

Day y colaboradores (1977) propusieron un gráfico de la proporción M_r/M_s de la magnetización remanente de saturación y la magnetización de la saturación contra la proporción H_{cr}/H_c de la fuerza coercitiva remanente y la fuerza coercitiva como un método para discriminar el estado de dominio de las partículas: dominio sencillo SD, pseudo dominio sencillo PSD, multidominio MD y por consecuencia el tamaño del grano. Para el tamaño de granos de titanomagnetita ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) las proporciones de magnetización y coercitividad siguen una curva aproximadamente hiperbólica para las cuatro composiciones probadas por Day y colaboradores ($x = 0.2, 0.4, 0.6$) (Dunlop, 2002a). También menciona que hay una tendencia monotonica con el tamaño de grano, los granos mas finos se aproximan a valores de M_r/M_s y H_{cr}/H_c de punto final de SD y los de grano grueso se aproximan a valores multidominio. Igualmente refiere que hay datos de granos del mismo tamaño con diferente composición que yacen en diferentes partes de la curva y como este diagrama ha sido usado en muchos estudios paleomagnéticos, se ha visto que los datos no pueden ser explicados por una sola curva y por lo tanto existen diferentes tipos de mezclas de los granos SD, PSD, SP, MD responsables de diferentes tendencias en el

comportamiento de los datos. Para más detalle ver [Dunlop \(2002, a y b\)](#). El diagrama M_{rs}/M_s contra H_{cr}/H_c ([Day et al., 1977](#)) está usualmente dividido en regiones SD, PSD y MD. Day y colaboradores usaron $M_{rs}/M_s=0.5$ y $H_{cr}/H_c=1.5$ como límites de SD para titanomagnetitas de todas las composiciones. Para granos no equidimensionales de minerales fuertemente magnéticos como la magnetita, la anisotropía uniaxial dicta un valor SD de $M_{rs}/M_s=0.5$ y para granos SD equidimensionales de magnetita o TM60 tienen $M_{rs}/M_s=0.866$ ó 0.832 (de anisotropía magnetocristalina negativa y positiva respectivamente). La proporción H_{cr}/H_c para granos SD puede variar de 1.09 (coercitividad simple) a ~ 2 (amplia distribución de coercitividad) ([Dunlop, 2002a](#)).

Los valores $M_{rs}/M_s=0.05$ y $H_{cr}/H_c=4$ como límites MD para titanomagnetitas de todas las composiciones ([Day et al., 1977](#)). [Dunlop \(2002a\)](#) sugiere los valores de $M_{rs}/M_s=0.02$ y $H_{cr}/H_c=5$ como valores límites entre la región PSD y MD y adiciona una nueva región con $M_{rs}/M_s > 0.1$ y valores de H_{cr}/H_c tan grandes como 100, que se han asociado con mezclas de granos SP y SD. Para granos MD de magnetita hay una amplia distribución de valores sobre un diagrama log-log de Day desde $M_{rs}/M_s \approx 0.02$ y $H_{cr}/H_c \approx 5$ a $M_{rs}/M_s \approx 0.001$ y $H_{cr}/H_c \approx 100$. *Ibid.*, p20. Un ejemplo del diagrama de Day para magnetita se puede ver en la [figura 2.6](#).



a)

Figura 2.6 a). Diagrama teórico de Day para magnetita con límites de [Dunlop \(2002a\)](#).

2.3.4 Magnetización y susceptibilidad en función de la temperatura

El cambio en la magnetización de saturación con la temperatura es un indicador importante de la mineralogía magnética, porque es independiente del tamaño de grano y la forma (Opdyke y Channell, 1996). La temperatura en la cual la magnetización de saturación desaparece es la temperatura de Curie o de Néel, la cual es la temperatura en la que la energía termal impide la alineación del momento de espín. Esta temperatura es característica de la mineralogía magnética. Las temperaturas de Curie y Néel indican la composición y en circunstancias favorables las temperaturas de Curie corresponden a varias fases magnéticas que pueden ser observadas. La alteración de minerales magnéticos durante el calentamiento puede oscurecer el punto de Néel o de Curie del mineral original y producir curvas irreversibles. Esta irreversibilidad puede ser útil para detectar la presencia de maghemita que se convierte a hematita alrededor de 300°C y para determinar la presencia de sulfuros de hierro, los cuales se alteran a magnetita cuando se calientan al aire (Opdyke y Channell, 1996).

La susceptibilidad a veces es medida de forma rutinaria después de cada paso de medición durante la desmagnetización termal para monitorear los cambios en la mineralogía magnética durante el calentamiento. El calentamiento en aire produce oxidación. Por ejemplo la transición de maghemita a hematita se produce en 300°C indicado por la disminución de la susceptibilidad. Esta disminución será enmascarada si hay sulfuros de hierro o titanohematita, pues estos se oxidan con el aire a magnetita, la cual tiene una susceptibilidad alta, comparable con la de la maghemita. La formación de magnetita durante la desmagnetización termal puede resultar en una magnetización espuria (Opdyke y Channell, 1996). La curva de calentamiento da información sobre los minerales primarios, mientras la curva de enfriamiento da información de minerales magnéticos secundarios (González Rangel, 2009).

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

3.1 Obtención de núcleos

En este capítulo se describe el proceso para la obtención de los núcleos y de los especímenes seleccionados para su medición en los diferentes equipos y la aplicación de las diferentes técnicas para obtener los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética y de magnetización natural y remanente de los especímenes para este estudio.

Los científicos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) establecieron un programa de perforación científica para recuperar núcleos del cráter de impacto de Chicxulub. El programa fue llevado a cabo en 1994 con una perforación inicial de cinco pozos: UNAM-1 a UNAM-5 con recuperación continua y al siguiente año tres pozos más fueron perforados, los denominados UNAM-6 a UNAM-8 para investigar la secuencia carbonatada Terciaria dentro y fuera de la estructura ([Rebolledo et al., 2000](#)).

3.1.1 Pozos UNAM

La perforación de los pozos UNAM (1 a 5 y 6 a 8) se realizó con un equipo de perforación giratorio, compuesto por dos anillos de perforación JKS *Boyles* modelos BBS-45 y BBS-37 ([Rebolledo et al. 2000](#)). Las herramientas de perforación consistieron de tres tuberías con diámetro estándar y barrenas de muestreo con puntas impregnadas de diamante y equipo adicional para el bombeo usado para los fluidos de la perforación. Los núcleos fueron lavados en el sitio y marcados con flechas apuntando hacia la profundidad y puestos en cajas, con aproximadamente 3m de núcleos cada una. La recuperación de núcleos del UNAM-6 se llevó a cabo en tres etapas. 1) La perforación fue hecha desde los 6.2 hasta los 99.1m la perforación fue obteniéndose 39.95m. 2) La perforación se inicio desde los 99.1 hasta los 420.5m, con recuperación de núcleos de 303m. 3) La etapa final se llevó a cabo con una perforadora de 5.6cm de diámetro entre los 420 y 700m ([Urrutia et al., 1996](#)).

Para la obtención de los especímenes cilíndricos de los pozos UNAM-5, UNAM-6 y Yaxcopoil-1 se seleccionaron fragmentos de núcleos que se cortaron con la cortadora MK Diamont modelo MK-101 y para la perforación se usó un taladro Delta type 1 model DP400. Con una prensa de taladro de 16 ½" con ¾ de caballos de fuerza (HP); HZ: 60; V: 115/230, PH: 1; A: 10/5 y RPM: 1720; con un barreno con polvo de diamante en la punta. Los núcleos fueron lavados y marcados con una flecha apuntando hacia la profundidad. Los especímenes de la unidad 1 (332-347.05m) del UNAM-5, se perforaron en seco porque con el agua se deshacían fácilmente, para todas las demás unidades se usó agua. Todos los

especímenes de los núcleos del UNAM-6 se perforaron con agua. Las mediciones de susceptibilidad del UNAM-6 se hicieron cada 60 cm en intervalos de 3m los cuales se tomaron a lo largo de toda la secuencia (*Urrutia et al., 1996*). Para este estudio del pozo UNAM-6, se tomaron como criterios de selección el cambio en el color de la matriz de los núcleos, su textura y clastos y características relevantes observadas y se obtuvieron 149 especímenes. Para el UNAM-5, se obtuvieron 35 especímenes más para complementar los ya obtenidos en el trabajo de *Velasco Villarreal (2006)* donde se usaron 80. Para el Yaxcopoil-1 se obtuvieron 87 especímenes. La selección de todos los especímenes se hizo lo más uniformemente posible aunque a veces no fue viable obtenerlos porque algunas partes de los núcleos no estaban o porque ya habían sido tomados o estaban apartadas para otras investigaciones.

3.1.2 Pozo Yaxcopoil-1

El proyecto de perforación para la obtención de los núcleos del pozo Yaxcopoil-1 (Yax-1), fue financiado por el Programa de Perforación Científica Continental Internacional (ICDP) y la UNAM y coordinado por ésta última (*Urrutia Fucugauchi et al., 2004*). El pozo fue perforado en el sector sur de Yucatán a una distancia radial de ~62km del centro del cráter en Chicxulub Puerto. Para las perforaciones se usó un equipo de plataforma de perforación giratorio INDECO de Perforaciones Industriales Térmicas, S.A. (PITSA) y un dispositivo de extracción de muestras, de perforación, observación y muestreo de la corteza continental terrestre (DOSECC). El modo rotatorio fue usado para perforar la superficie a una profundidad de 404m. Después de unas corridas de registros la perforación fue continua con la obtención de núcleos de la secuencia carbonatada y la litología de impacto. El diámetro del núcleo de 63.5mm fue obtenido a la profundidad de 993m. A esta profundidad la extracción de núcleos se hizo complicada y eventualmente fue dejada en el pozo como cubierta. La extracción de muestras se reanudó obteniéndose núcleos con diámetro de 47.6mm hasta la profundidad de 1511m.

Las observaciones de los núcleos del Yax-1 incluyeron, susceptibilidad magnética, contenido de elementos radiactivos, rayos gamma, resistividad eléctrica, temperatura entre otros. Los núcleos fueron depositados temporalmente en la Universidad de Yucatán, en Mérida, fotografiados y guardados en segmentos de núcleos, después de su inspección fueron cortados longitudinalmente, una mitad quedó como proyecto de archivo, mientras la otra está disponible para muestreo por el equipo de ciencia del Proyecto de Perforación Científica Chicxulub (CSDP), los núcleos fueron inspeccionados digitalmente con imágenes de alta resolución.

Para la obtención de los especímenes del Yax-1 se usó la misma cortadora y taladro usados para los núcleos UNAM-5 y UNAM-6. Las dos primeras unidades más superficiales de las impactitas del Yax-1 también se perforaron en seco y con las restantes se usó agua por la misma razón anteriormente

mencionada. De la sección de impactitas se seleccionaron y obtuvieron más de 100 especímenes, los cuales fueron lavados y marcados para su medición posterior, pero sólo se eligieron 87 especímenes.

Es importante mencionar que las muestras no tienen acimut debido al método de obtención de los núcleos y sólo se conoce la profundidad, es decir, se sabe lo que es arriba, hacia la superficie y abajo, hacia la profundidad; sin embargo las muestras no orientadas pueden ser usadas para determinar la magnitud de la anisotropía y las propiedades petrológicas ([Tarling y Hrouda, 1993](#)).

Tabla 3.1 Pozos UNAM y Yaxcopoil-1

Pozo (localidad, abreviatura)	Profundidad alcanzada por perforación (m)	Contacto con la brecha de impacto (m)	Referencia	Grosor de la brecha de impacto (m)	Número de especímenes obtenidos para este estudio
UNAM-5 (Santa Elena, U5SE)	~504	332	Rebolledo et al. (2000)	172	35 (+) 80 (#)
UNAM-6 (Peto, U6-Peto)	700	282 257*	Urrutia et al. (1996); Urrutia et al. (2008)*	246.40 140**	149 (+)
Yaxcopoil-1 (Yax-1)	1511	795	Dressler et al. (2004); Stoffler et al. (2004); Urrutia, et al. (2004 y 2008).	100	87 (+)

** , (+), Para este estudio. (#) Selección de especímenes para realizar experimentos para este trabajo obtenidos de [Velasco Villarreal, 2006](#).

3.2. Medición de núcleos

3.2.1 Técnica de AMS

Para la medición de AMS de los especímenes se usó un susceptibilímetro Kappabridge KLY-2, su operación se basa en mediciones de cambios de inductividad en una bobina debido a un espécimen rocoso. Cada muestra se mide en 15 posiciones (manual de operación del KLY-2) a lo largo de tres ejes ortogonales entre sí, que posteriormente son analizados mediante el software *Anisoft3* con el que se obtienen las direcciones principales de susceptibilidad y los parámetros de anisotropía. El aparato se conecta a una computadora y mediante el programa ANI20 donde se generan y guardan los archivos de datos. El KLY-2 tiene una alta precisión (100, 200, 400, hasta $200,000 \times 10^{-6} \text{SI}$) y sensibilidad que hace posible medir rocas con propiedades magnética muy débiles además de que la unidad de medición está diseñada para medir especímenes rocoso regulares y también fragmentos. El programa provee los siguientes datos mediante el programa ANI20: la susceptibilidad promedio, el factor normalizante, las

susceptibilidades normalizadas, los factores de anisotropía: L, F, P, Pj T y q, las direcciones principales y el tensor normalizado.

3.2.2 Medición de la NRM

Para la medición de la NRM se usó el magnetómetro *Spinner JR6/JR6A*, que se usa para mediciones de especímenes rocosos en estudios de propiedades magnéticas. Mide especímenes cilíndricos de 2.5cm de diámetro por 2.2cm de largo en el receptáculo manual y cúbicos de aproximadamente hasta 10cm³ con una velocidad de rotación de 87.7 ó 16.7 Rev/s en un rango de medición de 0 a 12500A/m en 7 rangos, con una sensibilidad de 2.4 mA/m y ruido de 2.4 mA/m; tiene una potencia de 230, 120, 100 ±10%, 50/60Hz, 40VA y la temperatura de operación se encuentra entre +15 y 35°C. El magnetómetro usa el programa REMA6, el cual genera y muestra los datos: nombre de la muestra, componentes M(x), M(Y), M(Z), Modulus (A/m), Precisión (Prec), Declinación (D) e Inclinación (I). La medición se llevó a cabo de acuerdo con el patrón de medición del manual del JR6.

3.3 Técnicas de desmagnetización termal y por campos magnéticos alternos

Las dos rutinas de desmagnetización o técnicas de limpieza magnética más empleadas son los métodos termal y por campos alternos (AF). Un procedimiento general en desmagnetización progresiva es desmagnetizar de forma secuencial un espécimen a altos niveles, midiendo la magnetización natural remanente (NRM) permanente en cada paso. Un procedimiento general es aplicar la desmagnetización por campos alternos (AF) a algunos especímenes y la desmagnetización termal progresiva a otros; esto permite la comparación de resultados obtenidos en las dos técnicas, cuyo objetivo es la de revelar los componentes de la NRM que son portados por granos ferromagnéticos dentro de un intervalo particular de coercitividad o temperatura de bloqueo (*Collinson, 1983*).

Para la desmagnetización magnética por campos alternos se usó un desmagnetizador blindado *Molspin Limited 2 (NE2 2HE)*, éste facilita la desmagnetización por el método de campos alternos, el campo controlado electrónicamente tiene un valor máximo de 1000 Oersteds (Oe) (0.1T o 100 militeslas (mT)) a 180Hz. La muestra de roca que puede contener es de 25.4mm de diámetro a ~2.2cm de largo; es puesta en un vaso contenedor de dos ejes, la bobina desmagnetizante esta blindada por un escudo cúbico de triple pared mumetal⁵. Un ejemplo típico de desmagnetización es la siguiente progresión: 10, 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 600, 800 y 1000 Oe (*Collinson, 1983*). La secuencia de medición en este trabajo se

⁵ Mumetal.- Los escudos magnéticos de materiales de alta permeabilidad son especialmente aleaciones de Fe-Ni, como el Mumetal y Permalloy, o de Fe-Co, como el Permendur. En la tabla 5.1, pág. 146 de *Collinson (1983)* se pueden ver las propiedades magnéticas de materiales de alta permeabilidad. El Mumetal tiene una composición aproximada de Fe (20%), Ni (74%), Cu (5%) y Mn (1%); el Permalloy: Ni (78.5%), Fe (20.9%) y Mn (0.6%); el Permendur: Fe (50%) y Co (50%) datos tomados de *Jaramillo Morales y Alvarado Castellanos (1997, p.438)*.

puede ver en la [tabla 3.2](#). En este trabajo para cada conjunto de especímenes seleccionados de los pozos UNAM-5, UNAM-6 y Yaxcopoil-1 se desmagnetizaron de la siguiente forma: se midió la NRM inicial, antes de cualquier tratamiento, después se fueron aplicando los campos en el desmagnetizador Molspin y después de cada aplicación se medía la magnetización remanente (RM) en el magnetómetro JR-6 y la AMS en cada paso en el KLY-2, así sucesivamente con incrementos de 25, 50 y 100 Oersteds (Oe); el mismo procedimiento se usó para el proceso termal de los núcleos seleccionados. La secuencia de incrementos se muestra en la [tabla 3.2](#).

Para la desmagnetización térmica se usó un horno *Schonstedt* modelo TSD-1 con un blindaje de metal especial que permite nulificar el campo magnético en su interior, tiene una capacidad para 16 muestras y cuenta con dos cámaras, una donde se realiza el calentamiento y la otra de enfriamiento. Después de cada ciclo de calentamiento – enfriamiento se midió la magnetización remanente y la anisotropía de susceptibilidad magnética.

Tabla 3.2. Secuencia de medición de AF y temperaturas aplicadas a los especímenes seleccionados.

Pozo	Proceso	Secuencia de mediciones
Yaxcopoil-1 Yax-1	Campos alternos (mT)	0, 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90, 100
	Térmico (°C)	20, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 525, 550, 575, 600
UNAM-5 Santa Elena	Campos alternos (mT)	0, 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90, 100
	Térmico (°C)	20, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 525, 550, 580, 600, 640, 680
UNAM-6 Peto	Campos alternos (mT)	0, 2.5, 5, 7.5, 10, 12.5, 15, 17.5, 20, 22.5, 25, 27.5, 30, 32.5, 35, 37.5, 40, 42.5, 45, 50, 60, 70, 80, 90, 100

3.4 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura

Para los experimentos de susceptibilidad contra temperatura se usó un susceptibilímetro magnético *Bartington* modelo MS2, junto con un control del horno MS2WFP para un suministro de potencia de 110V. Y un horno *Bartington MS2W* tipo S: 0 a 900°C. Conectados a una computadora externa que usa el programa GEOLAB. La metodología seguida se describe a continuación: el espécimen, previamente molido, se coloca en un tubo de ensaye apropiado y se introduce en el horno, el programa da las instrucciones y se comienza a elevar la temperatura, usualmente desde 25 y 30°C hasta los 680 a 700°C, mientras el susceptibilímetro va desplegando las lecturas obtenidas durante el calentamiento y el enfriamiento, las lecturas se van guardando y cuando llega a la temperatura final se muestra la gráfica obtenida.

3.5 Histéresis

Para este procedimiento se seleccionaron fragmentos pequeños de especímenes seleccionados previamente de 20 a 30mg y se procedió a su medición en un magnetómetro de gradiente alternante (*Alternating Gradient Magnetometer*) o MicroMag AGM. Este magnetómetro es altamente sensible controlado por un computador con un sistema de medición de susceptibilidad capaz de medir propiedades magnéticas en un amplio rango de materiales Con campos máximos de 1.2 Tesla. Con este instrumento se obtienen los ciclos de histéresis y los parámetros de magnetización remanente de saturación (J_r), magnetización de saturación (J_s) y su fuerza coercitiva o resistencia a ser desmagnetizados (H_c). En la figura 3.1 se puede ver gráficamente el proceso de medición.

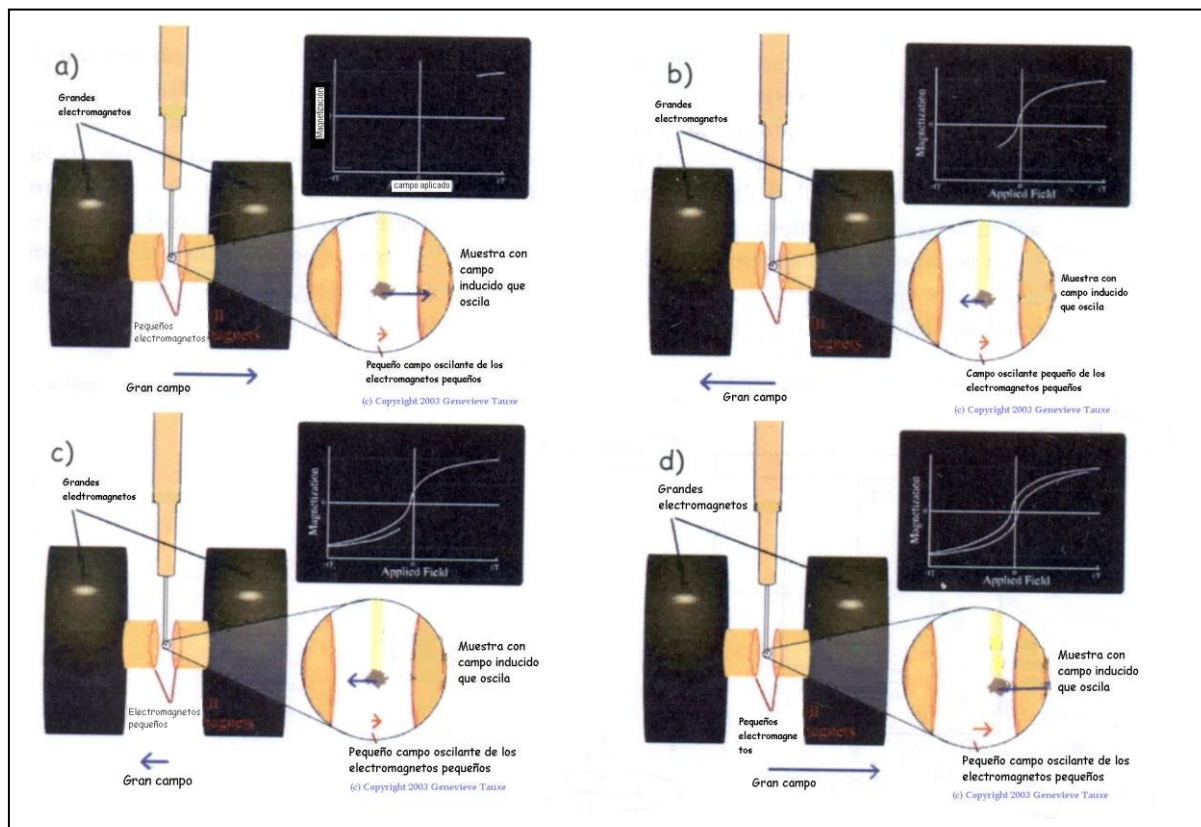


Figura 3.1. En la figura se observa la construcción de un ciclo de histéresis en un magnetómetro de fuerza alterna o AGFM. a) Una muestra es colgada entre dos pequeños electromagnetos que generan un campo oscilante. Estos son colocados entre los polos de un gran electromagneto que genera un campo de corriente directa en la dirección de la flecha azul, rotulada "gran campo". El campo de corriente directa (DC) induce un momento magnético en la muestra, mostrado en el círculo, el cual vibra con el campo oscilante. La vibración es transmitida a través del porta-muestras. La amplitud de la vibración es proporcional a la magnetización inducida. Esta es graficada en contra del "gran campo" aplicado en el ciclo de histéresis (figura derecha superior). Como el gran campo se reduce, así el campo inducido. b) Después de pasar a través del cero, el campo DC cambia signo (mostrado por la flecha azul de la figura inferior izquierda). En algún campo (el campo coercitivo), el momento inducido también cambia su signo de nuevo y la magnetización comienza su ciclo ascendente (diagrama superior derecho). d) Mientras el campo DC se aproxima a su máximo, el ciclo de histéresis comienza a cerrarse. Modificado de Tauxe, 2007.

3.6 Especímenes seleccionados

De la sección de impactitas del Yaxcopoil-1 se obtuvieron 87 especímenes; se seleccionaron un poco más de 100 y se obtuvieron 100 pero no todos se usaron porque algunos estaban muy pequeños y otros se rompieron; a los escogidos se les midió la NRM y la AMS. De estos se seleccionaron 16 especímenes para realizarles el proceso de desmagnetización térmica y 8 para campos alternos y a ambos su AMS. De otras muestras se recuperó material para realizar otros análisis como el de susceptibilidad contra temperatura e Histéresis. En la [tabla 3.3](#) se muestran los especímenes seleccionados.

De los núcleos del UNAM-5 y para la desmagnetización por campos alternos (AF) se seleccionaron 14 especímenes cilíndricos (~ 2cm de alto por 2.4cm de diámetro). Para la Desmagnetización Termal se seleccionaron 15 especímenes de forma cúbica (~8cm³). Hay que mencionar que tanto los cilindros como los cubos no tienen formas perfectas, pues un lado tiene forma semiredonda. Aparte de la desmagnetización se midió su AMS y también se realizaron experimentos de K vs Temperatura e histéresis. En la [tabla 3.4](#) se presentan los especímenes seleccionados con sus profundidades y el proceso al que fueron sometidos.

La [tabla 3.5](#) presenta los especímenes seleccionados de los núcleos del UNAM-6 para la desmagnetización por campos alternos, la AMS durante esta desmagnetización en cada paso, así como los experimentos de susceptibilidad contra temperatura, e histéresis.

Tabla 3.3. Especímenes del Yax-1 sometidos a diferentes procedimientos.

Muestra (y unidad estratigráfica)	Profundidad (m)	Desmagnetización Térmica	Desmagnetización Campos alternos	Experimento K vs. Temp.	Histéresis
BM5 (U3 o US)	824.054		O		O
BM7 (U3 o US)	825.925	O			
BM9 (U3 o US)	826.98	O		O	O
M10 (U3 o US)	827.885			O	
BM13 (U3 o US))	831.197		O	O	O
BM18 (U3 o US)	838.34	O		O	O
BM23 (U3 o US)	841.585	O		O	O
M31 (U4 o MS)	846.21			O	
BM32 (U4 o MS)	846.635		O	O	O
BM33 (U4 o MS)	847.235	O		O	O
BM36 (U4 o MS)	848.944	O		O	O
M39 (U4 o MS)	851.32			O	
BM42 (U4 o MS)	853.08	O		O	O
BM48 (U4 o MS)	857.47		O	O	O
M49 (U4 o MS)	858.18			O	
BM53 (U4 o MS)	860.717	O		O	O
BM59 (U5 o BMR)	865.26	O		O	O
M60 (U5 o BMR)	866.05			O	
BM62 (U5 o BMR)	869.22	O		O	O
M65 (U5 o BMR)	871.394			O	
BM66 (U5 o BMR)	871.95		O	O	O
BM69 (U5 o BMR)	874.083	O		O	O
BM71 (U5 o BMR)	878.01	O		O	O
BM72 (U5 o BMR)	878.353		O	O	O
BM75 (U5 o BMR)	883.935	O		O	O
BM77 (U6 o LS)	885.309		O	O	
BM77b (U6 o LS)	885.37	O			
M79 (U6 o LS)	888.276			O	
BM81 (U6 o LS)	890.18	O		O	O
BM82 (U6 o LS)	891.57		O	O	O
M83 (U6 o LS)	893.90			O	
BM85 (U6 o LS)	894.59	O		O	O

El símbolo O indica los experimentos realizados para éste espécimen. Lo mismo es para las [tablas 3.4 y 3.5](#).

Tabla 3.4. Especímenes del UNAM-5 sometidos a diferentes procedimientos.

Especimen (y unidad estratigráfica)	Profundidad (m)	Desmagneti- zación Térmica	Desmagneti- zación por Campos Alternos	Experimento K vs Temp.	Histéresis
Mir79 (U1)	341.62			O	
Mir80 (U1)	345.27			O	
Mir21 (U2A)	347.63	O			
SE-m17 (U2A)	348.66		O	O	
Mir23 (U2A)	355.24	O			
SE-m21 (U2A)	355.31		O	O	O
SE-m36 (U2A)	379.25		O	O	O
Mir6 (U2A)	379.31	O			
Mir12 (U2B)	390.44	O			
SE-m45 (U2B)	396.83		O	O	O
Mir16 (U2B)	402.92	O			
SE-m49 (U2B)	404.62		O	O	O
Mir25 (U3A)	412.39	O			
SE-m53 (U3A)	412.61		O	O	O
SE-m57 (U3A)	421.135		O	O	O
Mir32 (U3B)	424.41	O			
SE-m64 (U3B)	439.89		O		
Mir41 (U3C)	452.53	O			
SE-m71 (U3C)	454.5		O	O	O
Mir44 (U3C)	458.68	O			
SE-m75 (U3C)	462.77		O		
Mir48 (U3C)	463.85	O			
SE-m78 (U4A)	465.46		O	O	O
Mir52 (U4A)	467.65	O			
Mir55 (U4A)	474.97	O			
SE-m91 (U4A)	481.125		O	O	O
Mir60 (U4B)	487.08	O			
SE-m98 (U4B)	490.08		O	O	O
Mir67 (U4B)	496.08	O			
Mir74 (U4B)	502.72	O			
SE-m111 (U4B)	503.83		O	O	O

Tabla 3.5. Especímenes del UNAM-6 sometidos a diferentes procedimientos

Espécimen (y unidad estratigráfica)	Profundidad (m)	Desmagnetización Por Campos alternos	Experimento K vs. Temp.	Histéresis
m2U6 (A)	281.97			○
m10U6 (A)	287.33			○
m11U6 (A)	287.99			○
m14U6 (A)	291.126	○		
m15U6 (A)	291.56	○	○	○
m20U6 (A)	296.865			○
m22U6 (A)	298.07			○
m22bU6 (A)	fragmento			○
m34U6 (A)	306.97		○	○
m35U6 (A)	307.37			○
m38U6 (A)	308.407			○
m40U6 (A)	309.17			○
m43U6 (A)	310.6			○
m46U6 (A)	313			○
m47U6 (A)	313.91		○	○
m51U6 (A)	317.59		○	
m56U6 (A)	320.865	○		
m63U6 (B)	326.26			○
m68U6(B)	330.05			○
m96U6 (B)	349.66			○
m100U6 (B)	352.277	○		
M105U6 (B)	355.962			○
m112U6 (B)	359.32	○		
m115U6 (B)	360.613	○		
m117U6 (B)	363.67			○
m119U6 (B)	365.35	○	○	
m120U6 (B)	366.51			○
m124U6 (B)	370.074			○
m125U6 (B)	371.088			○
m130U6 (B)	373.15		○	○
m133U6 (C)	375.46			○
m136U6 (C)	378.59			○
m145U6 (C)	387.56			○
m146U6 (C)	387.8	○	○	○
m153U6 (C)	393.43			○
m154U6 (C)	394.39		○	
m159U6 (C)	398.605			○
m160U6 (C)	399.35			○
m164U6 (C)	403.44	○		
m167U6 (C)	406.575	○	○	○
m168U6 (C)	407.61			○
m169U6 (C)	407.755			○
m170U6 (C)	409.305			○
m175U6 (C)	411.77	○	○	

Continuación de la **tabla 3.5**

Espécimen (y unidad estratigráfica)	Profundidad (m)	Desmagnetización Por Campos alternos	Experimento K vs. Temp.	Histéresis
m177U6 (C)	413.366			O
m178U6 (C)	414.41	O	O	O
m179U6 (C)	414.88			O
m188U6 (C)	420.12		O	
m189U6 (C)	420.506	O		
m191U6 (C)	420.925	O		

CAPÍTULO 4

MARCO GEOLÓGICO DEL CRÁTER CHICXULUB

4.1 Localización

La península de Yucatán se extiende desde los 16° a los 22° de latitud norte y de los 86 a los 91° longitud oeste en la parte más oriental de la República Mexicana, abarca los estados de Campeche, Yucatán, Quintana Roo y porciones de Tabasco y Chiapas, además de Guatemala y Belice. Tiene un área aproximada de 300 000km² (López Ramos, 1975). (Figura 4.1). La península es una plataforma calcárea con baja variación superficial, se caracteriza por tener una edad Cenozoica y por estar compuesta de sedimentos marinos calcáreos (Ortega Gutiérrez et al., 1992). La superficie de calizas está marcada por abundantes cenotes, los cuales están integrados dentro de un sistema de drenaje subterráneo (López Ramos, 1975).

El cráter se localiza en el noroeste de la península de Yucatán, el centro de la estructura se encuentra en Chicxulub Puerto, aproximadamente a 6km de Puerto Progreso (figura 5.1) y fue identificado a partir de investigaciones de gravimetría y anomalías magnéticas conducidas como parte de los programas de perforación petrolera de PEMEX (Penfield y Camargo, 1981). En las pasadas décadas se han hecho considerables esfuerzos para estudiar el cráter (Alvarez et al., 1980; Hildebrand et al., 1991; Sharpton et al., 1992; Morgan et al., 1997) que se encuentra bien preservado porque está cubierto por una secuencia de rocas carbonatadas terciarias de casi 1000m de espesor (Grieve y Therriault, 2000).

4.2 Escenario geológico al momento del impacto

En Campeche, Quintana Roo y Yucatán, las rocas del Cretácico Superior estaban constituidas principalmente por evaporitas, calizas, dolomitas y anhidritas depositadas en condiciones de plataforma que prevalecieron desde el Cretácico Inferior hasta el Medio (López Ramos, 1981). Así mismo Cedillo Pardo y Grajales Nishimura (1997) citan que la reconstrucción paleogeográfica para el sureste de México hacia fines del Cretácico muestra ambientes de plataforma bordeados por sedimentación profunda hacia el Golfo de México, además de que era una región de quietud tectónica; siendo ése el escenario geológico al momento del impacto, hace 66.07Ma (Jourdan et al 2012). Durante el Cretácico Superior, en lo que hoy es Chiapas existía una flora con afinidad a la de Gondwana que indica un clima tropical húmedo para las masas continentales en ese periodo (Martínez Hernández, 1992).

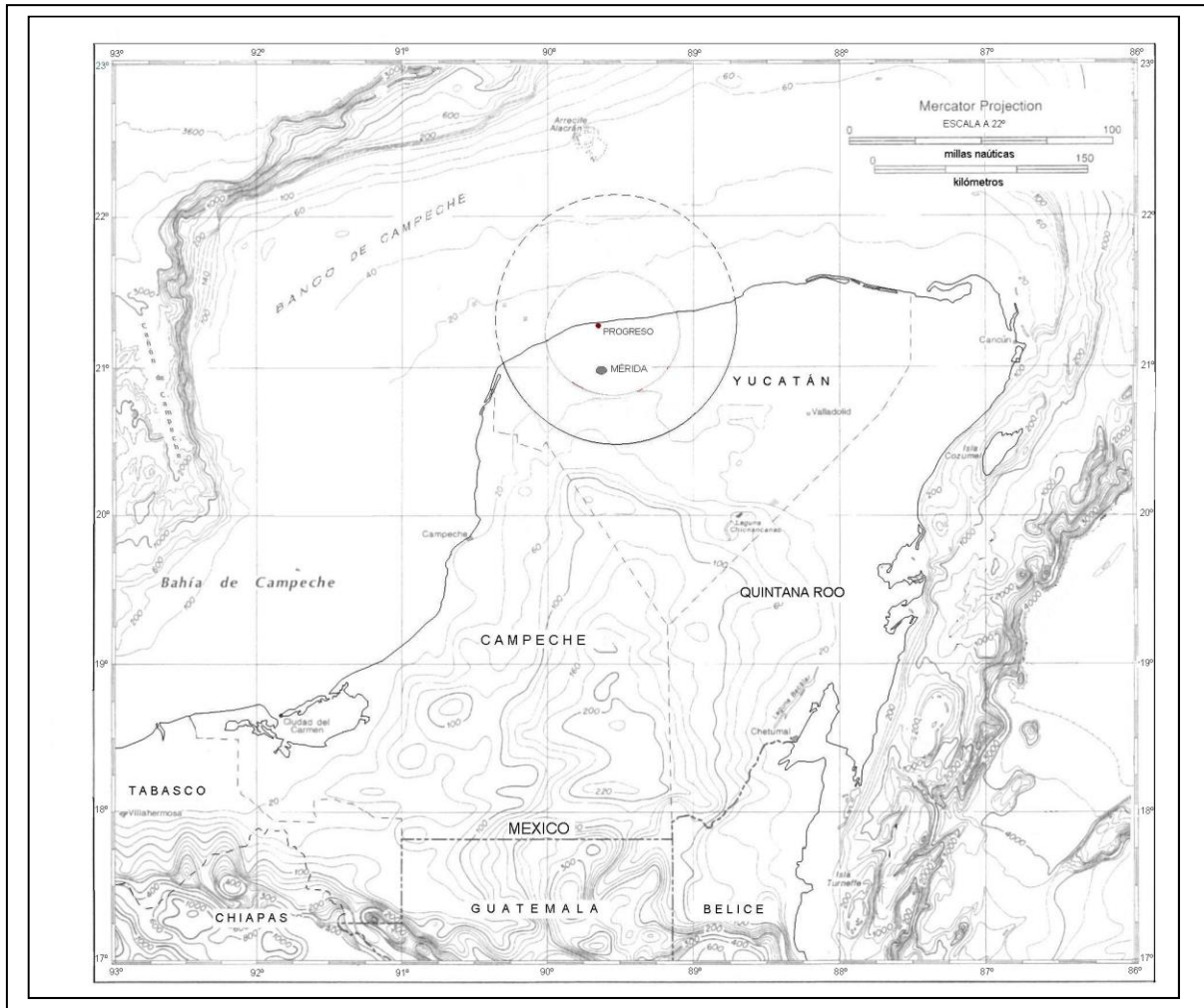


Figura 4.1 Mapa batimétrico de la Península de Yucatán. El círculo muestra la ubicación del cráter Chicxulub. La forma circular del cráter se observa en superficie a través del anillo de cenotes. (Modificado de la [Secretaría de Marina, 1992](#)).

Al momento del impacto la plataforma estaba constituida por una secuencia de sedimentos de 3km de grosor, compuestos de dolomita (35-40%), caliza (25-35%), anhidrita (25-30%), de arenisca y lutita (3-4%) según estudios de núcleos obtenidos de la orilla del cráter Chicxulub ([Pope y colaboradores \(1997\)](#)). La plataforma de Yucatán estaba sumergida, cubierta con aguas poco profundas (<200m) a finales del Maastrichtiano ([Matsui y colaboradores, 2002](#)). [López Ramos \(1981\)](#) menciona que G. Flores (1952) encontró en las montañas Maya de Belice una serie de calizas, calizas dolomíticas y dolomías con una delgada capa de arenisca en una sección expuesta y que la fauna encontrada pertenece al tipo lagunar hasta depósitos de post-arrecife, indicando un ambiente de depósito de aguas someras. La [figura 4.2](#) muestra un mapa reconstruido del Golfo de México en tiempos del impacto. [Pope et al. \(1997\)](#) también refieren que hace falta un registro geológico preciso del ambiente del lugar de impacto, pues el emplazamiento del eyecta probablemente erosionó muchos metros de los sedimentos cretácicos tardíos y

ponen como ejemplo que sedimentos del Mastrichtiano no han sido identificados debajo del eyecta en la orilla del cráter, aunque foraminíferos Mastrichtianos son encontrados en la matriz de lodo del eyecta (Ward et al., 1995; Pope et al., 1997) extraídos de sedimentos (de eyecta) débilmente consolidados de la orilla.

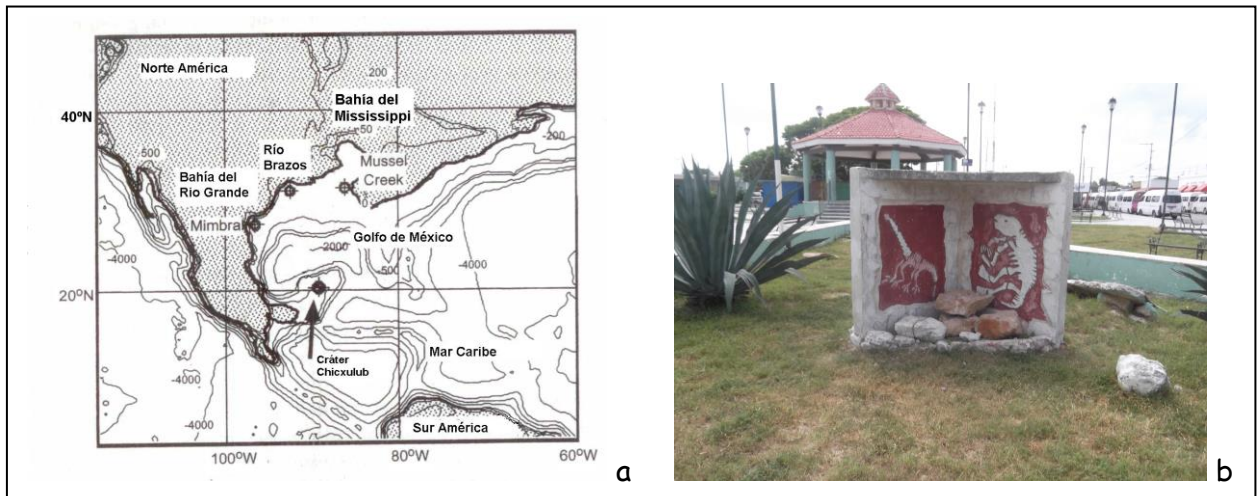


Figura 4.2. a) Mapa de la geometría reconstruida del Golfo de México en tiempos del impacto K-T (modificado de Matsui et al., 2002). (b) Monumento erigido en Chicxulub Puerto, sitio donde golpeó el meteorito.

4.3 Estructura del cráter

De la interpretación de datos de potencial de campo se propuso un diámetro entre 180km y 200km para el cráter Chicxulub (Hildebran et al., 1991 y Urrutia-Fucugauchi et al. (2004). La mitad del cráter está costa afuera y la otra costa adentro de la península de Yucatán (Hildebran et al., 1991; Collins et al., 2008). Los datos geofísicos muestran que el cráter tiene forma asimétrica (Sharpton et al., 1993). Ver figura 4.3a. La asimetría puede deberse a un impacto oblicuo (Schultz y D'Hondt, 1996; Hildebrand et al., 1988a) o a la asimetría en el sitio pre-impacto, es decir, que la asimetría en la estructura anillada es dominada por la geometría de la corteza la cual puede ser el producto de heterogeneidades en la corteza preexistente o asimetrías en el cráter transitorio (Gulick et al., 2008). También mencionan que impactos dentro de blancos heterogéneos en planetas rocosos probablemente producen cráteres asimétricos en profundidad (Gulick et al., 2008). Collins y colaboradores (2008) mencionan que el hecho de que la asimetría observada en el sitio de impacto puede explicar la asimetría de la zona de terrazas y que ambas se correlacionen sugiere que la asimetría pre-impacto es la causa primaria de la asimetría en la zona de terrazas del cráter. Si esta interpretación es correcta implica que la asimetría en la zona de terrazas del Chicxulub no puede ser usada para inferir el ángulo de impacto o la dirección.

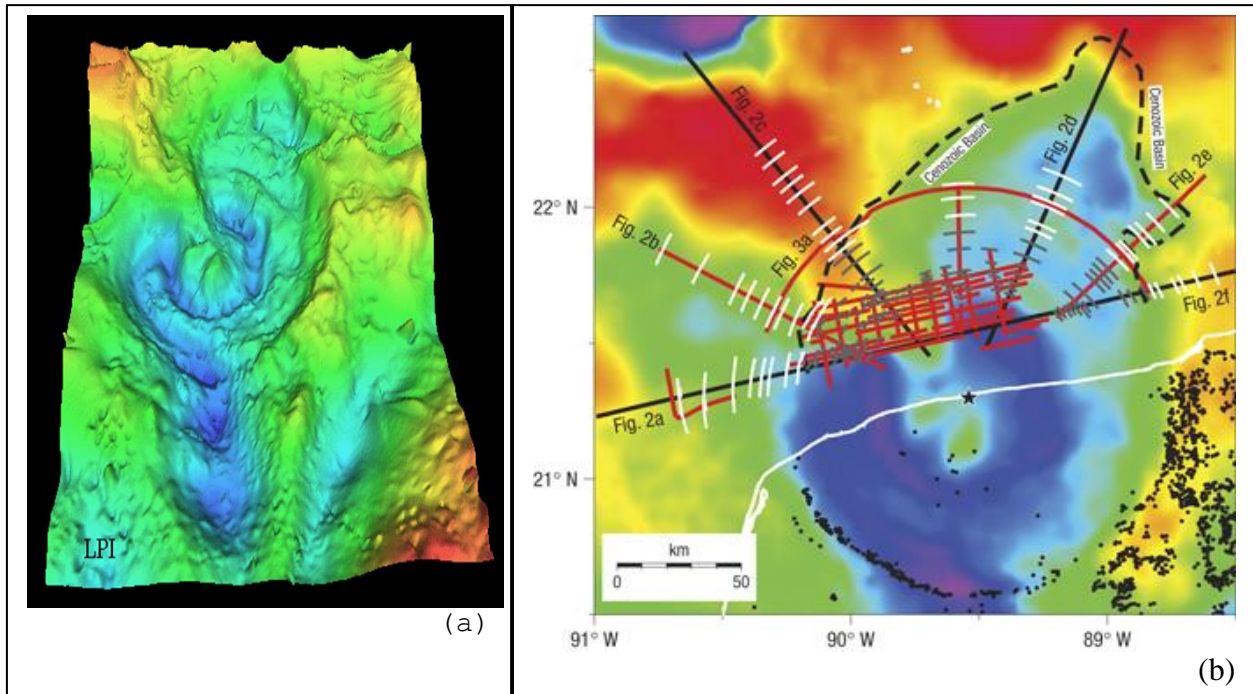


Figura 4.3. (a) Mapa gravimétrico del cráter Chicxulub, obtenido de [Sharpton et al 1993](#). (b) Mapa donde se muestran los perfiles sísmicos 2a-f y 3a etiquetados dentro de la figura. Para profundizar en estos perfiles ver [Gulick et al. \(2008\)](#). La línea blanca muestra la línea de costa, la estrella negra es el centro del cráter, los puntos negros son los cenotes. Las líneas en negro y rojo son las investigaciones sísmicas (1996 y 2005 respectivamente) sobre el mapa gravimétrico de Bouguer. Obtenida de [Gulick et al. \(2008\)](#).

La estructura del cráter es considerada como una cavidad compleja multianillada completamente sepultada. Los datos sísmicos demostraron la naturaleza multianillada del Chicxulub, así como el anillo de picos ([Gulick et al. \(2008\)](#)), lo que ayudó a definir características importantes del cráter, como la dimensión del cráter transitorio de 100km de diámetro y un tamaño final de 195 km ([Morgan, J. et al., 1997](#); [Morgan J. y Warner M., 1999](#); [Morgan J. et al., 2000](#)). Estos cálculos mejoraron las discusiones sobre la cantidad de energía liberada y el posible mecanismo de extinción ([Pierazzo et al., 1998](#); [Pope et al., 1997](#); [Ivanov et al., 1996](#); [Kring y Durada, 2002](#); [Pierazzo, 2005](#); [Pierazzo y Melosh, 2000](#)) que también dieron origen a la especulación sobre la trayectoria de impacto en base a la forma final del cráter [Gulick y colaboradores \(2008\)](#). Se han propuesto varias trayectorias de impacto, por ejemplo [Kyte and Bostwick \(1995\)](#) sugirieron una trayectoria desde el Este al Oeste con un ángulo incidente $<45^\circ$. [Schultz y D'Hondt \(1996\)](#) propusieron un impacto desde el Sureste al Noroeste impactando con un ángulo bajo (20° a 30° desde la horizontal) basado en datos gravimétricos, los cuales han sido interpretados para indicar asimetrías en la elevación estructural, en la posición de la elevación estructural y otros rasgos geofísicos ([Kring y Durda, 2002](#)). La huella en forma de herradura que rodea la elevación central en los datos gravimétricos fue sugerida para indicar que la parte más profunda del cráter transitorio estaba al sureste ([Schultz y D'Hondt, 1996](#)). Otra propuesta es que el meteorito impactó desde el Suroeste hacia el Noreste con un ángulo incidente de 60° , esto basado en datos gravimétricos y sísmicos los cuales han

sido interpretados para indicar asimetrías en la elevación central, la pared de la cavidad transitoria colapsada y el anillo de picos y otros rasgos geofísicos (*Hildebrand et al., 1998*). *Kring y Durda (2002)* mencionan que el ángulo incidente más probable de impacto es de 45° y que sin embargo éste ángulo tendría poco efecto sobre la morfología del cráter o la distribución del eyecta; esto cuando los ángulos son muy bajos $<30^\circ$ (*Gault y Wedekind, 1978*). *Collins et al. (2008)* mencionan que un método para valorar asertivamente la dirección y ángulo de impacto para un cráter dado es analizar la geometría de los depósitos de eyecta continuo proximales, sin embargo estos depósitos están sepultados, re-trabajados o erosionados en las localidades del cráter. En la *figura 4.3b* se observan los perfiles sísmicos recolectados en varias campañas de inspección del cráter Chicxulub superpuestos sobre el mapa gravimétrico de Bouguer.

Los estudios aeromagnéticos de *Rebolledo-Vieyra y colaboradores (2010)* presentan nuevos modelos estructurales del cráter de impacto de Chicxulub derivados de anomalías de campo aeromagnéticas. En su análisis consideraron estudios previos (*Pilkington et al., 1994; Ortiz Alemán et al., 2001*), información de registros de pozos (*Urrutia-Fucugauchi et al., 1996, 2004a, 2008; Rebolledo-Vieyra et al., 2000*), datos geoquímicos, paleomagnéticos y magnéticos de rocas (*Urrutia-Fucugauchi et al., 1994, 1996, 2004b*). Los datos aeromagnéticos de *Rebolledo et al. (2010)* fueron procesados usando diferentes métodos: (1) reducción al polo, (2) la segunda derivada, que delinea cinco anillos concéntricos al interior del cráter, donde el último se correlaciona con el anillo de cenotes (*figura 4.4b*); (3) pseudo gravedad y (4) análisis de continuación hacia abajo. El (1) y el (4) documentan el carácter fragmentado de la anomalía; también calcularon el espectro promediado radialmente para estimar la profundidad de las fuentes (*Macleod et al., 1993, Pilkington y Hildebrand, 2000*) y usaron los datos para modelar 4 perfiles regionales orientados N-S (perfil A-A'), E-W (perfil B-B'), $N45^\circ E$ (perfil C-C') y $N45^\circ W$ (perfil D-D') cruzando la cuenca entera. Todos los perfiles se pueden ver en la *figura 4.4a*. A continuación se describen brevemente los perfiles mencionados:

Perfil N-S (A-A') muestra un alto magnético hacia el centro del perfil, $\sim 20\text{km}$ de amplitud. A partir del perfil y la anomalía aeromagnética, la anomalía magnética está fragmentada y puede ser asociada a un sistema de falla. Este alto magnético central es asociado con la elevación del basamento central en modelos de cráteres complejos (*Melosh, 1989; O'Keefe y Ahrens, 1999*). *Rebolledo y colaboradores (2010)* estiman la profundidad según sus modelos de 2000 a 2900m, la cima de la elevación central está inclinada más que aplanada cubierta por aproximadamente 400m de litologías de impacto. Hacia el sur de éste perfil se encuentra el pozo Yaxcopoil-1 y mencionan que encontraron un alto magnético que probablemente se asocia con la litología de impacto y un grosor aproximado de 1000m.

Perfil E-W (B-B'). En este modelo como en el N-S, ellos estiman una profundidad de 2000 y 3000m (desde la base a la cima) de la elevación central y está cubierta por litologías de impacto de aproximadamente 400 m de grosor. Además hacen notar la alta frecuencia a lo largo del perfil magnético. La longitud de onda corta puede asociarse a fuentes magnéticas superficiales o a efectos de

un sistema de fallas localizado de forma preferente hacia el Este de la elevación central. También mencionan que el sistema de fallas se caracteriza por un fallamiento normal basado en el ángulo alto y la distribución de los altos de las fallas (*hanging walls*) y consideran la brecha tipo suevita como la fuente magnética mayor además de ser la más superficial.

Perfil N45°W (C-C'). El fallamiento hacia el sector norte del perfil es incorporado dentro del modelo, con la elevación central delimitada por una falla vertical mayor, seguida por fallas verticales más pequeñas. Similar al perfil N-S hay un alto magnético de gran amplitud hacia la porción sur del perfil (>320nT).

Perfil N45°E (D-D'). Para éste, explican que el modelo delinea una zona de falla mayor localizada hacia la porción norte del cráter y que el modelo incluye un sistema extensivo de fallas normales con inclinaciones de ángulo alto.

En el 2005 se colectaron más datos de reflexión sísmica mar adentro y completaron la imagen del cráter y de los sedimentos cenozoicos de 0.1-2km que lo sobreyacen (Gulick y colaboradores., 2008). Desde el interior hasta el exterior la estructura final incluye (1) Una placa o capa de roca fundida, conocida de datos de pozos, que yace sobre (2) la elevación central que se conoce a partir de datos de refracción sísmica (Morgan et al., 2000; Gulick et al., 2008). (3) Un anillo de picos que está limitado debajo por un conjunto de reflexiones inmersas que pueden marcar una falla (Morgan y Warner, 1999; Gulick et al., 2008) y/o ser el producto de circulación hidrotermal vigorosa post-impacto (Ames et al., 2006; Gulick et al., 2008). (4) Una zona de terrazas constituida de bloques derrumbados (o de asentamiento) ocasionalmente cabalgados hacia arriba y bloques de caída con distancias de decenas a cientos de metros y (5) una serie de anillos de fallas extensionales con distancias de decenas de metros (Gulick et al., 2008). La figura 4.5d muestra la sección esquemática de un cráter de impacto en un terreno pre-impacto asimétrico. A continuación se describen los rasgos mencionados anteriormente.

5.4.1. Elevación central

La etapa de modificación, en la formación de un cráter de impacto, involucra relaciones complejas entre los efectos de la onda de choque, la gravedad, la dureza y estructura de las rocas del sitio de impacto y esta etapa se caracteriza por el movimiento hacia arriba, abajo y adentro de grandes volúmenes de roca de todo el cráter transitorio (French, 1998). En el caso de estructuras complejas, la etapa de modificación comienza con la elevación de la profunda porción central de la cavidad transitoria, mientras ésta última sigue expandiéndose lateralmente más cerca de la superficie. La elevación continúa mientras las partes externas de la cavidad colapsan hacia abajo y hacia dentro (McCall, 2009). Las rocas que componen esta elevación son rocas deformadas y fracturadas que originalmente yacían abajo del cráter transitorio y son estratigráficamente originales, es decir, no son una brecha mezclada como la de los pisos de los cráteres simples (Melosh, 1989).

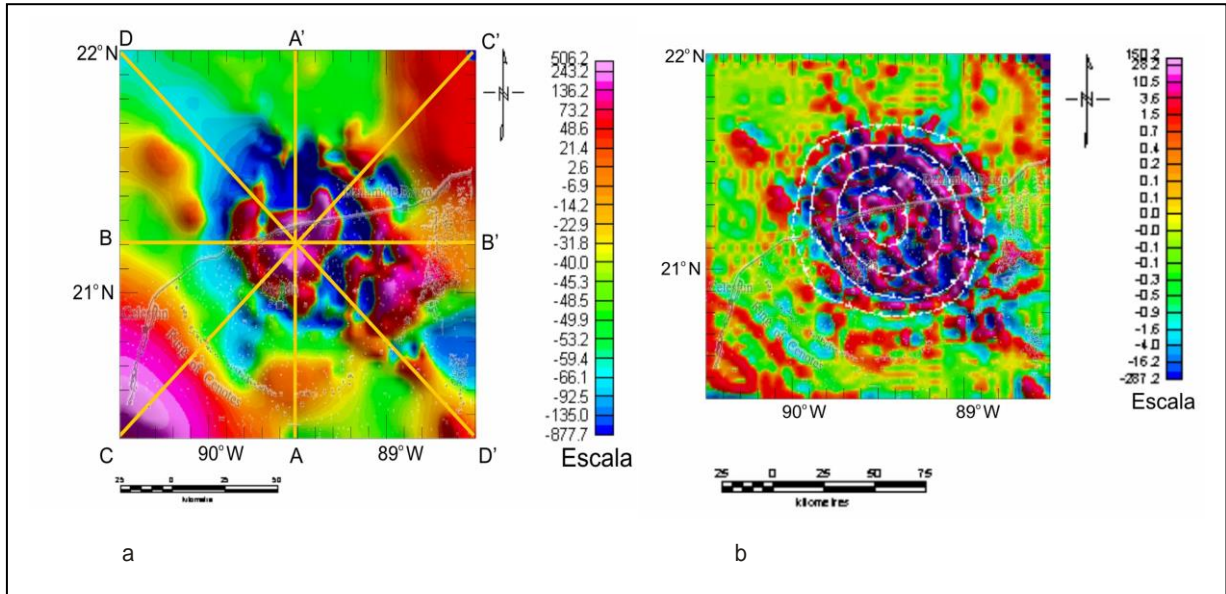


Figura 4.4 (a). Anomalía de campo aeromagnética sobre el cráter Chicxulub. La altitud del vuelo de la inspección fue a 450m sobre el nivel del mar y se muestran los perfiles aeromagnéticos regionales: N-S (A-A'), E-W (B-B'), N45°W (C-C') y N45°E (D-D'). **(b)** anomalía de campo aeromagnética con el método de la segunda derivada, que enfatiza la tendencia circular en la anomalía magnética de campo. Obtenida de [Rebolledo-Vieyra et al., 2010](#).

La estructura del Chicxulub basada en datos de refracción sísmica es comparable con una elevación estructural central de 50 km de diámetro ([Christenson, et al., 1999](#); [Grieve y Therriault, 2000](#)). El diámetro de la estructura elevada definida geofísicamente relativa al diámetro de la orilla es consistente con la del cráter Vredefort y el cráter Sudbury ([Therriault et al., 1997a](#); [Grieve y Therriault, 2000](#)).

Los modelos bidimensionales obtenidos por la inspección aeromagnética de [Rebolledo et al. \(2010\)](#) confirmaron la firma magnética de cráteres de impacto ([Ugalde et al., 2005](#)) y encontraron que hay tres fuentes magnéticas mayores dentro del cráter Chicxulub: a) la unidad de melt, b) la brecha suevítica y c) la elevación central. Los estudios demostraron que el material del basamento es muy magnético y que la profundidad de la elevación central, a partir de sus modelos, es de hasta 2900m; y que en el perfil N-S ([figura 4.4a](#)), la cima de la elevación central está inclinada y cubierta por ≈ 400 m de litologías de impacto. Hacia el sur de éste perfil se encuentra el pozo Yaxcopoil-1, donde encontraron un alto magnético que probablemente se asocie con la litología de impacto; de los métodos geofísicos, la forma circular de la anomalía magnética central es enfatizada por el análisis de la segunda derivada. [Figura 4.4b](#).

4.3.2 Placa de roca fundida

Una de las características de un proceso de impacto es la fusión virtualmente instantánea de cantidades significativas de rocas del sitio de impacto, seguidas por la rápida distribución de ésta roca fundida o *Melt* de impacto a través del cráter resultante. Todas las ondas de choque depositan algo de su energía como

calor dentro de las rocas del blanco a través del cual pasan (French, 1998). A más de ~60 GPa el gasto de calor es suficiente para fundir totalmente la roca (McCall (2009). Un producto de esto son las bombas de vidrio encontradas en el eyecta del cráter, por ejemplo del Ries; tales rocas fundidas se pueden presentar en brechas o formar placas de roca fundida, esta última tiene texturas ígneas cuando son enfriadas y cristalizadas (McCall, 2009). El mismo autor, refiere que estas rocas tienen una química inusual comparada con rocas ígneas endogénicas porque son formadas de rocas del lugar de impacto mezcladas como materiales precursores. Dressler y Reimold (2001) mencionan que también se pueden presentar en los flancos y sobre las terrazas y contienen fragmentos de rocas del sitio de impacto, estos fragmentos son numerosos cuerpos fundidos y son llamadas brechas fundidas de impacto. Según McCall (2009) las placas de roca fundida de impacto están presentes en dos órdenes menores que en blancos sedimentarios comparados con blancos cristalinos en estructuras de la misma dimensión. Los blancos sedimentarios generalmente forman brechas autóctonas⁶ polimícticas, en el blanco cristalino forman placas de roca fundida. Las brechas pueden incluir clastos fundidos y altamente impactados correspondientes a las litologías de las rocas del sitio de impacto en su composición, tales brechas son referidas como suevita y los clastos despliegan todos los niveles de impacto. Asociadas con estructuras de impacto existen otros tipos de brechas tales como las alóctonas⁷, monomícticas⁸ y diques de brecha polimíctica⁹ que se relacionan con las diferentes etapas de la formación del cráter y su ubicación. Además las brechas monomícticas autóctonas y rocas fracturadas del blanco son encontradas normalmente en los pisos de las estructuras de impacto. En el Chicxulub, las brechas alogénicas¹⁰ de impacto conteniendo fragmentos de vidrio fueron encontradas en perforaciones por debajo y arriba de 1000m de una cubierta sedimentaria de rocas terciarias (Dressler y Reimold, 2001).

El interior de la placa de roca fundida era de ~100km de diámetro y ~3-7km de grosor (Kring, 1995); éste último estimado es similar al de Pilkington et al. (1994). El pozo Yucatán 6 (Y6) penetró el flanco del anillo interno al igual que el Chicxulub-1 (C1), que está mas cercano al centro, la roca fundida de impacto esta cubierta por brechas y consiste de una matriz microcristalina con clastos minerales y líticos, algunos de los cuales muestran efectos subsólidos metamórficos de impacto (Grieve y Theriault, 2000). El Y6 tiene

⁶ las rocas autóctonas: término describiendo rocas que están aun en su lugar de formación y no han sido desplazadas por cabalgamiento, es decir una secuencia plegada de rocas cuyas raíces están aun conectadas (Smith, 2006).

⁷ Alóctono: término denotando una masa aislada de rocas desplazadas sobre una distancia considerable de su fuente original por procesos tectónicos tales como cabalgamiento de ángulo bajo. La masa de roca es conocida como un alóctono (Smith, 2006). Las rocas alogénicas (o alóctonas), principalmente brechas y fundidos de impacto que rellenan el cráter y constituyen el eyecta más allá de la orilla del mismo, se caracterizan por una diversidad litológica, y un carácter de fusión o fragmentario y un amplio rango de efectos de impacto observados (French, 1998).

⁸ Monomíctica, término correspondiente a las características de las brechas, sólo tiene un tipo de rocas (French, 1998).

⁹ Polimíctica, término correspondiente a las características de las brechas, que contiene múltiples tipos de roca (French, 1998).

¹⁰ Brechas alogénicas: cuerpos de brecha en el subcráter que contienen cantidades significativas de material que claramente ha sido introducido dentro de ellos desde otra parte, tienden a tener formas regulares y mostrar contactos angulosos y relaciones de corte cruzado en contraste con las rocas del subcráter (debajo del piso del cráter, según French, 1998).

un grosor aproximado de 250m de suevita (Sharpton et al., 1996; Claeys et al., 2003). Entonces las estimaciones del contenido de roca fundida en el Chicxulub se basan en los pozos el C1, S1 y Y6 (figura 4.6) perforados por PEMEX, en un radio cercano al centro (~60km) (Pope y colaboradores, 2004), además de las estimaciones de las impactitas de los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7, fuera del cráter, y ahora también del Yaxcopoil-1, dentro del cráter, auspiciado por el ICDP (figura 5.1). La inversión topográfica de datos sísmicos junto con datos gravimétricos indica la presencia de un cuerpo fundido de 40 a 50km de diámetro y 1.3km de grosor en el centro del cráter (Christeson et al., 1999, 2001; Pope et al., 2004). Pope y colaboradores (2004) mencionan que fuera del cráter, la roca fundida de impacto es un componente importante en las impactitas suevíticas desde la orilla del cráter hasta el centro de Belice. Los análisis de los núcleos UNAM de la orilla del cráter analizados por fluorescencia de rayos X indican que hay ~180m de suevita con 50-60% de material de silicato (probablemente feldespato, el mismo sílice o cuarzo) en un radio de 115km (Pope et al., 2004), el UNAM-5 está a 110km, y a ~130m de suevita con 20-40% de material de silicato en un radio de 130km (Sharpton et al., 1999; Pope et al., 2004), el UNAM-7 está a 126km. Ames et al. (2004) mencionan que los fragmentos de roca fundida y la suevita en la secuencia de impactitas del Yaxcopoil-1 contienen un promedio de 60-95% de bloquecitos (*blocky*) de vidrio alterado a minerales arcillosos. A más de 340-360km del centro del cráter, en el norte de Belice y Quintana Roo, se encuentra el eyecta fino de 1-2m (capa de esferoides de la Formación Albión) conteniendo 20% de vidrio alterado y sobreyaciendola, de 8 a 15m de eyecta grueso (capa de diamictitas, Formación Albión) conteniendo 10% de vidrio alterado (Ocampo et al., 1996; Pope et al., 1999; Pope et al., 2004).

4.3.3 Anillo de picos

Los cráteres con anillo de picos se forman cuando la elevación central colapsa, y éste reemplaza completamente la elevación central en cráteres con diámetros mayores a 140km. El movimiento de los restos de roca en el interior del cráter debe ser como fluido, involucrando rápidamente la elevación de una estructura central, análogo al chorro central que se forma cuando una cavidad en agua colapsa; cuando el pico central colapsa, un anillo de montañas se eleva, semejante a la primer onda que se desarrolla alrededor de una roca lanzada dentro de un estanque (Melosh, 1989).

Las simulaciones de la formación del anillo de picos involucra la orilla del cráter transitorio colapsando hacia dentro y hacia abajo y la elevación central cayendo hacia abajo y hacia fuera. La colisión e interacción de estos dos regimenes de flujo da surgimiento al anillo de picos topográfico. Lo anterior está basado en los modelos hidrocódigos¹¹ desarrollados por Collins y colaboradores (2008) y basado en

¹¹ Hidrocódigo: son grandes programas de computadora que pueden ser usados para simular numéricamente eventos muy dinámicos, particularmente aquellos que incluyen impactos (Anderson., 1987). También son definidos como herramientas de simulación para multimaterial compresible y de mecánica continua transitoria, es decir fluido y/o sólido (Mair H. U., 1995).

modelos previos (Collins y Wünneman, 2006; Ivanov et al., 1997; Ivanov y Artemieva, 2002; Ivanov, 2005; Melosh e Ivanov, 1999; Collins et al., 2002) con respecto a la formación de esta estructura.

En los estudios sísmicos llevados a cabo por Gulick et al. (2008) se menciona que hay una correlación entre la zona más prominente y profunda de la zona de terrazas y el anillo de picos en la región oeste-noroeste con la batimetría superficial sugerida en aquella área al tiempo del impacto; asimismo hay una correlación de la zona de terrazas y el anillo de picos con el probable bajo batimétrico en las partes norte, noreste y partes orientales menos extendidas del cráter; también sugieren que esta batimetría preexistente tuvo un fuerte control sobre la estructura final del cráter, tal que en el oeste, donde el agua era mas superficial, la cantidad de basamento y sedimento vaporizado o expulsado fue mayor, mientras en el noreste la pluma de vapor y el eyecta próximo expulsado pudo haber consistido de más agua (figura 4.5a). La pronunciada profundidad de excavación relativa al piso marino en la región oeste-noroeste es marcada por un emplazamiento más profundo de bloques derrumbados de la zona de terrazas y probablemente es relacionado con el depósito de un anillo de picos más prominente; y mencionan que lo inverso es cierto para la parte nor-noreste-este del cráter (figura 4.5d). Las asimetrías superficiales del cráter final dadas por la heterogeneidad del punto de impacto son ejemplificadas por la carencia de una orilla del cráter al nor-noreste (figura 4.5d) y en aquellas áreas, la orilla del cráter transitorio pudo haber consistido casi totalmente de agua y por lo tanto durante el colapso del cráter fue simplemente arrastrada.

4.3.4 Zona de Terrazas

La zona que rodea las rocas elevadas centrales en impactos grandes es llamada la zona de terrazas o zona de megabloques (Collins et al., 2008) formada de rocas casi superficiales del blanco que han sido falladas y derrumbadas durante la formación del cráter (Melosh, 1989); el escarpe principal de la zona de terrazas forma la orilla del cráter (Morgan y Warner, 1999; Turtle et al., 2005; Collins et al., 2008) y las rocas del blanco fuera del área de la orilla del cráter, aunque a veces falladas, yacen cerca de su posición estratigráfica original. Grieve y Therriault (2000) mencionan que los bloques de la terraza (en el Chicxulub) son definidos por fallas normales y terminan en un escarpe principal de cara hacia dentro de la orilla del cráter. Los bloques de la terraza cayeron 4 a 6 km y en algunos casos es indicación del movimiento inicial hacia fuera y arriba antes del colapso hacia dentro. Los bloques de la terraza pueden tener dimensiones en exceso de 20km (Snyder et al., 1999; Grieve y Therriault, 2000). Los mismos autores anteriores mencionan que mas allá de la orilla, los pliegues amplios o monocinales a ~240km y ~250km de diámetro están asociados con cabalgamiento y cizallamiento talvez correspondiente a un anillo de fractura exterior.

El inicio de la zona de terrazas se da a diferentes distancias radiales, entre 58 y 77km sobre diferentes perfiles, mientras la zona de terrazas mas interna es consistente alrededor de 40-43km del centro del

cráter (Collins y colaboradores, 2008). Estos mismos investigadores también mencionan que la geometría de la zona de terrazas varía alrededor de la mitad del cráter mar adentro; y las variaciones en la zona de terrazas parecen correlacionarse con cambios en la estratigrafía inicial del sitio de impacto. El grosor de los sedimentos y la profundidad del agua eran mayores en el noreste y menores en el noroeste; además dicen que no hay datos de reflexión sísmica tierra dentro, por lo tanto la geometría de la zona de terrazas es desconocida. También mencionan que la evidencia de las observaciones para ángulos de impacto mayores que 10-15° con respecto a la horizontal y formación del cráter es un proceso axial-simétrico y aun permanece la probabilidad que impactos moderadamente oblicuos podrían producir alguna asimetría observable. De igual forma Gulick y colaboradores (2008) establecen que las asimetrías morfológicas del Chicxulub en el anillo de picos y la zona de terrazas se correlacionan con la presencia de una estructura superficial preexistente; las asimetrías en la estructura anillada son dominadas por la geometría de la corteza, la cual puede ser producto de heterogeneidades de la corteza preexistente o de las asimetrías del cráter transitorio.

4.3.5 Anillo de fallas extensionales

Al mismo tiempo que la elevación central se forma, las rocas de las orillas del cráter transitorio colapsan hacia abajo y hacia adentro a lo largo de fallas concéntricas para formar uno o más anillos de fosas tectónicas (*rings grabens*) y una serie de terrazas a lo largo de los márgenes exteriores de la estructura final (French, 1998). También refiere que mientras el tamaño del cráter es mayor el carácter de la elevación central cambia y es remplazado por una serie mas compleja de anillos concéntricos y cuencas (French, 1998).

Morgan y Warner (1999). Mencionan que existe un posible segundo anillo al que llaman anillo exterior o más lejano, con base en datos gravimétricos y su localización parece correlacionarse con rasgos en la topografía tierra dentro, éste parece ser una falla cabalgada dirigida hacia fuera; el diámetro de este anillo exterior es alrededor de 240-250km. El anillo exterior en Chicxulub parece ser análogo a anillos exteriores de cuencas multianilladas lunares sobre las que se han discutido y también pueden ser análogos a los escarpes de cara hacia afuera que forman los anillos múltiples sobre Ganímedes y Calisto¹². El movimiento inicial durante la etapa compresiva de impacto es hacia afuera y este movimiento es probable que produzca fallas cabalgadas de ángulo bajo dentro de la corteza. Durante el colapso del cráter transitorio el movimiento dominante es hacia abajo y hacia dentro. Según estos autores el movimiento resultante del anillo externo después del impacto fue normal y en el anillo exterior el movimiento resultante permaneció inverso al menos localmente. También citan que si esta relación entre estos dos

¹² Ganímedes y Calisto, el primero tiene un núcleo de hierro y es el único satélite del sistema solar al que se le ha detectado un campo magnético propio; es más grande que Mercurio. Calisto es un poco mas pequeño que Mercurio, es un mundo de hielo que tiene una superficie cubierta completamente por cráteres pero con un relieve muy poco marcado. Junto con Europa e Io son conocidos como los satélites Galileanos de Júpiter.

anillos observados en el Chicxulub es única, entonces la geometría de anillo en cuencas multianillos es controlada primeramente por el flujo de excavación tardío.

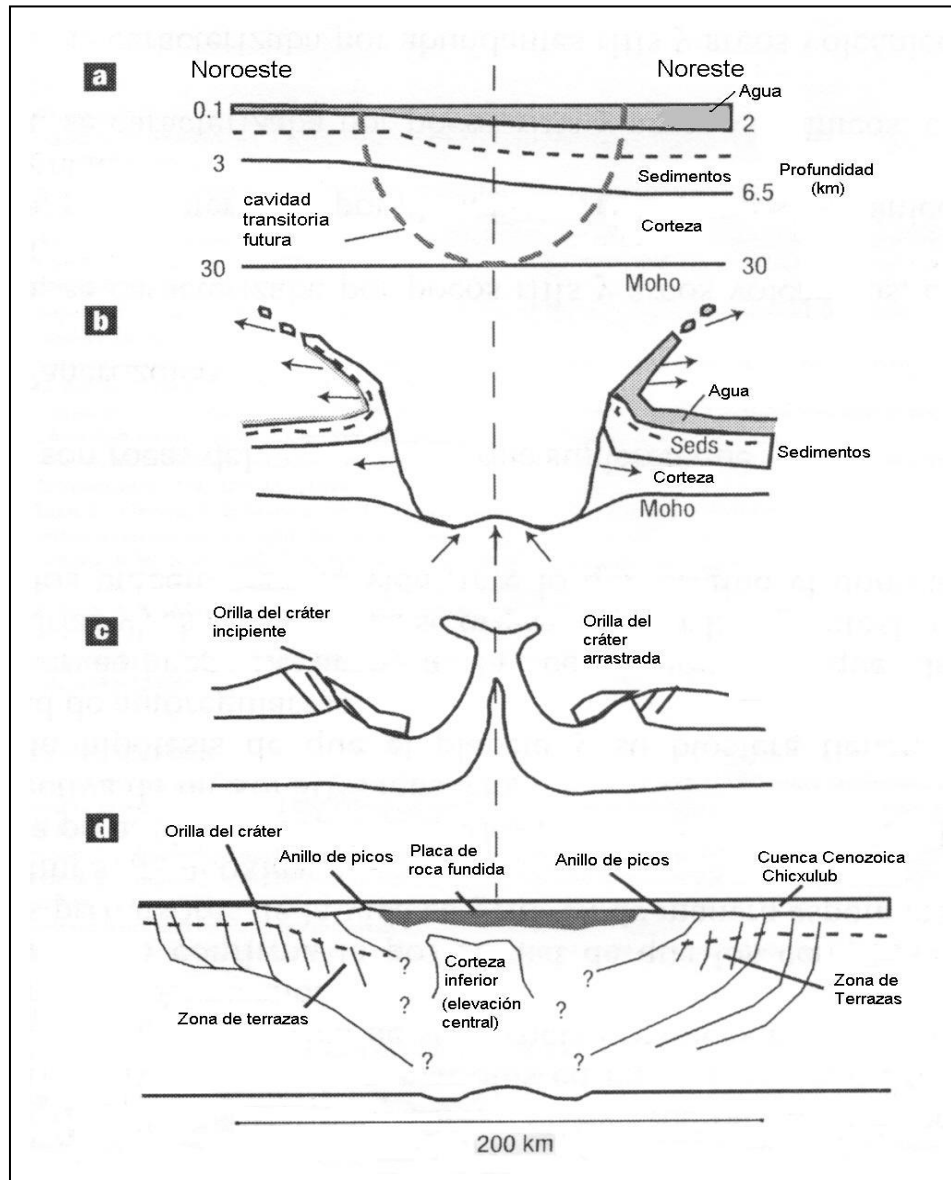


Figura 4.5 Etapas de formación de un cráter en una estratigrafía asimétrica pre-impacto, secciones noroeste-noreste. **(a)** Conjunto pre-impacto mostrando el área del cráter transitorio y profundidades aproximadas de agua, sedimentos (la línea punteada representa el horizonte marcador de evaporitas), corteza y moho. **(b)** formación de la cavidad transitoria donde las asimetrías del blanco resultan en variaciones locales/regionales en oleadas de base y depósitos de eyecta próximo. **(c)** etapa de modificación del cráter con el colapso de la elevación central asimétrica. La orilla noreste del cráter no es preservada debido a ser mayormente agua. **(d)** morfología asimétrica final del cráter incluyendo carencia de la orilla al noreste y un material mas grueso del anillo de picos y el enlazamiento de bloques deslizados más profundos al noroeste. Estructura de la elevación central y asimetría en el moho provienen de estudios previos. [Modificada de Gulick et al., 2008.](#)

En el trabajo de [Snyder y colaboradores \(1999\)](#) se menciona que se reconocieron cuatro zonas de deformación circular asociadas con el Chicxulub y notaron un anillo de picos interno a ~100km de diámetro directamente arriba de los bloques de terraza colapsados más hacia dentro, los cuales están obviamente desde 130km a ~180-190km. [Pope y colaboradores \(1996\)](#) identificaron un escalón topográfico exterior de ~206km de diámetro, el cual ellos interpretaron como un hundimiento asociado con el Chicxulub. La distancia radial del límite entre el anillo de fallas y la zona de fallas de las terrazas varía alrededor del cráter ([figura 4.3b](#)) y el anillo de fallas mas interno mar adentro parece correlacionarse con el anillo de cenotes tierra dentro que esta a una distancia radial ~70km en el Oeste y 85km en el Este ([Gulick et al., 2008](#)). Los autores citados agregan que las distancias radiales de las fallas dentro del anillo externo, el cual define el tamaño aparente de un cráter multianillado, varían desde ~90-120km; por lo tanto el diámetro promedio del cráter es de ~200km. El fallamiento del anillo exterior presente en algunos acimuts se da a más de 125km de radio. Estos mismos autores afirman que dentro del anillo de fallas y yaciendo sobre el piso del cráter y el anillo de picos se encuentra la cuenca cenozoica Chicxulub ([figura 4.3b](#)). Un perfil de radio constante ([figura 3a dentro de la figura 4.3b](#)) fuera del anillo de fallas interno muestra un estrato Cretácico que se sumerge y se espesa ligeramente dentro de un bajo topográfico al noreste. Ellos sugieren que ése estrato refleja la presencia de una cuenca cretácica preexistente al norte y noreste ahora superpuesta por una extensión de la cuenca Chicxulub debida a la ausencia de la orilla nororiental del cráter ([fig.2d dentro de la figura 4.3b](#)) ([Gulick et al., 2008](#)).

4.4 Distribución del eyecta de impacto

4.4.1 Definición del límite K/Pg

La Sección Estrato-Tipo Global y Puntual (GSSP) para la base del Daniano, la cual es también por definición la base del Paleoceno, Paleógeno, el Terciario y el Cenozoico, ha sido oficialmente restablecida en la base de la arcilla límite en la sección de El Kef en Túnez ([Molina E., et al., 2006](#)). Los mismos autores refieren que el límite K/Pg está marcado por una capa de 1-3mm de grosor de color ferruginoso compuesto por láminas goetíticas y hematíticas rojizas y que esta capa es el resultado del impacto del meteorito. De igual modo mencionan que el límite K/Pg esta precisamente definido por el horizonte correspondiente al momento del impacto del meteorito. Así, la capa de milímetros representa el polvo y el eyecta fino que cubrió la atmósfera después del impacto y se depositó lentamente, probablemente en meses o algunos años después del impacto. Por esta razón todos los depósitos o unidades estratigráficas conteniendo material del impacto K/Pg alrededor del Golfo de México fueron consideradas de edad Daniana ([Smit et al., 1996](#); [Arz et al., 2001, 2004](#); [Alegret et al., 2001, 2004, 2005](#); [Arenillas et al., 2002](#); [Molina E. et al., 2002](#); [Molina E. et al., 2006](#)).

En la Península de Yucatán, el Golfo de México y sus alrededores, el límite K/Pg debe ser localizado en la base de la unidad clástica gruesa, la cual contiene brechas de impacto, tektitas, microtektitas y arenas

generadas por tsunamis, flujos gravimétricos y corrientes turbidíticas (Molina E. et al., 2006). El grosor varía desde ~15cm en Blake Nose a decenas de metros alrededor del sureste de México hasta cientos de metros alrededor de la Habana en Cuba (Norris et al., 2000; Grajales et al., 2000; Molina E. et al., 2002 respectivamente; Molina E. et al., 2006). La unidad clástica fue generada muy rápidamente, la velocidad de sedimentación fue muy alta y el iridio (Ir) se concentró cuando la velocidad de sedimentación disminuyó (Smit, 1999). Con respecto a la anomalía de iridio, Molina E. y colaboradores (2006) mencionan que en la región cercana al impacto ésta es encontrada arriba de la unidad clástica y su uso como un indicador del límite K/Pg puede ser confuso, porque varios investigadores lo ubican en la base de la unidad clástica mientras otros lo establecen arriba de ésta. Por lo que ellos proponen el límite K/Pg marcado por el horizonte que representa el momento del impacto.

4.4.2. Distribución de los tipos de eyecta

Ya en el trabajo de Smit (1999) se hace una distinción de las características de la capa de expulsión o la capa de eyecta de impacto K/Pg relacionadas con la distancia a partir de la estructura del cráter Chicxulub y presenta una división donde dice que los sitios que poseen más de 3cm de espesor contienen tectitas (alteradas) de vidrio de impacto, caracterizadas por una textura burbujosa y son llamados proximales. Estos sitios están principalmente en el Golfo de México, el Caribe y la costa oriental de los Estados Unidos hasta New Jersey (Olsson et al., 1997), el sitio DSDP 693 (Klaver, 1986) hasta 2500km del centro del cráter. Claeys y colaboradores (2002) mencionan que sobre la plataforma de Yucatán, desde la orilla del cráter hacia Belice, el límite K/Pg está compuesto de brechas. En la orilla del cráter se encuentra una unidad de suevitas que yace sobre una unidad de brecha Bunte (Urrutia-Fucugauchi et al., 1996). Esta brecha polimíctica está compuesta principalmente de bloques de carbonato y evaporitas provenientes de la parte superior de las rocas del lugar del impacto. Cerca de la frontera de México con Belice la brecha está compuesta de diamictita (>20m) formada esencialmente de bloques de dolomita (Claeys et al., 2002).

Los Sitios continentales norteamericanos varían en distancia desde 2200km (cuenca Ratón, USA) (Izett, 1990) a 4000km (Alberta, Canadá) (Carlisle et al., 1991) y varían en grosor desde 0.5 a 2cm son etiquetados como intermedios por sus características de ambientes de depósito. Sitios a distancias de 7000km y mayores son llamados distantes o lejanos y se caracterizan por un grosor en la capa de algunos milímetros que contienen abundantes microcristitas (Smit et al., 1992a). **Figura 4.6.**

En la actualidad, más de 350 sitios del límite K/Pg son actualmente conocidos y éstos muestran un patrón de distribución de eyecta distinto, relacionados con la distancia a partir del cráter Chicxulub y se pueden dividir en cuatro grupos: 1) sitios muy próximos, 2) áreas próximas, 3) sitios intermedios y 4) sitios distantes (Schulte et al., 2010). Glass y Simonson (2012) hacen una separación más sencilla de la distribución del eyecta de impacto, basada en la distancia desde el cráter y refieren que a 2.5 diámetros

del cráter fuente este eyecta es llamado proximal y a una distancia mayor de 2.5 diámetros del cráter fuente es llamado distante. A continuación se explica el patrón de distribución de eyecta de [Schulte et al. \(2010\)](#).

4.4.2.1 Sitios muy próximos, de hasta 500 km a partir del cráter Chicxulub. Los depósitos son bastante gruesos. Los núcleos recobrados cercanos a la orilla del cráter dentro de la estructura incluyen una secuencia de brecha de impacto >100m de grosor, depósitos ricos en eyecta de 1 a 80 m de grosor en los alrededores de la región de América central ([Urrutia Fucugacuhi et al., 1996](#); [Arenillas et al., 2006](#); [Goto et al., 2008](#)). Por ejemplo, [Smit \(1999\)](#) menciona que la estratigrafía de la cortina de eyecta (la parte de la base particularmente) puede ser reconstruida a partir de los datos de la base de los pozos T1 y Y2 y de la cima de la secuencia del UNAM5 (110 km del centro del cráter) y del UNAM6 (151km). También refiere que el eyecta de la base es presumiblemente una anhidrita gruesa y brecha con clastos de dolomita con pequeñas cantidades de clastos de roca fundida. La unidad es >600m, comparable y correlacionada con la capa de diamictita de la isla Albión ([Sharpton et al., 1996](#)). De igual forma [Smit \(1999\)](#) refiere que la carencia de clastos de anhidrita en la diamictita de Belice y la similitud de los clastos de dolomita a la dolomita Barton Creek subyacente sugieren que los componentes de la diamictita en Belice pueden derivarse de una fuente local y no de las rocas del sitio del Chicxulub. Estos tipos de brecha Bunte están cubiertos por una unidad rica en clastos de roca fundida y del basamento que pueden consistir de más de 300m de grosor. Esta brecha de dolomita/anhidrita está cubierta con una secuencia de más de 40m (UNAM-5) con un contacto anguloso que consiste de clastos de roca fundida (90%) y pequeños clastos del basamento (<1cm) y granos impactados. Los clastos de roca fundida cerca de la cima muestran vesículas y el tamaño de los clastos disminuye hacia arriba. La cima de la secuencia muestra estratificación cruzada, indicando que los clastos de eyecta son del tamaño de la arena, retrabajados y transportados por corrientes, probablemente producidas por el regreso del mar y relleno del cráter. Una estratificación cruzada de clastos de roca fundida semejante se presenta en el sitio DSDP-540 ([Smit, 1999](#)). El pozo Yaxcopoil-1 está a 62km de distancia radial del centro del cráter, al sur de Yucatán ([Urrutia-Fucugauchi et al., 2004 a](#)) y cuenta con solo 100m de brecha de impacto, dividida en seis subunidades ([Dressler, et al., 2003, 2004](#); [Stoeffler et al., 2004](#); [Tuscherer et al., 2004](#)). El pozo UNAM-7 (~126km al sur-sureste del centro de la estructura) está constituido por dos tipos de brecha, la tipo suevita o superior, rica en fragmentos de roca fundida y del basamento y la brecha tipo Bunte o inferior, rica en clastos carbonatados ([Urrutia-Fucugauchi et al., 2008](#)) que alcanzó una profundidad de 702.4m con la intercepción de la brecha de impacto a los 222.2m y el límite entre los dos tipos de brecha se da a los 348.4m de profundidad ([Urrutia Fucugacuhi et al., 1996](#)).

[Smit \(1999\)](#) señala que la estratigrafía del eyecta proximal es comparable con el eyecta observado en otros cráteres de impacto, como el cráter del Ries ([Newson et al., 1990](#)) y la secuencia representa una estratigrafía inversa de rocas impactadas del lugar del choque con rocas del basamento fundidas en la

cima de la secuencia. Menciona que los depósitos de eyecta se extienden más allá de la isla de Albion (260km), pero probablemente no alcanzan a llegar más lejos de la mitad de Belice (375km), o el Caribe en Guatemala (430km). [Pope y colaboradores \(2005\)](#) proponen que la capa de esferoides de la formación Albion es producto de la expansión de la pluma de vapor explosiva que dispersó una gran cantidad de roca fundida de impacto. El vapor era rico en agua y condensó para ayudar en la formación de grandes masas de lapillis acrecionarios y la capa de diamictita se derivó de la mezcla turbulenta y colapso de la cortina de eyecta, la cual se movía como un flujo superficial sobre los depósitos de la pluma de vapor hasta detenerse en algún lugar de la actual frontera de México y Belice.

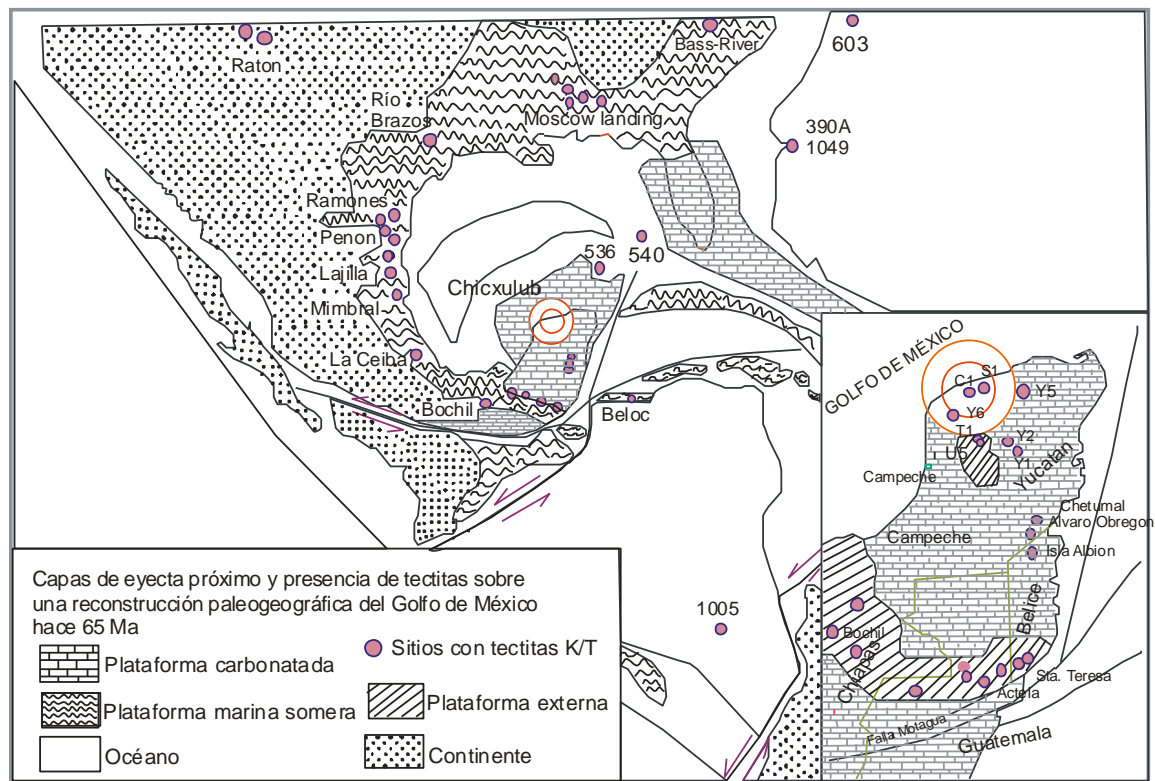


Figura 4.6. Mapa paleogeográfico del Golfo de México y Yucatán con los sitios proximales. Los números son sitios del DSDP (Deep Scientific Drilling Program) o del ODP (Ocean Drilling Program), Sacapuc-1 (S1), Chicxulub-1 (C1); Y6, Y2, Y1, Yucatán-6, Yucatán-2, Yucatán-1 respectivamente, Ticul-1 (T1), UNAM-5 (U5). Modificado de [Smit, 1999](#).

4.4.2.2 Lugares con distancias próximas alrededor del nor-occidente del Golfo de México, a partir de 500 a 1000km desde el Chicxulub, el límite K/Pg es caracterizado por una serie de eyecta rico en esférulas del tamaño de centímetros a metros, capas clásticas de eventos de transporte de sedimentos de alta energía, por ejemplo tsunamis y flujos de gravedad ([Claeys P. et al., 2002](#); [Smit et al., 1996](#); [Schulte y Kontny, 2005](#)). Por ejemplo, [Alvarez y colaboradores \(1992b\)](#) mencionan que el sitio DSDP-540 está a 530km al noreste de la orilla del cráter, y probablemente está muy lejos para contener una sábana de eyecta de diamictita debajo de los depósitos ricos en iridio. [Smit \(1999\)](#) menciona que el sitio DSDP-540

contiene una inusual unidad de 2.6m de grosor de esmectita oscura, estratificación cruzada, clastos de brecha de roca fundida gradando hacia arriba. La cima esta enriquecida de iridio y minerales impactados. La estratificación cruzada indica que la brecha de clastos de roca fundida no es un resultado primario, pero si transportada en flujos de masa. La distribución de los clastos de roca fundida y los pequeños clastos no fundidos son casi idénticos a la cima del eyecta de la secuencia del pozo UNAM-5. Otro ejemplo es la sección de la Ceiba a ~900 km al occidente del cráter Chicxulub (Arz et al., 2001), representante de sitios que se caracterizan por un conjunto complejo de areniscas clásticas conteniendo eyecta grueso en la base y en la cima la anomalía de iridio (Smit, 1999). Otro sitio es Coxquihui, a solo 30 km de la Ceiba, que no contiene evidencia de olas de tsunami en los depósitos de eyecta (K/Pg) de grano grueso, sin embargo en este sitio la capa de eyecta tiene 90cm de grosor de una capa de arenisca pobremente gradada que contiene esférulas vesiculares de calcita y el contenido de iridio es elevado a través de la capa, pero está mas enriquecido en la cima (Smit, 1999). Arenillas y colaboradores (2006) mencionan que las secciones de Bochil (Chiapas) y el Guayal (Tabasco) aproximadamente a 450-500km del centro de la estructura proveen afloramientos de mas de 100m de grosor y son dos de las mas representativas secciones del límite K/Pg. La unidad clástica compleja (CCU por sus iniciales en inglés) está entre dos formaciones pelágicas ricas en foraminífera pláncica, la Formación Jolpabuchil (Campaniana-Maastrichtiana), que está debajo de la CCU y encima de la CCU está la Formación Soyaló (Paleoceno). Los datos estratigráficos de numerosas secciones del sur de México y de pozos indican que la CCU local tiene una acumulación gruesa de brechas carbonatadas de grano fino y grueso cubiertas por areniscas calcáreas y eyecta fino (Montanari S. et al., 1994; Grajales-Nishimura et al., 2003; Arenillas et al., 2006).

4.4.2.3 *Localidades intermedias* desde el Chicxulub (~1000 a 5000 km), los depósitos del límite K/Pg consisten de una capa de esférulas de 2 a 10 cm coronada por una capa de 0.2 a 0.5 cm de grosor de material rico en elementos del grupo del platino (PGEs) con abundantes minerales impactados, clastos graníticos y espinelas ricas en níquel (Sweet A. y Braman D., 2001; Norris R. D. et al., 1999; MacLeod K. G. et al., 2007; Schulte P. et al., 2009, Schulte P. et al., 2010). Ejemplos de estas distancias son mencionados en Smit (1999), donde él menciona que el grosor del eyecta varía desde los 2 cm en la Cuenca Ratón, Red Deer River y Dogie Creek en Wyoming a 0.5 cm en Seven Blackfoot Coulee in Montana y cerca del Frenchman River in Saskatchewan. Otro ejemplo es la sección estratigráfica de Shell Creek en un cuerpo arenoso (<1m) del límite K/Pg (Alabama, en la planicie costera más oriental del Golfo de los Estados Unidos de Norte América) donde muchas de las esférulas son esféricas de ~1mm de diámetro; muchas de las esférulas de impacto son interpretadas a haber sido inicialmente gotas de vidrio fundido, es decir pseudomorfos de esférulas de impacto pero ahora están completa o casi completamente alteradas a fases minerales mas estables como arcillas esmectíticas y están en muchos casos rellenas por calcita "sparry" (un cristal de calcita limpio de grano grueso). Muchas de estas esférulas de impacto aun retienen vesículas que atestiguan su primera condición en fusión (King y Petruny, 2008). Durante el Programa de Perforación Oceánica (ODP) el registro 171B pozo 1049A

(~1700km al noreste del Chicxulub, en el margen de Norte América) se recuperó un intervalo del límite K/Pg en diferentes pozos del altiplano Blake Nose (*Villasante-Marcos et al., 2007*). Este intervalo tiene un grosor entre 9 y 17cm en el límite bio-estratigráfico entre el Cretácico y el Paleoceno, y la perforación 1049A contiene fragmentos líticos, foraminífera cretácica y clastos de material cretácico, los cuales indican re-trabajo y transporte pendiente-abajo del material de la capa de esférulas (*Klaus et al., 2000*). *Villasante-Marcos et al. (2007)* también dicen que en el pozo 1049A el límite K/Pg está marcado por una capa de 17cm de grosor de esférulas verdes con formas ovales a esféricas variando en tamaño de 100 a 1000 micras, además, derivadas del vidrio generado por el impacto y alteradas diagenéticamente a esmectita (*Martínez-Ruiz et al., 2001a*).

4.4.2.4 Secciones distantes marinas, más de 5000km desde el Chicxulub, consistentes de una capa rojiza de arcilla rica en material expulsado de impacto de 2 a 5 mm de grosor están presentes en el límite K/Pg (*Schulte et al., 2010*). Ver *figura 4.7*. Las secciones de Agost y Caravaca, en tiempos del impacto de Chicxulub, estaban a ~7000km de distancia del cráter; al sureste de España. Ambas secciones se desarrollaron en un ambiente pelágico y el depósito de sedimentos durante el Maastrichtiano tardío y el Daniano temprano resultó en secuencias de margas y calizas margosas (*Villasante-Marcos et al., 2007*). El límite K/Pg está marcado en ambas por una capa de arcilla rojiza de ~2mm de grosor que representa el polvo dispersado rico en material del meteorito y depositado globalmente después del impacto. Arriba de esta delgada capa, una capa grisácea a verdosa fue depositada como resultado de la brusca disminución en la productividad del océano; su contenido de carbonato se incrementó gradualmente dando forma a las litologías margosas danianas. Dentro de la capa límite K/Pg de 2mm de grosor varios marcadores de impacto han sido encontrados como el patrón de iridio, granos de cuarzo impactado y espinelas ricas en níquel y magnesio y microesférulas con tamaños entre 100 y 500 μm , compuestas de óxido de hierro o feldespato potásico y su relativa abundancia establece la diferencia entre las dos secciones. Las esférulas de óxido de hierro son recuperadas principalmente de Agost y están ausentes en Caravaca (*Villasante-Marcos et al., 2007*).

El eyecta más lejano, ~10 diámetros cráter, consiste principalmente de esférulas de vidrio (gotas solidificadas de roca fundida (*melt*) o condensadas del vapor) (*Glass y Simonson, 2012*). Gotas fundidas mayores de 1cm se enfrían rápidamente y forman cuerpos compuestos de vidrio, llamados tectitas (*Koeberl et al., 2012*). Las tectitas son encontradas sobre grandes áreas de la superficie terrestre llamadas "campos productores o cubiertos de". Las esférulas de impacto son generalmente <1mm y son llamadas microtectitas si ellas consisten de vidrio sin microlitos primarios, o microcristitas, si ellas contienen microlitos primarios (*Glass y Burns, 1988; Glass y Simonson, 2012*).

Las esférulas del eyecta de límite K/Pg y del Triásico tardío han sido remplazadas completamente por fases secundarias (es decir, feldespato-K, goyazite) (*Glass y Simonson, 2012*). Los autores citados también dicen que las esférulas del límite K/Pg pueden ser divididas en dos tipos: (1) microtectitas como esférulas y (2) microcristitas a veces conteniendo espinelas ricas en níquel (*Bohor y Glass, 1995*). *Glass y Simonson (2012)* añaden que las esférulas como microtectitas son más abundantes dentro de los

~5000km a partir del Chicxulub mientras las microcristitas son encontradas globalmente y se asocian con granos minerales de impacto y la anomalía de iridio. Donde se encuentran juntas, las microcristitas, mucho de los granos minerales de impacto y la anomalía de Ir se encuentran inmediatamente arriba de las esférulas como microtectitas. Los mismos autores agregan que en Haití, algunas esférulas como microtectitas contienen núcleos relictos de vidrio negro cuya composición varía de andesítica a dacítica y ninguna lechatelierite ha sido observada en el vidrio. Los núcleos de vidrio tienen bajo contenido de agua como las tectitas, pero su hierro parece estar más oxidado. Las microcristitas en la capa límite K/Pg son de forma esferoidal a forma de disco, ésta última se debe probablemente al aplanamiento durante la compactación. También mencionan que las microcristitas fueron en gran parte remplazadas durante la diagénesis por varias fases, resguardadas por microlitos de espinelas ricas en níquel, las cuales probablemente cristalizaron dentro de las gotas de silicato y condensaron del impactor y la roca del blanco vaporizados (Kyte and Bohor, 1995 citados en Glass y Simonson, 2012).

El patrón de disminución del grosor de la capa de eyecta con el incremento en la distancia a partir del cráter, es consistente con el impacto del Chicxulub como única fuente para el evento de depósito de eyecta en el límite K/Pg (Schulte et al., 2010); Schulte y colaboradores (2010) además establecen como soporte adicional la distribución, composición y modo de emplazamiento del eyecta. Primero, el tamaño y la abundancia de las esférulas y granos de cuarzo impactado expulsado balísticamente, los cuales son resistentes a la alteración y decrecen con el incremento de la distancia a partir de Chicxulub (Claeys P. et al., 2002; Morgan J. et al., 2006; Schulte et al., 2010). Segundo, la composición específica (esférulas de silicato, calizas impactadas y clastos graníticos y dolomita) y la distribución de la edad del eyecta que está de acuerdo con la del conjunto de rocas del lugar del impacto del Chicxulub. Por último, la presencia de una unidad clástica de alta energía, en los sitios próximos del límite K/Pg, intercalada entre dos capas ricas en eyecta del Chicxulub, que sugieren que el impacto causó un colapso de la plataforma carbonatada de Yucatán y produjo flujos en masa y tsunamis en el Golfo de México y áreas adyacentes (Smit J., 1999; Claeys P. et al., 2002; Bralower T. J. et al., 1998). Por lo tanto, la unidad clástica del límite K/Pg con más de 80 m de grosor en algunos lugares fue depositada en un periodo extremadamente breve entre la llegada de esférulas de grano grueso y el subsecuente depósito de material de grano fino de elementos del grupo del platino y fases de eyecta ricas en níquel (Smit J. et al., 1996).

En el área correspondiente a los sitios muy próximos (desde el centro hasta 500km) se encuentran los pozos de interés en este estudio: el pozo Yaxcopoil-1, el UNAM-5 Santa Elena y el UNAM-6 Peto, ubicados dentro de los primeros 151km de distancia radial a partir del centro del cráter. La figura 4.8 muestra una sección transversal de la estructura de impacto donde se ubica la posición de los pozos mencionados. En los capítulos siguientes se especifica la ubicación, descripción litológica y los resultados obtenidos de la aplicación de las técnicas de AMS y magnéticas de los pozos de interés.

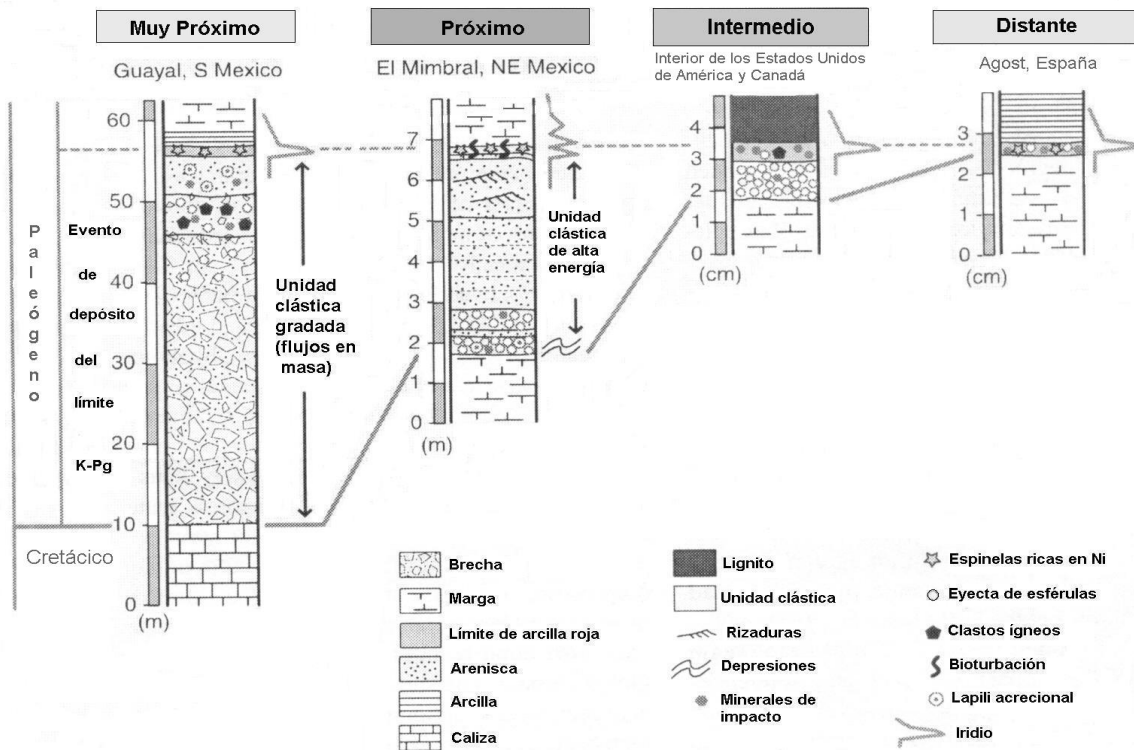


Figura 4.7. Secuencias de depósito de los sitios próximos y distantes del cráter Chicxulub. Schulte et al., 2010.

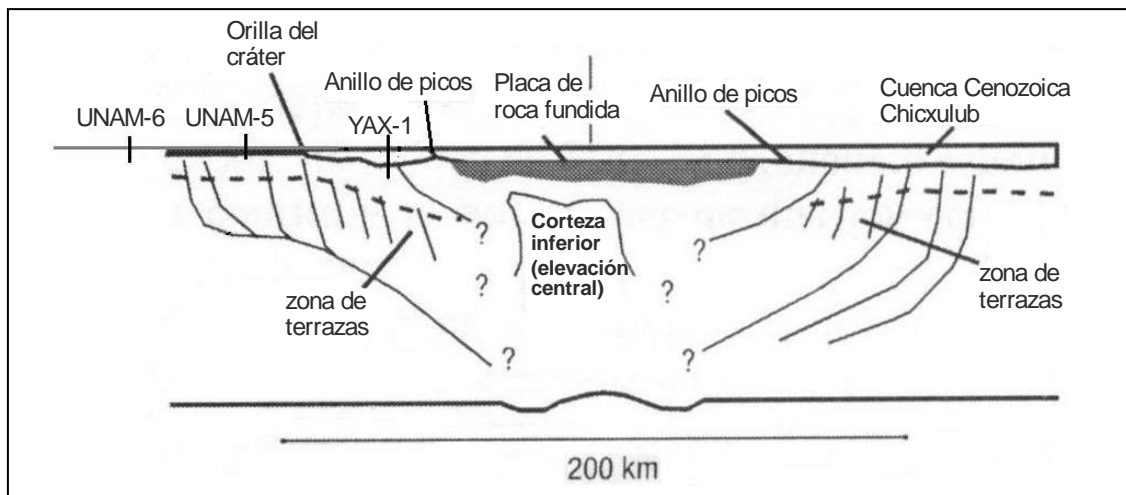


Figura 4.8 Sección lateral de la morfología asimétrica del cráter, sus características principales, y la posición de los pozos Yaxcopoil-1, UNAM-5 y UNAM-6 con respecto a la estructura (Gulick et al., 2008).

CAPÍTULO 5

YAXCOPOIL – 1

5.1 Localización

El pozo Yax-1 se localiza en 20.74°N, 89.72°W (Urrutia-Fucugauchi et al., 2008), o a ~62 km desde el centro de la estructura (figura 5.1) en la Hacienda Yaxcopoil, aproximadamente 16 km al sur de Umán, Yucatán (Kring et al., 2004). En términos de la estructura del cráter, el pozo se localiza fuera de la cavidad transitoria dentro de la zona de bloques desplomados (Pilkington et al., 2004) pero dentro de la orilla estimada del cráter final (Kring et al., 2004). Figura 5.1.

Desde el punto de vista magnético, el cráter Chicxulub es descrito por el contraste en la magnetización; la estructura puede ser dividida en tres zonas concéntricas con el centro coincidente con las anomalías gravimétricas de Penfield y Camargo (1981). Pilkington et al. (2004) las describen como sigue: a) La zona interna, de 20 km de radio con una anomalía de gran amplitud (>500nT) debida a la elevación central. b) La zona magnética intermedia con anomalías dipolares, de longitud de onda corta y de gran amplitud (cientos de nT) con un radio de 45km probablemente causado por fuentes dentro de la placa de roca fundida de impacto, probablemente relacionadas con la alteración hidrotermal controlada por el sistema de fracturas, altos paleotopográficos en el basamento (elevación central) y la orilla de la capa fundida. c) La zona magnética más externa se extiende hasta ~80km de radio y consiste de un numero de anomalías de longitud de onda corta de baja amplitud (<50nT) probablemente relacionadas con el material expulsado, brecha y roca fundida de impacto. El Yax-1 se localiza en la zona magnética más externa.

5.2 Estratigrafía del pozo Yax-1

La perforación del Yax-1 se basó en la integración de estudios gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos y sísmicos costa afuera, de los programas preexistentes de PEMEX y la UNAM. Se obtuvieron registros geofísicos corridos y núcleos fijos de la secuencia carbonatada y litología de impacto desde los 404m hasta llegar a una profundidad de 1511m (Urrutia-Fucugauchi et al., 2004a).

Tuchscherer y colaboradores (2004) resumen la estratigrafía del pozo como sigue: Las rocas del Terciario superior fueron interceptadas desde los 404m hasta los 795m con recuperación continua. Este intervalo comprende una secuencia rica en foraminíferos y una secuencia hemipelágica de calizas anóxicas que alternan con margas bioturbadas. Debajo de los 600m, varios flujos conglomerados en masa son intercalados con sedimentos hemipelágicos (calcarenita, limolita calcárea y en menor cantidad sílex). Entre los 795 y 895m hay una secuencia de 100m de impactitas o brecha de impacto, que es una secuencia delgada en comparación con otros pozos localizados en derredor del centro del cráter (Urrutia

et al., 2004). Debajo de las impactitas se presenta una secuencia de 616m de rocas cretácicas, probablemente desplazadas, constituidas por calcarenita intercalada, calizas pobres en fósiles, dolomita y anhidrita (27.4%) (Dressler et al., 2004; Stöfler et al., 2004). Varias zonas de brecha fueron interceptadas en estas rocas cretácicas: brechas con aspecto de roca fundida a 909-910, 916, 1348m; las brechas líticas a 1314-1316, 1341, 1398-1399m; zonas de cizalla con aspecto de aceite negro y amplias zonas con deformación quebradiza entre 1310-1400m y 1496-1510m (Kenkmann et al., 2003). **Figura 5.2.**

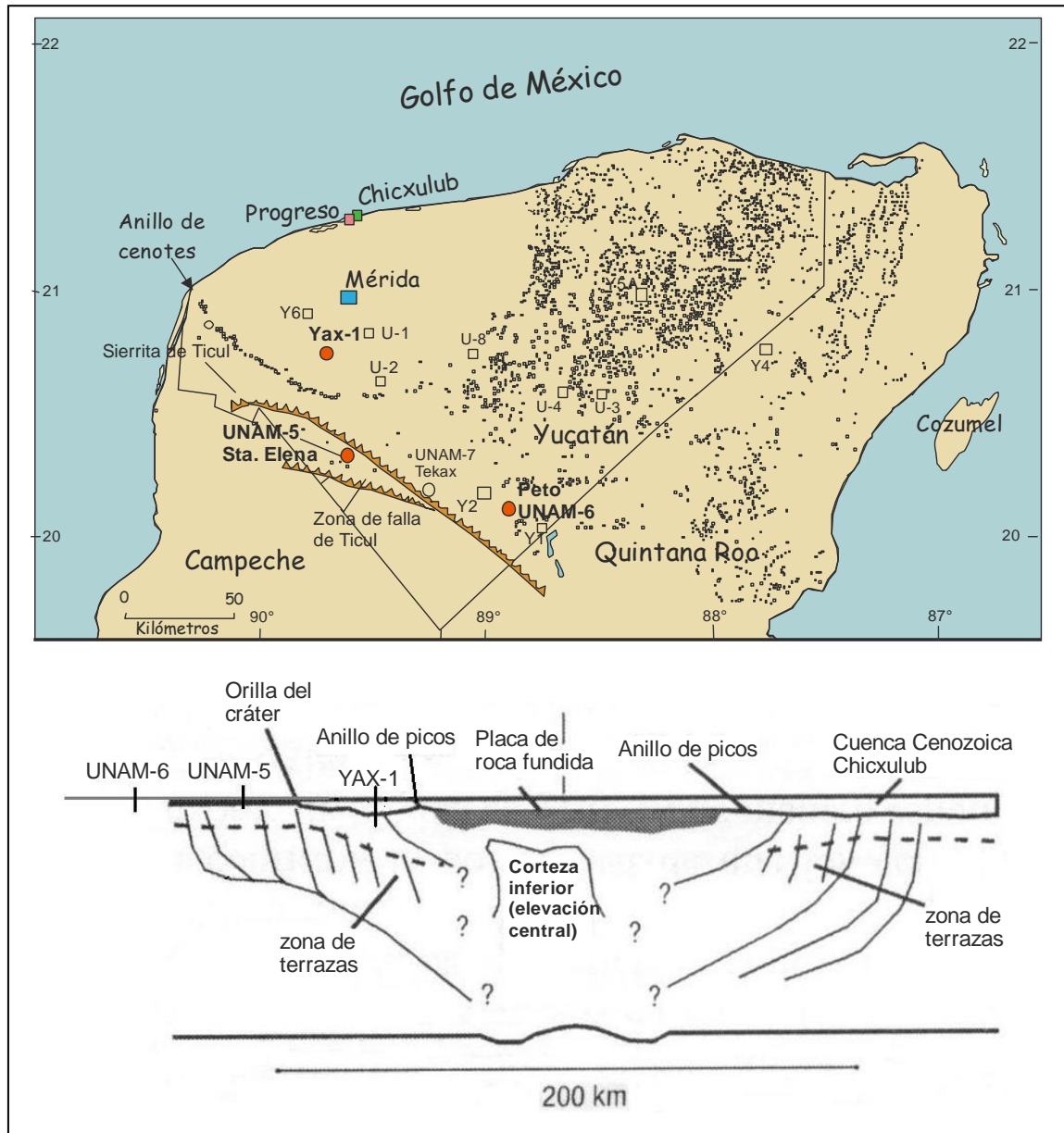


Figura 5.1. Mapa de la península de Yucatán y ubicación de los pozos Yaxcopoil-1, UNAM-5 (Santa Elena) y UNAM-6 (Peto). Modificada de Lefticariu et al. (2006). La parte inferior presenta la sección lateral de la morfología asimétrica de la estructura de impacto y la ubicación de los pozos mencionados. Modificada de Gulick et al., 2008.

5.2.1 Estratigrafía de la sección de impactitas

En esta sección se presenta la descripción y subdivisión litológica de las impactitas en seis unidades hecha por Dressler et al. (2004) y analizadas de forma química, petrográfica y mineralógica por Stöffler et al. (2004). Las impactitas representan una secuencia compleja de brechas polimícticas tipo suevita que son ricas en partículas fundidas de tamaños variables (sub-mm a dm) y más bien pobres en matriz de grano fino comparada con la suevita de cráteres terrestres más pequeños. También contienen clastos líticos impactados de rocas cristalinas y sedimentarias y todo el material fundido de impacto está cristalizado (Stöffler et al., 2004). Según Hecht et al. (2004) en el silicato derretido, los productos de la cristalización producen plagioclasa, feldespato potásico y calcita. Mientras el carbonato fundido forma 1) inclusiones en silicatos fundidos de todas las unidades y 2) grandes cuerpos de carbonatos policristalinos, principalmente en la unidad 6 (U6) en el contacto con la secuencia de roca cretácica.

Unidad 1. Suevita Redepositada o USS (*Upper Sorted Suevite*). (794.63-808.02m). Tiene un espesor de 13.39 m, presenta clastos de tamaño pequeño, fragmentos de rocas del basamento (granito, granodiorita y gneis). La presencia de caliza es escasa. Los fragmentos de roca fundida de impacto están presentes en toda la unidad y son de color negro, marrón o gris verdoso, la matriz es clástica de grano muy fino y carbonatada. Esta unidad es muy deleznable y generalmente de color verdoso. El contenido de la matriz es muy bajo y es solamente intersticial entre las partículas fundidas y las líticas, consiste de pequeños granos de calcita y partículas fundidas cristalizadas y recristalizadas intersticiales, a pesar los granos de calcita es similar a la suevita del cráter del Ries. Las partículas de roca fundida de impacto son el componente dominante. Todas las partículas fundidas están recristalizadas: despliegan fases líquidas, las fases secundarias son láminas silicatadas (esmectita) y tectosilicatos policristalinos, cuarzos impactados con rasgos de deformación planar y cuarzos policristalinos están presentes pero son raros. Las partículas de roca fundida de impacto son redondeadas y algunas de forma irregular.

Mis observaciones para esta unidad son, que la matriz es verdosa clara con clastos en colores grises, marrones y blancos de tamaño de milímetros, de formas subredondeadas a subangulosas. Algunos clastos llegan a medir 1 cm. Los núcleos de esta unidad están muy fragmentados y se desmoronan con facilidad.

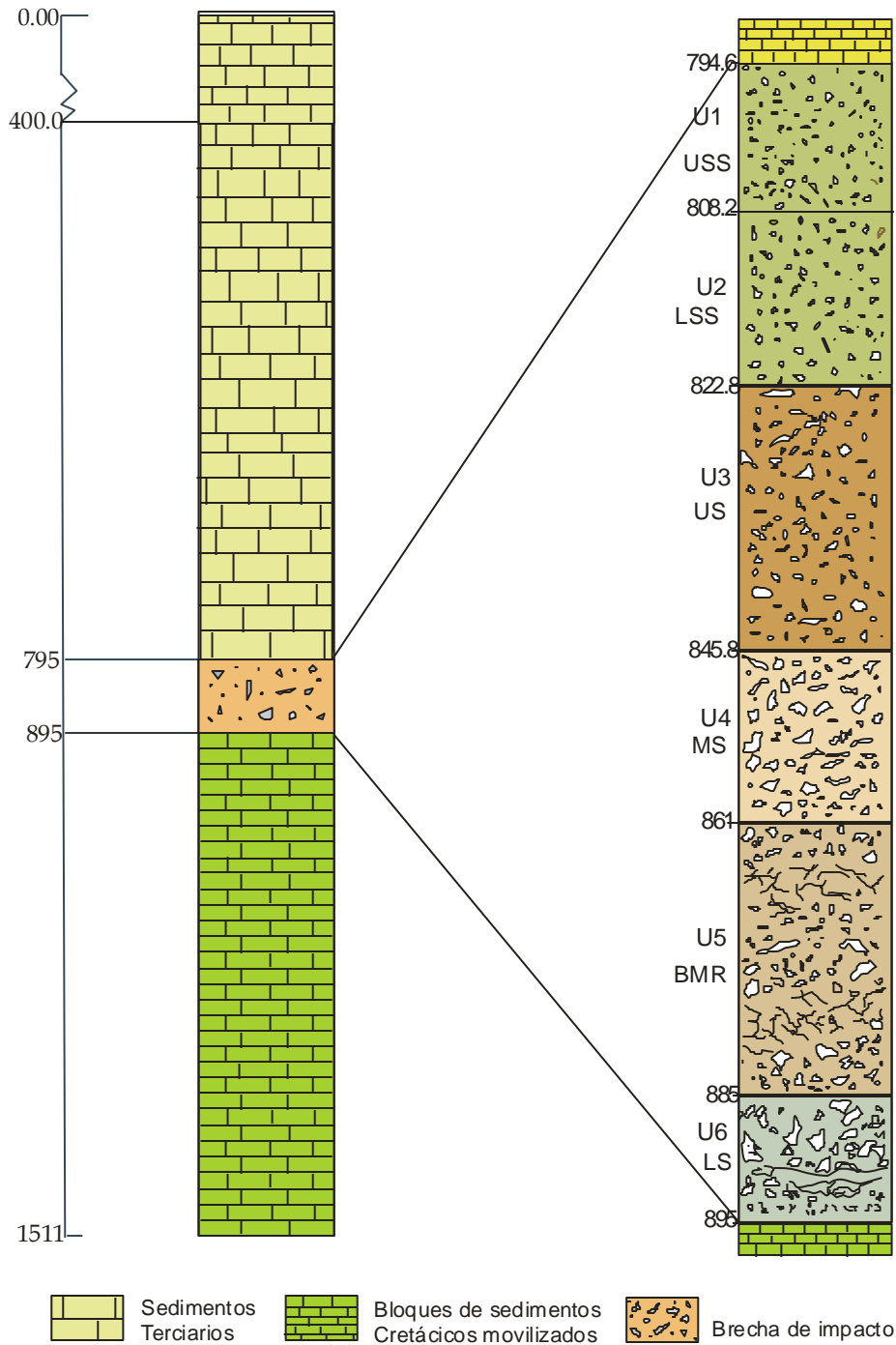


Figura 5.2. Columna litológica simplificada del pozo Yaxcopoil-1. La zona de interés es la secuencia de impactitas (795-895m). Modificada de [Kring et al. \(2004\)](#). Esta sección fue dividida en seis unidades (795-895m). Unidad 1, Suevita redepositada o Upper Sorted Suevite (USS). Unidad 2, Suevita o Lower Sorted Suevite (LSS). Unidad 3, Brecha de roca fundida marrón chocolate o Upper Suevite (US). Unidad 4, Brecha suevítica rica en vidrio o Middle Suevite (MS). Unidad 5, Brecha de roca fundida o Brecciated Impact Melt Rock (BMR). Unidad 6, Brecha de clastos de roca fundida alogénica o Lower Suevite (LS). ([Dressler et al., 2004](#); [Stöffler et al., 2004](#)).

Unidad 2. Suevita o LSS (*Lower Sorted Suevite*). (808.02-822.86). Tiene un espesor de 14.86m. Se caracteriza porque el tamaño de los clastos es mayor que los de la unidad 1. Los clastos son mas o menos los mismos, gneis, granitos, roca fundida. La matriz es de grano fino y comúnmente carbonatada. Esta unidad comparada con otros cráteres de impacto, es muy rica en fragmentos de roca fundida. Texturalmente también es similar a la U1. El contenido de la matriz es muy bajo y solamente intersticial entre las partículas líticas y fundidas y algunas veces nulo; consiste de granos de calcita policristalinos relativamente gruesos, parece que la abundancia de esta matriz puede deberse a cristalización secundaria que aumenta con la profundidad. El color de la matriz es verdoso como todo el material suevítico. Las partículas de roca fundida de impacto son el componente dominante. Todas las partículas fundidas están completamente cristalizadas, algunas despliegan fases líquidas y las fases secundarias son láminas silicatadas. Las rocas carbonatadas y cristalinas no son abundantes pero las calizas dominan sobre los silicatos. Las partículas oscuras son más grandes en tamaño que las partículas verde claro o marrón.

Mis observaciones para esta unidad son similares a la anterior, el color de la matriz es verdoso y se disgregan fácilmente al contacto con ellas. Los clastos son de formas subangulosas y subredondeadas, el tamaño de los clastos llega a 1.5 cm y son de colores marrón, gris y blanco, en algunas zonas se ven como fluidas.

Unidad 3. Brecha de roca fundida marrón chocolate o US (*Upper Suevite*) (822.86-845.80m) con un espesor de 22.94m. La matriz constituye entre el 60 y 95 vol% de la roca. La matriz de grano fino es abundante, en la cual las partículas fundidas y clastos líticos de tamaño variable están incrustados sin orientación preferencial o alguna clase de estratificación y también están como flotando. Los clastos de rocas sedimentarias son calizas, posiblemente algunos son dolomita, y la anhidrita no se observa. En general, los clastos del basamento son escasos, pero el granito y el gneis son los fragmentos más comunes. Los fragmentos de roca fundida tienen formas angulosas. Según [Dressler et al. \(2004\)](#) es la más enigmática de las rocas encontradas porque cuando está húmeda, la matriz tiene el color del chocolate y cuando está seca es de color gris-pardusco. Algunos fragmentos grandes de roca fundida tienen formas sugestivas de flujo. También menciona que los clastos muy pequeños tienen texturas de flujos que son truncadas por el límite del fragmento mismo y que también se ve esto en los fragmentos más grandes. Las partículas de roca fundida son el componente dominante y tienen formas irregulares.

Algunas observaciones interesantes de esta unidad se pueden ver en las cajas 191-195 (822.24-833.1m) la matriz se ve más compacta de color grisácea verdosa, parece fluida en donde se encuentran los clastos de formas subangulosas a subredondeados, el color de estos varía de marrón y óxido con aureolas de alteración, a grises, blancos pequeños y gris-verdoso como la matriz y oscuros, hay clastos esporádicos grandes de hasta 5 cm. De la caja 196 a la 201 (833.1-835.57m), tanto el color de la matriz y el de los clastos es igual que las cajas anteriores, sólo que el tamaño de los clastos es menor, desde milímetros hasta 1 ó 2 cm y muy esporádicos los de 4 ó 5 cm. En la caja 199 (839.35-841.62m) hay una

zona que presenta un color marrón claro jaspeado con beige y que parece como una tablilla de chocolate, que parece estar fundiéndose y algunos clastos verdosos parecen fluir dentro de esta matriz, y abruptamente cambia a la matriz grisácea verdosa. En este rango de cajas y profundidades es donde se presentan las características que definen esta unidad y que concuerdan de forma semejante con la descripción de [Stöffler et al. \(2004\)](#) y [Dressler et al. \(2003\)](#).

Unidad 4. Brecha suevítica rica en vidrio (abigarrada) o MS (*Middle Suevite*). (845.80-861.06m). Estos 15.26m se caracterizan por una amplia variedad de fragmentos. Los clastos comúnmente son laminados y tienen formas retorcidas, los fragmentos grandes exhiben rasgos indicativos de deformación dúctil y frágil. Macroscópicamente los fragmentos de roca fundida son abundantes, con un tamaño máximo de 16 cm., Los fragmentos del basamento son de granito y varios tipos de gneis, diorita y granodiorita. Hay calizas y en menor cantidad dolomita, pero no se observan fragmentos de anhidrita. El contacto con la siguiente unidad es casi abrupto. Tiene una matriz de grano fino en la cual, las partículas fundidas y los clastos líticos están flotando. La matriz ya no es clástica pero consiste predominantemente de calcita policristalina con algo de grano grueso. Las partículas de roca fundida son el componente dominante y de forma más bien irregular y las partículas fundidas están completamente cristalizadas. No se observan fragmentos de anhidrita. Hay una gran variación en el tamaño de los granos, algunos alcanzan hasta 22cm en las partículas fundidas. Las inclusiones están distribuidas de forma irregular en una matriz de grano fino. Las formas de los componente líticos van de subredondeadas a subangulares. Cambios notables de esta unidad se pueden encontrar en las observaciones realizadas de la caja 202-204 (845.78 – 852.44m) presentan una matriz de color pardo verdoso, aproximadamente a una profundidad de 849.35m cambia el color a verde-grisácea. Los clastos varían de formas subangulosas a suredondeadas y el tamaño varía de 5mm a 1 ó 2 cm. Algunos clastos parecen estar fundiéndose y son de formas alargadas (3 a 4cm) con aureolas de fusión y también hay clastos más pequeños (2 ó 3mm) de color amarillo ocre. El color de los clastos es variado, negros, blancos, rosados, amarillos, color óxido y verde claro. De las cajas 205-208 (852.44-861.01m), presentan matriz verde grisácea con clastos de color similar a los mencionados anteriormente, de formas subangulares a subredondeadas, algunos parecen estar fundiéndose o como fluir y varían desde 1mm a casi 3cm.

Unidad 5. Brecha de roca fundida autógena monomíctica verde o BMR (*Brecciated Impact Melt Rock*). (861.06-884.92m). Tiene un espesor de 23.86m. Es relativamente homogénea y consiste principalmente de fragmentos fundidos laminados verdes. Se la describió como una brecha fundida de impacto que contiene fragmentos fundidos que en algunos lugares semejan ser partes de un rompecabezas. Las inclusiones de rocas del basamento son de granito, gneis y granodiorita. Clastos de calizas son escasos y no se observan fragmentos de anhidrita. Las inclusiones de rocas del basamento muestran texturas generalmente sugestivas de fusión incipiente. El contacto con la siguiente unidad es más o menos gradual. La matriz está restringida a regiones intersticiales y delgadas bandas entre las partículas

fundidas, aparece a primera vista como clástica, pero es de hecho cristalina, probablemente cristalizó de una matriz clástica re-fundida. Consiste de plagioclasa euhédrica¹³ y piroxeno incrustados en un material silicatado de baja birrefringencia¹⁴, granos pequeños opacos diseminados finamente. La matriz algunas veces contiene láminas de silicatos de corte cruzado. Las partículas de roca fundida son el componente dominante y muchas se derivan de una sola litología fundida con las siguientes características: las partículas fundidas parecen transparentes a gris claro o marrón claro. Textura fluida, vesículas y *schlieren*¹⁵ no son tan visibles como en las suevitas; clastos de silicato recristalizado ocurren, calcita cristalina esta presente en formas alargadas, esféricas y como gotas. Todas las partículas fundidas están completamente cristalizadas y despliegan fases líquidas primarias en listones de plagioclasa y piroxeno y además material de silicato policristalino intersticial. Las partículas de roca fundida de impacto a veces están afectadas por cristalización secundaria. Las partículas de roca fundida son más bien uniformes, de formas angulares a subangulares producidas por cataclasis¹⁶ in situ y abrasión¹⁷ friccional.

Observaciones interesantes se pueden ver en las cajas 209-219. De la caja 209-213 (861.01-871.6m) se observa matriz verde clara, a veces grisácea, casi uniforme que presenta zonas como fundidas y algunos clastos fluidos, muestra líneas negras como si delimitara el material del núcleo. Hay algunos clastos esporádicos de 1 ó 2mm de colores oscuro, verde olivo, marrón y blancos de formas alargadas, también hay oquedades pequeñas rellenas de material oscuro. De las cajas 214-219 (871.6-885.7m) presentan el mismo tipo de matriz, con líneas negras, se observan algunos clastos esporádicos grandes, de 3 ó 4cm, en la caja final, se observa un cambio en el color de la matriz, es de color gris con fragmentos verdosos, blancos, oscuros de formas subangulosas a subredondeadas.

Unidad 6. Brecha de clastos de roca fundida alogénica o LS (*Lower Suevite*). (884.92-894.94) Esta unidad con un espesor de 10.02m, muestra un incremento en tamaño, abundancia y diversidad de fragmentos del lugar de impacto. También se han encontrado rasgos que sugieren fusión. Fragmentos de roca fundida presentan colores verdes a marrón (tostado) y colores gris claro. En la parte inferior de esta unidad la matriz carbonatada varía de marrón claro a gris claro, tiene textura fluida local y contiene fragmentos del sitio del choque muy pequeños y partículas de roca fundida. También esta unidad contiene los fragmentos más grandes de las impactitas. Los clastos de roca del basamento: granito, amfibolita, esteatita, rocas ultramáficas y gneis. Los fragmentos de calizas alcanzan 53cm de longitud del núcleo y los fragmentos fundidos 20cm. Tiene una matriz de grano fino, en la cual las partículas fundidas

¹³ Euhédrico.- término aplicado a granos que muestran un desarrollo completo en la forma del cristal.

¹⁴ Birrefringencia (doble refracción). En mineralogía óptica, la capacidad de los minerales anisótropos de separar la luz plano-polarizada cuando los atraviesa en dos rayos.

¹⁵ Schlieren: 1) pequeñas masas o rayas en una roca ígnea que difieren en composición del cuerpo principal. 2) regiones distintas de refracción en un medio transparente a veces causado por diferencias en la presión o temperatura y detectable especialmente cuando se fotografía el paso de un rayo de luz.

¹⁶ Cataclasis: Fragmentación de los distintos minerales constituyentes de una roca por procesos tectónicos.

¹⁷ Abrasión: (corrosión).Acción erosiva que tiene lugar cuando partículas rocosas de tamaño variable son arrastradas sobre o lanzadas contra una superficie.

y clastos líticos están flotando. La matriz no es clástica pero consiste principalmente de calcita policristalina de grano grueso y también contiene una gran cantidad de granos pequeños de hematita como en la suevita superior. Las partículas fundidas de silicato son el componente dominante en las unidades de brecha polimíctica suevítica, las partículas fundidas más grandes de silicato despliegan textura fluida, vesículas y schlieren con inclusiones de clastos silicatados redondeados recrystalizados. La calcita policristalina es rara. Todas las partículas fundidas están recrystalizadas y despliegan fases líquidas primarias como prismas de piroxeno en una “matriz” de listones de plagioclasa. En esta unidad las rocas carbonatadas dominan. Las inclusiones de calizas son muy grandes y forman aglomerados mezclados con la brecha polimíctica donde las partículas de silicato fundido dominan. La distribución del tamaño del grano es muy irregular debido a las grandes inclusiones de carbonatos que son muy heterogéneas en su distribución. El tamaño de los granos es más grande que en las otras unidades. Las formas de los componentes líticos van de subredondeadas a subangulares, pero las inclusiones de las calizas son redondeadas como si se formaran de los carbonatos fundidos.

Las observaciones realizadas para esta unidad se inician a partir del fin de la caja C219 (883.1-885.7m) porque ahí comienza la U6. Los núcleos de las cajas C220-224 (885.30-896.12m) presentan una matriz fina de color gris clara a más oscura, al inicio de la unidad se ve un poco porosa y como si se estuviera mezclando, algunas partes parecen como flúor y son de color verdoso; presenta clastos de formas subangulares a subredondeadas de colores blancuzcos, verde claro, algunos negros y beige. El tamaño de los clastos varía desde 1mm hasta 3 ó 4cm.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Aplicación del método de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS)

En esta etapa se aplica la técnica de la AMS y se analizan con sus parámetros más usados (P_j , T , L , F) de forma global y su variación vertical. Los tres últimos dentro del paréntesis miden la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética, se graficaron contra la profundidad para observar como varía a lo largo de la sección estudiada. Lo mismo se hizo con la susceptibilidad magnética y la NRM. Para definir la forma del elipsoide magnético se usa el diagrama de Jelinek (1981), pues en éste, están mejor delimitados los límites de T y P_j como se explicó en el capítulo de AMS. El proceso inicial consistió en la medición inicial de la AMS y de la NRM de todos los especímenes del Yax-1, sin ningún proceso previo.

En la **figura 5.3** se presenta la susceptibilidad ($k \times 10^{-6}$ SI), la magnetización natural remanente (NRM), el grado de anisotropía corregida (P_j) y el parámetro de forma graficadas en función de la profundidad.

La unidad 1 o USS presenta muy pocos datos. La susceptibilidad presenta un incremento a partir de los ~845 m hasta los 860 m, correspondiente a la unidad 4 o MS. La susceptibilidad varía de 0 a $\sim 1000 \times 10^{-6}$ SI en la unidad 6 o LS, la unidad 5 o BMR muestra valores entre ~ 1000 a 2000×10^{-6} SI a partir de los 867m y hasta los 885m y desde los 861 m hasta los ~867 m la susceptibilidad varía desde $\sim 800 \times 10^{-6}$ SI

hasta los $\sim 1000 \times 10^{-6} \text{SI}$. La susceptibilidad magnética en la unidad 4 o MS es muy variable con datos entre ~ 2000 - $\sim 7000 \times 10^{-6} \text{SI}$, La unidad 3 los presenta entre 1000 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$, las unidades U1 y U2 muestran valores alrededor de $1000 \times 10^{-6} \text{SI}$. En la gráfica no se muestra la muestra m30 con un valor de susceptibilidad de $24,741.82 \times 10^{-6} \text{SI}$.

La NRM se observa menos variable a lo largo de la columna, se observa un tendencia creciente desde los ~ 825 hasta los $\sim 857 \text{ m}$, correspondientes a las unidades 3 y 4 y un decremento variable a lo largo de la unidad 5. La unidad 3 varía desde ~ 0.01 a $\sim 0.3 \text{ A/m}$, la unidad 4 varía de ~ 0.01 a 0.2 con algunos valores muy altos que llegan hasta 1.3 A/m . La unidad 5 presenta más datos entre ~ 0.001 y 0.2 A/m con algunos datos de mayor intensidad. La unidad 6 muestra datos entre ~ 0.0001 y 0.1 A/m . Los valores de intensidad más altos están en las unidades de la brecha suevítica rica en vidrio (MS) ó U4 y la brecha de roca fundida ó U5.

El grado de anisotropía corregida (P_j) contra la profundidad que presenta un comportamiento regular a partir de los 822 m hasta los $\sim 861 \text{ m}$ de profundidad, variando entre 1.01 y 1.04 unidades de P_j , correspondiendo con las unidades U3 y U4. A partir de de los $\sim 861 \text{ m}$ su comportamiento es variable con valores que alcanzan hasta ~ 1.16 en las unidades U5 y U6.

El parámetro de forma (T), también graficado contra la profundidad, muestra casi la misma cantidad de datos oblados y prolados con un comportamiento variable a lo largo de la columna, entre las unidades U3 y U4, es decir, aproximadamente entre los $\sim 840 \text{ m}$ y los $\sim 870 \text{ m}$ se observa una concentración de datos de $-0.6 \leq T \leq 0$ y los datos oblados $0 < T \leq 0.4$.

En la [figura 5.4](#) se presentan los diagramas de Jelinek (1981) del parámetro de forma y el grado de anisotropía de los especímenes que conforman las seis unidades en la que fue dividida la sección de impactitas del Yaxcopoil-1. La U1 y U2 presentan pocos ejemplares; de la U1 dos ejemplares están en la parte negativa de T , mientras el tercero y el único representante de la U2 están en la parte positiva de T , es decir en la parte oblada. El P_j varía entre 1.008 y 1.03 , estos valores son semejantes al de las rocas sedimentarias. En la unidad U3 (US) se puede ver que numéricamente hay más datos oblados (14) que prolados (11), por lo que en esta unidad la forma es numéricamente oblada; P_j varía entre 1.005 y 1.05 , similar al de las rocas sedimentarias. La U4 (MS) presenta la misma cantidad de datos oblados que prolados y el P_j varía desde 1.008 hasta 1.05 , hay que notar que se observan tres grupos; el primero está entre 1.008 a 1.02 (15 datos). El segundo grupo varía entre 1.025 y 1.030 (5 datos: m31, m32, m39, m51, m52) y para el tercer grupo que va desde 1.038 a 1.045 , tres datos: m30, m35, m49) los restantes datos. Para la U5 (BMR) se observa la misma cantidad de datos oblados y prolados y un neutro. También se observa un incremento en el P_j , porque en esta unidad hay más datos mayores a 1.05 y que varían hasta casi 1.16 . Para la U6 (LS), hay más datos prolados por lo que se puede decir numéricamente hablando que la lineación está ligeramente más desarrollada; el P_j varía de 1.017 a 1.12 , en el gráfico no se observa el ejemplar m86 porque tiene $P_j=2.071$ y $T=-0.487$, pero es contabilizado.

En la [figura 5.5](#) se pueden ver las proyecciones ortogonales en conjunto y por separado de los ejes de susceptibilidad principal de cada una de las seis unidades de la sección de impactitas. El primer estereograma representa a las unidades U1 y U2 donde se observa un buen agrupamiento de los ejes, donde los k1 están sobre el plano horizontal y los k3 cerca de la vertical. Sin embargo son pocos datos para decir algo más. En la unidad 3 el eje k3 presenta dos agrupamientos sugiriendo una tendencia hacia el plano horizontal lo que podría sugerir el desarrollo de la foliación mientras el eje k1 parece tender hacia el plano vertical aunque está muy disperso; el k2 se observa muy disperso. Para la unidad 4, el eje principal k1 parece tender hacia el borde de la proyección, mientras el k3 se muestra en un agrupamiento en el cuarto cuadrante inferior y se sugiere un cinturón que pasa cerca de la proyección; el k2 se presenta en la zona opuesta al del eje k3. En la unidad U5, el eje de susceptibilidad principal k1 parece tender hacia el borde de la proyección y el k3 parece formar un cinturón que pasa sobre el centro de la proyección; el k2 se observa disperso y sugiere una tendencia hacia el borde de la proyección. Para la unidad U6 los ejes k1 y k3 parecen tender hacia el borde de la proyección solo que en direcciones opuestas o el k3 también podría tender a formar un cinturón al sur de la proyección y el k1 presenta en un pequeño grupo; mientras el k2 muestra una tendencia a concentrarse hacia el centro de la proyección ortográfica. Los tres ejes principales de susceptibilidad en conjunto y de cada unidad muestran fábricas complejas reflejando el carácter heterogéneo de los componentes del depósito, carbonatos, material del basamento y roca fundida de impacto parecen correlacionarse con las fábricas mezcladas ([Urrutia et al., 2012](#)).

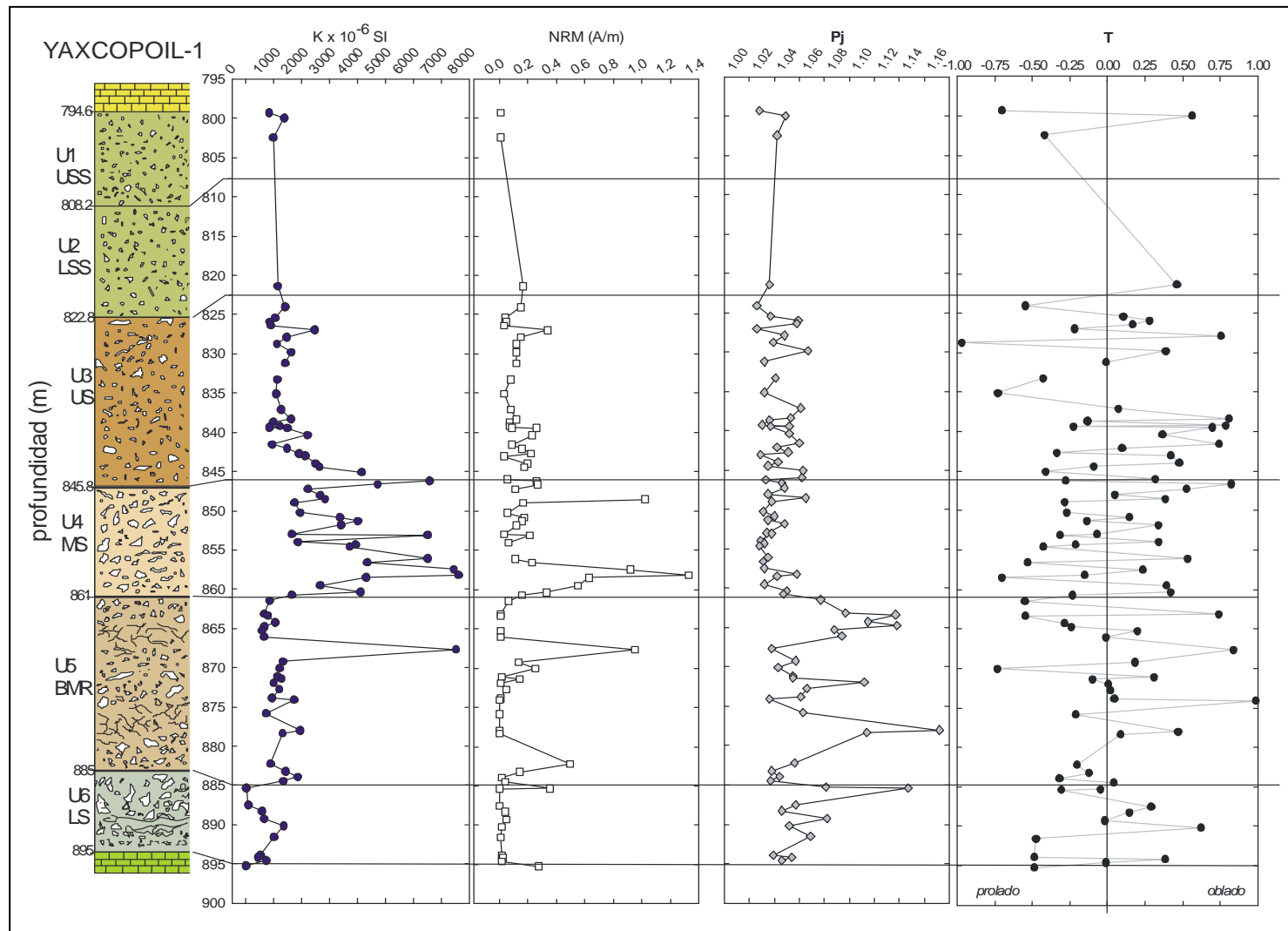


Figura 5.3. Columna litológica de la sección de impactitas del pozo Yax-1. Gráficos de susceptibilidad magnética ($K \times 10^{-6} \text{ SI}$), magnetización natural remanente NRM, grado de anisotropía corregida P_j y parámetro de forma T, todos en función de la profundidad.

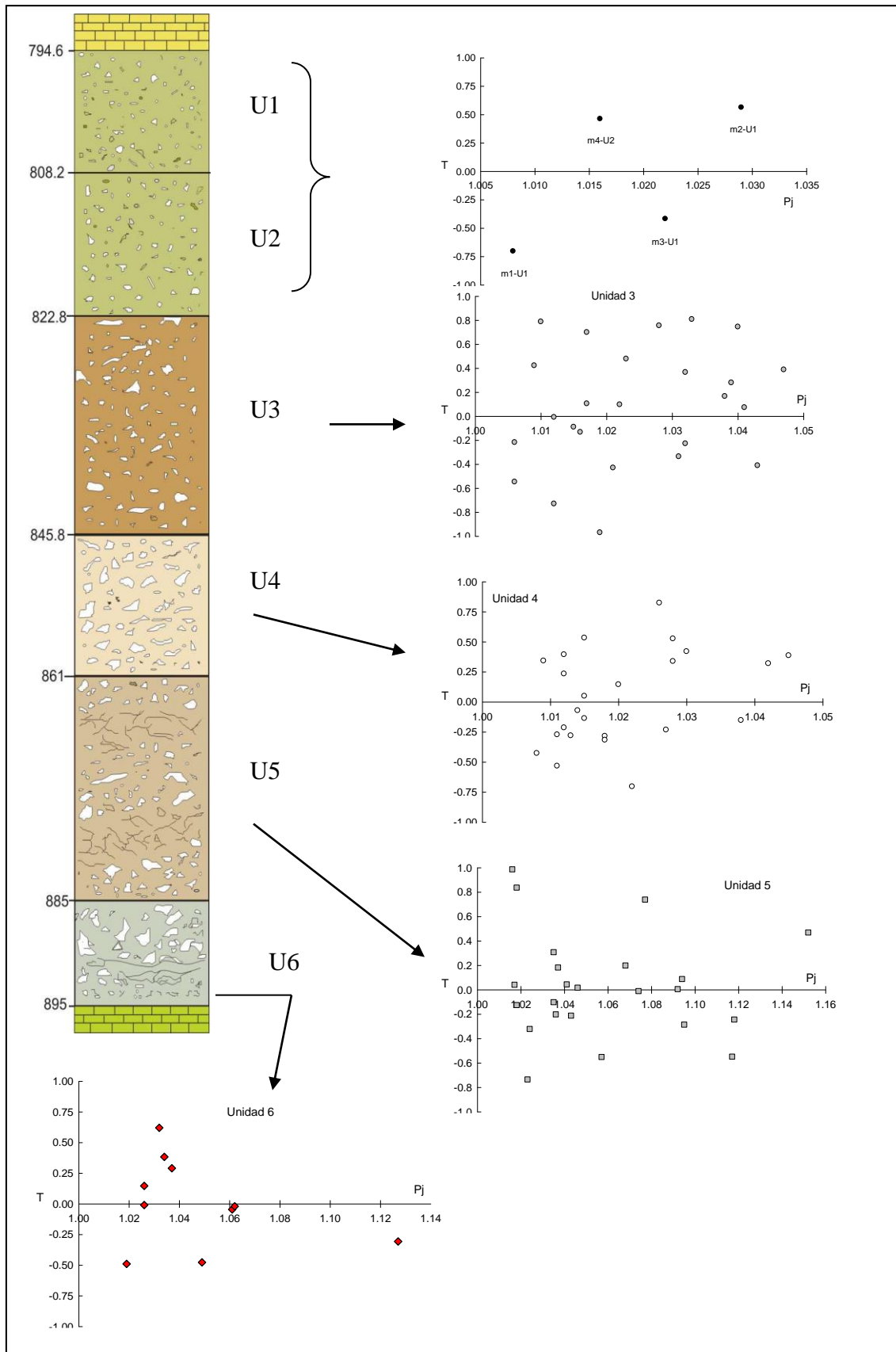


Figura 5.4. Diagramas de Jélinek (Pj vs T) de las subunidades u1-U6 de la sección de impactitas del Yax-1.

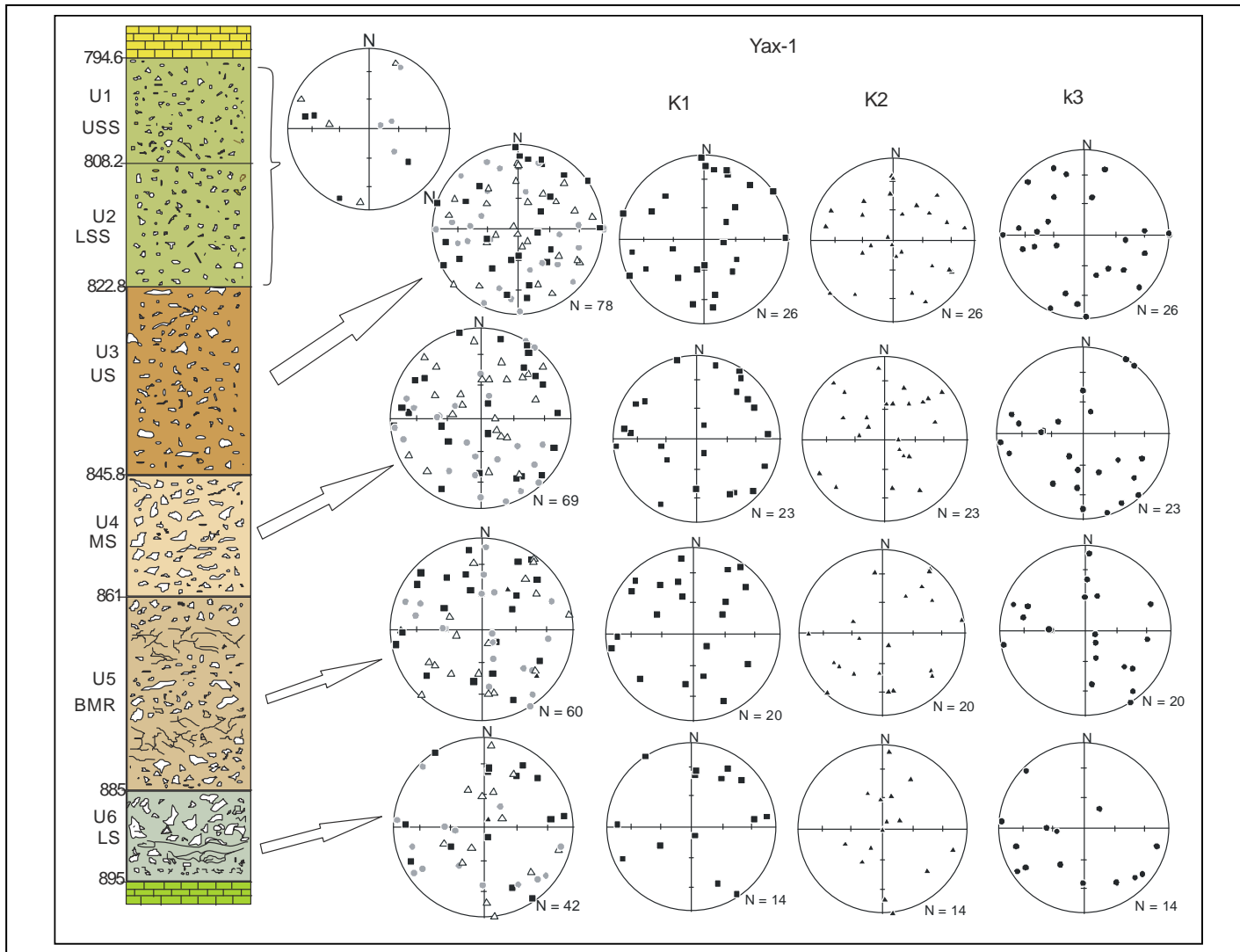


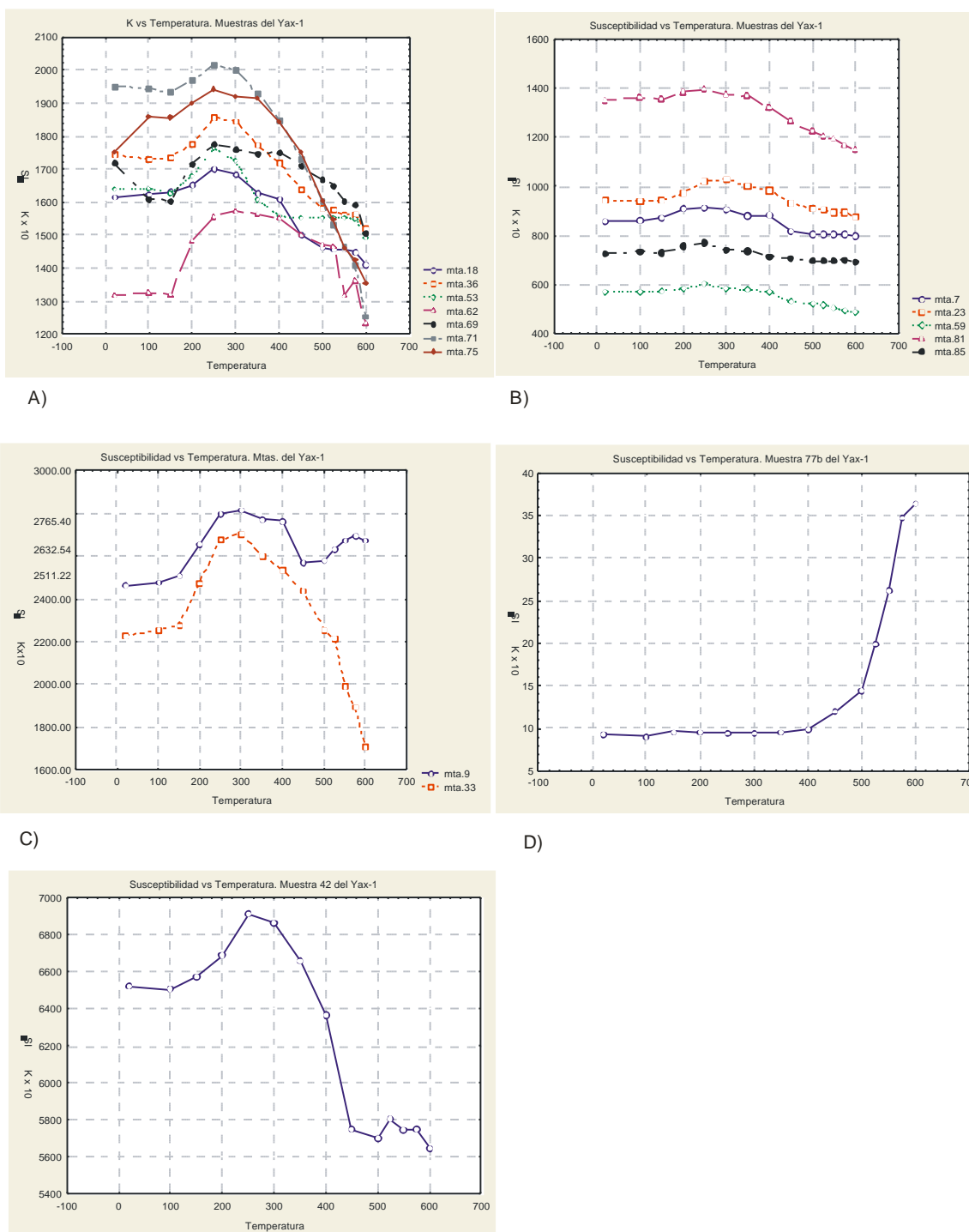
Figura 5.5. Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior separadas por unidades y por ejes de susceptibilidad principales k1 (■), k2 (▲) y k3 (●).

5.3.2. Efectos de la desmagnetización térmica sobre los parámetros de AMS

5.3.2.1. Susceptibilidad

En la [figura 5.6](#) se observa que en general la susceptibilidad disminuye durante el proceso de desmagnetización. En A) la susceptibilidad aumenta hasta los 250°C y disminuye desde ahí hasta el final del proceso. B) Se observa en estas muestras un ligero incremento en la susceptibilidad hasta los 250°C y después desciende hasta el final. Estas muestras son las de menor susceptibilidad, hay que notar que en estos especímenes el incremento es muy gradual y poco en comparación con el A) que es más notorio. C) Estas dos muestras aumentan su susceptibilidad hasta los 300°C y desde ahí comienza a disminuir, en la m33 en forma constante, mientras en la m9 la susceptibilidad se vuelve a incrementar a partir de los 500°C hasta los 575° que disminuye. D) Esta muestra 77b es la de menor susceptibilidad, de 10 a 40 $\times 10^{-6}$ SI, presenta un comportamiento casi constante durante el calentamiento hasta los 400°C donde comienza a incrementarse hasta los 600°C. e) Este espécimen m42 tiene la mayor susceptibilidad de estas muestras, inicia en $\sim 6600 \times 10^{-6}$ SI y aumenta a $\sim 6900 \times 10^{-6}$ SI a los 250°C y desde ahí desciende hasta los 500°C, se observa un ligero incremento a los 550°C y desciende finalmente hasta los 5600×10^{-6} SI.

En general se observa un incremento de la susceptibilidad magnética desde casi el inicio del proceso hasta los 250-300°C y a partir de los 300° o 350°C comienza a disminuir; en algunas muestras hasta los 600°C y en algunos especímenes (m9(U3), m42(U3), m62(U5)) se observa un ligero incremento de ésta a los 500°C para después descender finalmente, la muestra 77b es la única donde la susceptibilidad se incrementa. En el trabajo de [Jeleńska y Kądziałko \(1990\)](#) se menciona que la susceptibilidad magnética de rocas ígneas (gabros) se mantiene casi constante y se incrementa después de los 500°C. Y la reducción en la susceptibilidad debido al calentamiento entre 250 a 350°C indica la destrucción de una fase magnética ([Urrutia et al., 2012](#)), el incremento de la susceptibilidad entre los 500-600°C indica la producción de un mineral magnético que puede ser magnetita a estas temperaturas ([Urrutia et al., 2012](#)). El proceso de generación de las brechas y el sitio de impacto es importante porque indica que tienen un mismo material entre sus componentes que produce ese comportamiento. La susceptibilidad se incrementa en los primeros pasos de calentamiento (sugiriendo el realce de la fábrica magnética. La m77 que incrementa su susceptibilidad a partir de lo 400°C, se debe a su composición, pues esta muestra es principalmente anhidrita y de acuerdo con [Jeleńska et al. \(1990\)](#), la susceptibilidad magnética se incrementa a partir de los 400°C en rocas sedimentarias.



e)

Figura 5.6. Susceptibilidad en función de la temperatura durante la desmagnetización termal.

5.3.2.2 Parámetro de forma T

El parámetro de forma (figura 5.7) presenta un comportamiento muy variable, en todos los especímenes seleccionados, durante el tratamiento termal, es interesante notar que la mayor parte de las muestras se encuentran en la parte positiva de T , es decir, en la parte oblada, con tendencias ascendentes de las muestra m71, m81, m18 entre los 150 y 250°C y otros especímenes con tendencias descendentes como m69 y m23 como se ve en la figura 5.9 incisos A y B y algunos especímenes muestran comportamientos poco variables como m62 y m7. (C) Otras muestras presentan un comportamiento ascendente comenzando desde la parte prolada hasta la parte oblada y una muestra en la parte neutra con tendencia hacia la parte oblada. (D) Y otras muestras presentan comportamiento variable en la zona prolada con tendencias descendentes, m36, a partir de lo 350°C y ascendentes m9 y m53 a los 300°C.

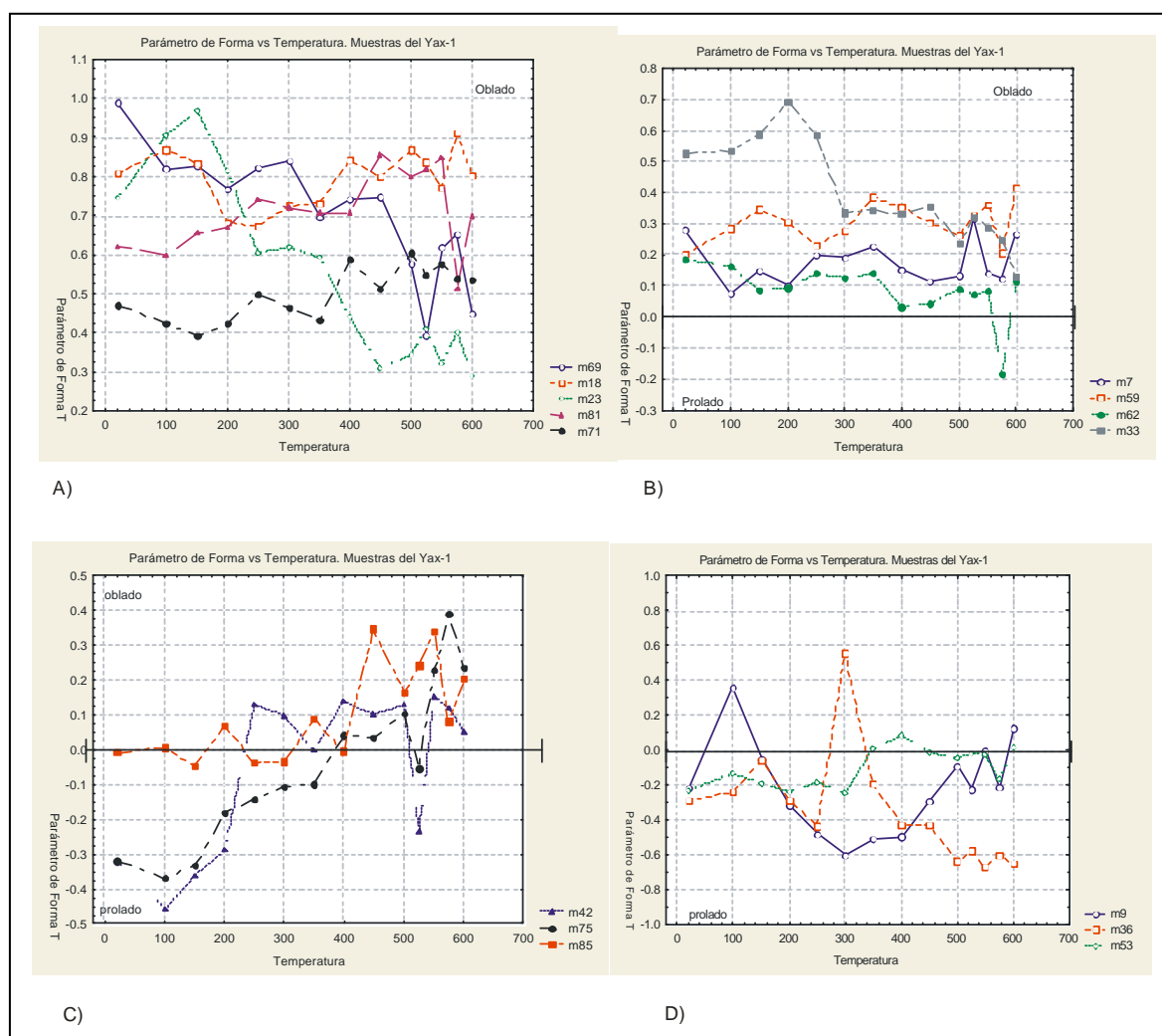


Figura 5.7. Parámetro de forma contra temperatura.

Aunque el comportamiento de este parámetro es muy variable, la mayoría de los especímenes analizados (10) mantiene la forma del elipsoide oblado, durante el tratamiento termal. Otros especímenes, los menos (m9, m36) se mantienen prolados casi todo el tratamiento con una o dos incursiones a la zona positiva de T y los que cambian su forma de prolados a oblados a los ~ 300 a 350°C (m42, 75, m85) y los que regresan a la parte prolada al final (m53) y los que tienen un comportamiento indefinido (m77b) en cuanto a la forma. Como se observa la mayoría de los especímenes sometidos a este procedimiento mantienen la forma oblada del elipsoide sugiriendo probablemente que los ejes de susceptibilidad magnética no cambian de orientación.

5.3.2.3 Grado de anisotropía corregida

Este parámetro muestra un comportamiento en general variable en casi todas las muestras y con tendencias descendentes, en la mayoría de los casos; ascendentes y casi regulares. En la [figura 5.8a](#) y [b](#) se muestran estos comportamientos, por ejemplo en la [figura 5.8a](#) se puede ver el comportamiento variable con tendencia descendente, el decrecimiento en este parámetro se da a diferentes temperaturas, por ejemplo la m62 donde el descenso se inicia a partir de los 150°C, igual que la m85 y m36 de la [figura 5.8b](#) y en esta última el comportamiento es mas regular, también la muestra m71, m59, El otro proceder es un comportamiento variable con tendencia ascendente, [figura 5.10b](#), el ascenso se da a partir de los 100°C hasta los 300 ó 450°C desde donde comienzan a descender, ejemplos de esta forma son la m7, m18, m23, m9, m69, m75, m42, m53.

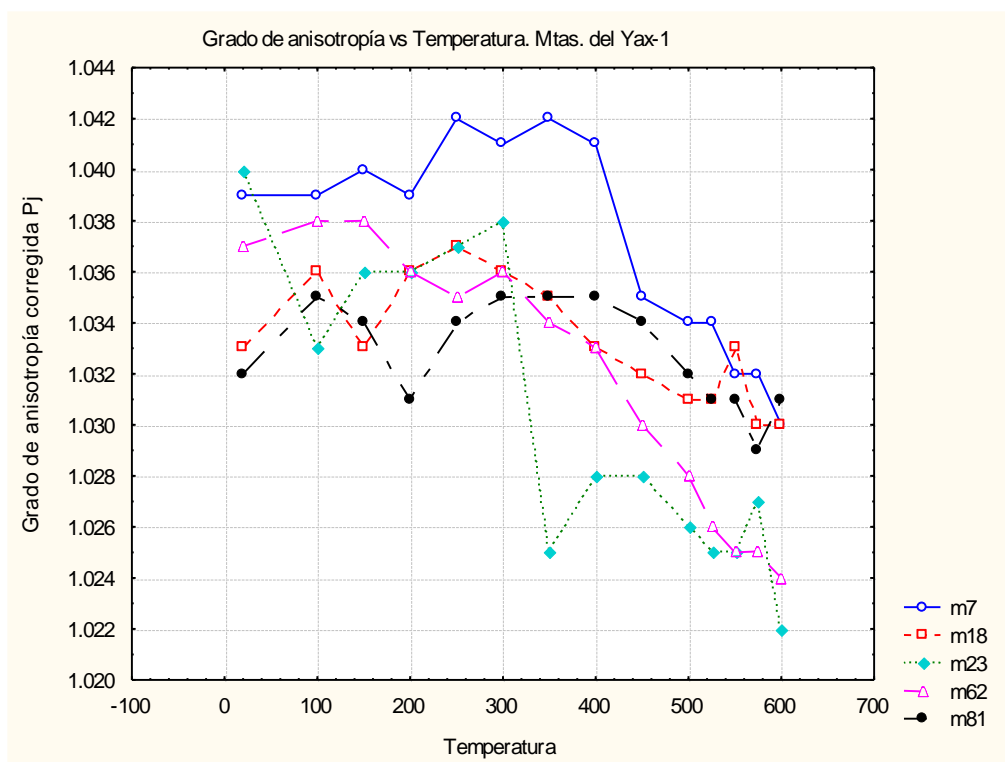


Figura 5.8a. Grado de anisotropía contra temperatura.

a)

Entonces podemos ver que el P_j se puede dividir en valores bajos entre 1.004 a 1.030 y entre 1.028 a 1.04. La cantidad de anisotropía se observa agrupada y durante el tratamiento termal, se comportan de forma variable al inicio del calentamiento y a partir de los 300°C, en general se observa el descenso hasta el final del tratamiento (figura 5.8a). En la figura 5.8b, se observa un incremento en el P_j (m 9, m75 y m69) hasta los 350 a 400°C y después un descenso del P_j , mientras la m85 y la m36 disminuyen casi desde el inicio de la desmagnetización térmica. Esto sugiere un mismo material? en los componentes de las muestras que se transforma con la temperatura, sin embargo en la mayoría de las muestras el $P_j=1.043$ se conserva bajo, es decir como el de las rocas sedimentarias con baja anisotropía $P_j < 1.05$ (Tarling y Hrouda., 1993). Según Jeleńska et al. (1990) los cambios en los parámetros de anisotropía pueden ser el resultado de cambios en la estructura magnética, como cambios de estrés interno o algo semejante más que cambios de transformaciones de fase al menos durante el comienzo del ciclo de calentamiento. Sin embargo en estos análisis el P_j se observa muy variable durante este proceso. Solo el espécimen m71 muestra un $P_j=1.16$ alto, al inicio del ciclo de calentamiento y termina en 1.1 al final de éste.

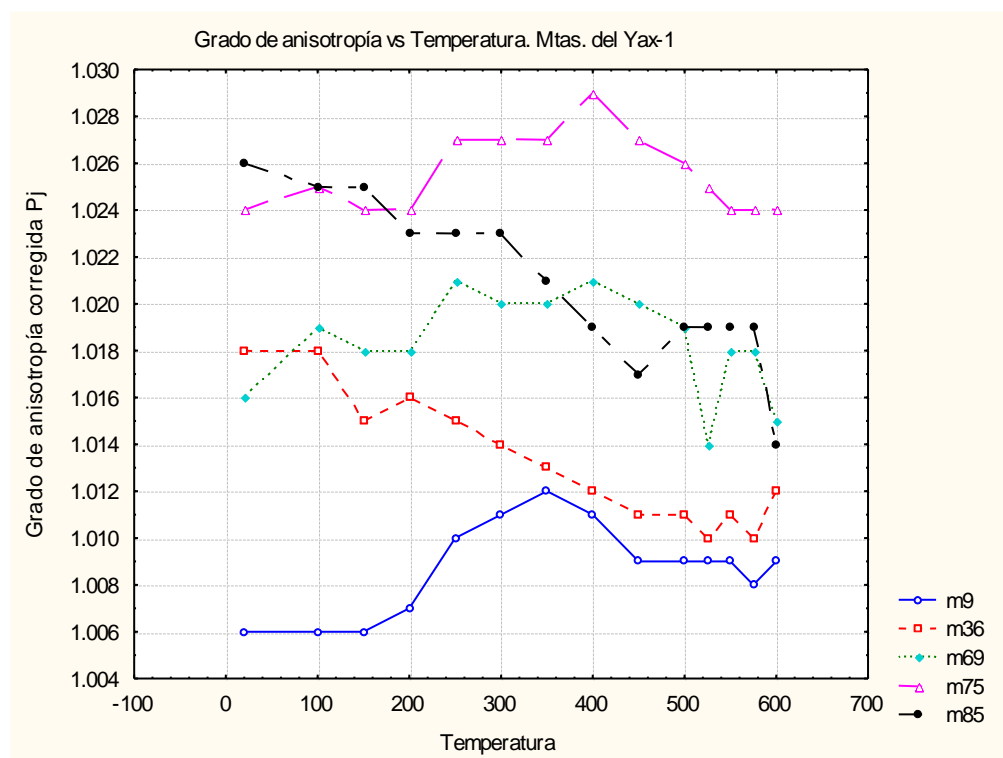


Figura 5.8b. Grado de anisotropía corregida contra temperatura.

b)

5.3.2.4 Lineación y Foliación magnéticas

La Lineación magnética presenta un comportamiento variable con dos tendencias principales: una ascendente como en la [figura 5.9a](#), ejemplo de esto son las muestras m69, m23, y m18, esta última, muestra un comportamiento variable y ascendencia desde los 100 hasta los 250°C y tendencia descendente a partir de los 300°C. Dos, tendencia descendente representada por los especímenes: m7, m53, m62, m75 y m85, m59 y m71 y m81, esta última muestra un ascenso del parámetro a partir de los 450°C ([figura 5.9b](#)). Otro comportamiento en el que se presentan comportamientos variados y ambas tendencias que se presentan en diferentes temperaturas de cada muestra, ([figura 5.9c](#)) dentro de este proceder están los especímenes m9, esta muestra presenta un incremento del parámetro desde los 100 hasta los 350°C y desde ahí desciende hasta los 500°C, se observa un fuerte incremento hasta los 550°C y desciende hasta el fin del proceso, un comportamiento parecido es el de la m33, sólo que esta continua ascendiendo hasta los 600°C; la m36 muestra una tendencia decreciente y luego constante desde los 350 hasta los 575°C; la m42 muestra un decrecimiento desde los 350°C hasta los 500°C y luego un comportamiento casi constante hasta el final del proceso termal. En general la lineación magnética presenta comportamiento irregular con 7 especímenes con tendencia descendente, 5 ascendentes y 3 casi regulares, 1 muy irregular.

La Foliación magnética nos muestra comportamientos variables con dos tendencias principales: una descendente, ejemplificada en la [figura 5.9d](#), donde la tendencia se observa desde casi el inicio de la desmagnetización térmica, algunas muestras presentan una caída a los 575°C y luego un incremento a los 600°C, el espécimen m23 es el que muestra la caída mas notable a partir de los 350°C, y las demás disminuyen casi gradualmente, con este comportamiento están las muestras m7, m18, m33, m62, m81, m71. La otra tendencia es la ascendente ejemplificada por los especímenes m9, m42, m53, m75 ([figura 5.9e](#)), en algunas el ascenso es casi constante desde el inicio del proceso de desmagnetización térmica y en algunas muestras la foliación cae a partir de los 450°C y a partir de los 575°C ésta aumenta o disminuye hasta los 600°C. Un comportamiento con menos tendencia pero variable lo presentan las muestras m36, m69, m85, m59, m77b ([figura 5.9f](#)). En el análisis inicial de AMS se observa que ambas L y F están desarrolladas pero sin el predominio de ninguna. Con el ciclo del calentamiento se observa que casi todos los especímenes tiene un comportamiento irregular; 11 de ellos presentan tendencia descendente, 4 ascendente y 1 irregular, La foliación magnética decrece entre 350 y 400°C y en algunas muestras se observa un ligero incremento entre los 500 y 550°C.

5.3.2.5 Diagramas de Jelinek

En la [figura 5.10](#), se muestra el comportamiento del grado de anisotropía corregida en función del parámetro de forma durante la desmagnetización termal de especímenes representativos de cada unidad. Ejemplos de esto son la m9 (unidad 3) se inicia en la parte prolada, del parámetro de forma, en la temperatura siguiente cambia a la zona oblada y regresa a la prolada, para mantenerse ahí

hasta los 575°C y en 600°C regresa a la parte oblada mientras el Pj va incrementándose con la temperatura desde 1.006 hasta 1.012. La m23 (unidad3) es oblada desde el inicio del tratamiento, desde los 20-300°C, T varía entre 0.6 y 1; y de 350-600°C de aproximadamente 0.25 hasta 0.6 de T, y PJ disminuye de 1.028 a 1.022., El espécimen m33 (unidad 4) se mantiene oblado desde el inicio del tratamiento, desde los 300 hasta los 575°C el grado de anisotropía corregida se mantiene entre 1.027 y 1.028 y en el intervalo del parámetro de forma (0.2 a 0.4) y después disminuye.

La m53 , perteneciente a la unidad 4 o suevita media, presenta un comportamiento muy variable, desde los 20-300°C se mantiene en la zona prolada con el incremento del grado de anisotropía corregida de 1.026 a 1.031; a partir de los 350-400°C cambia a la zona oblada y de los 450°C regresa a la zona prolada, excepto en 600°C que es oblada nuevamente; donde Pj disminuye dentro del mismo intervalo del incremento. El m62, perteneciente a la unida de roca de melt brechada o U5, también se mantiene en la zona oblada durante casi todo el tratamiento de desmagnetización, excepto en 575°C. El grado de anisotropía disminuye desde 1.038 a 1.024 unidades; el comportamiento de estos datos se puede decir que es casi lineal. La m85 , perteneciente a la unidad 6 o suevita inferior, cambia de prolada a oblada completamente a los 450°C, el grado de anisotropía disminuye de 1.026 a ~1.019 unidades y desde los 20-400°C. A partir de los 450-575°C Pj se mantiene entre 1.018 y 1.020, en la última temperatura disminuye a 1.014.

Estos especímenes son ejemplos del comportamiento del grado de anisotropía corregida durante el proceso termico, en algunos casos el Pj disminuye a partir de los 300 a 350°C y en otros se incrementa desde el inicio del calentamiento, mientras el comportamiento en la forma es muy variable, la mayoría de los especímenes (m7, m18, m33, m23, m59, m69, m71, m81, m62) se encuentran en la zona positiva de T u oblada y otros cambian de la zona prolada a oblada como las muestras m42, m53, m75 y m85; las muestra que se inician en la zona oblada y luego se dirigen a la zona prolada son la m9 y las que son negativas o proladas desde el inicio es la m36, estos cambios de zona, cambian a la zona contraria, pero en la siguiente temperatura regresan a donde estaban, al lado positivo o negativo del parámetro de forma, como se puede ver en la [figura 5.10](#).

Los resultados del calentamiento sobre el Pj muestran que éste disminuye entre los 300 a 400°C en casi todas las muestras, este comportamiento puede sugerir un mismo proceso en la génesis de las impactitas y el mismo lugar de formación. El parámetro de forma en la mayoría de las muestras (9) mantiene su forma oblada, 3 especímenes mantienen su forma prolada y 4 especímenes van de la zona prolada a oblada, haciendo este cambio entre los 350 y 400°C. En el trabajo de Henry et al. (2003), se menciona que la AMS de de los minerales ferrimagnéticos formados o destruidos durante el ciclo térmico revelan la fabrica de algunos minerales de la roca. Esta fábrica fue revelada por la baja anisotropía de estos minerales comparados con la de los portadores principales iniciales de la fábrica de toda la roca.



Figura 5.9 Lineación y Foliación magnéticas graficadas contra la temperatura.

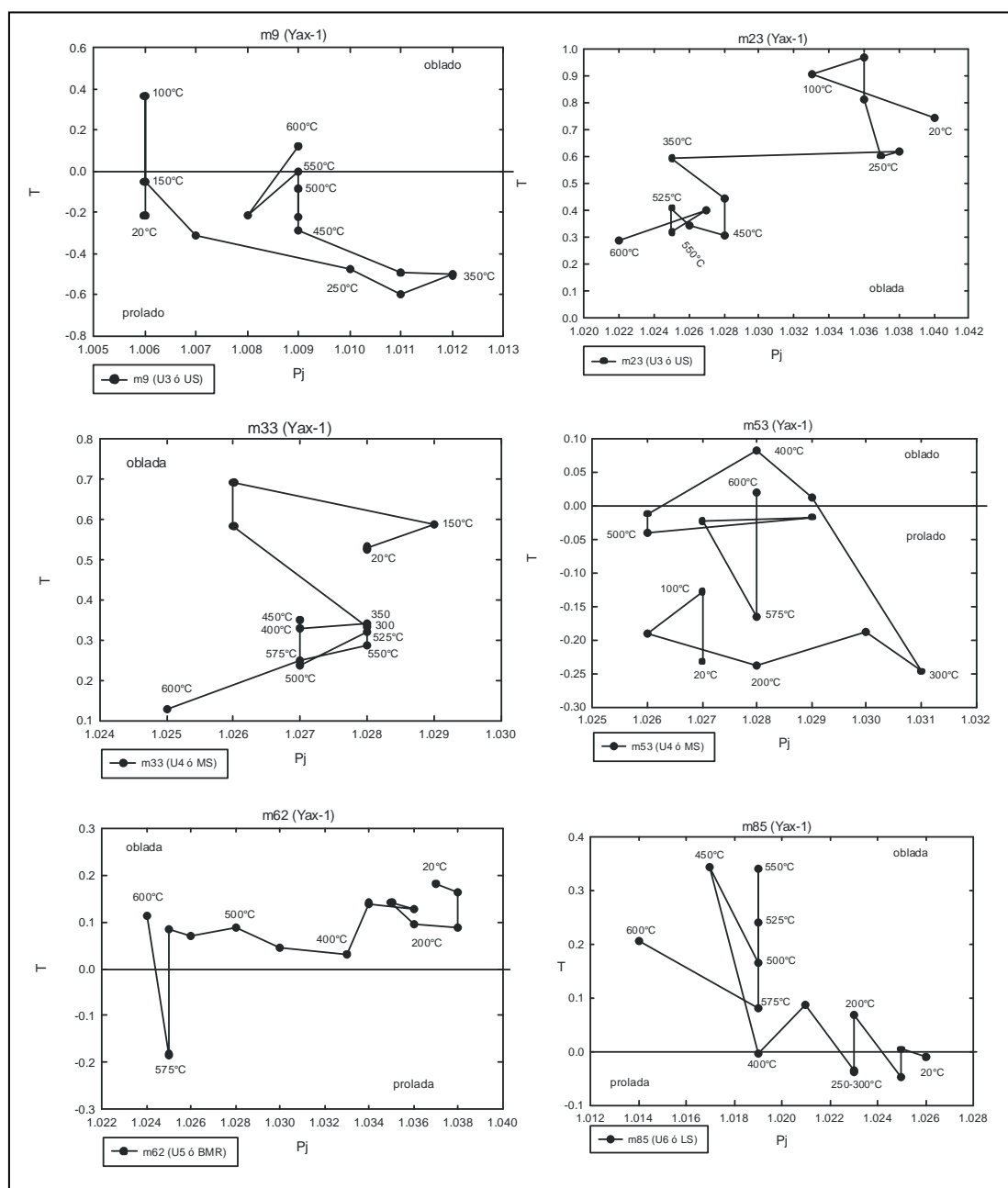


Figura 5.10. Diagramas de J(Jelinek, 1981) de elinek (P_j vs t) de especímenes seleccionados de cada unidad durante el tratamiento térmico.

5.3.2.6 Proyecciones ortográficas de AMS

La figura 5.11 muestra las proyecciones ortográficas (de igual área) con el comportamiento de los ejes principales de susceptibilidad magnética por muestra durante la desmagnetización térmica. Los números dentro de las proyecciones significan el número de paso correspondiente con la temperatura aplicada.

Tabla 5.2. En la figura se observan cuatro líneas de proyecciones, cada línea contiene los especímenes de cada unidad, es decir, la primera línea corresponde a la unidad 3 (m7, m9, m18, m23), la segunda a la unidad 4, la tercera a la unidad 5 y la cuarta a la unidad 6.

Tabla 5.2. Correspondencia de temperaturas

No de paso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Temperatura °C	20	100	150	200	250	300	350	400	450	500	525	550	575	600

En la unidad 3, se observa que el proceso de limpieza térmica provocó un cambio en las posiciones iniciales de los especímenes; en las muestras m7 y m18 se observa que entre los 550-600°C se desagrupan los ejes k3 y k1 respectivamente, en la muestra m9 se puede ver las flechas que indican la dirección en la cual van moviéndose las posiciones durante el proceso. Los ejes k3 y k2 se distribuyen en el ecuador de la proyección, mientras k1 inicia en el polo norte de ésta y cambia desde los 250°C hacia el sur de la proyección y regresa al polo norte de la proyección a partir de los 550-600°C. La m23, a las siguientes temperaturas: 100, 200, 350 y 575°C los tres ejes principales se separan de la mayoría; en color negro se muestran los ejes desde los 100 a 550°C y en gris desde los 575 a 600°C. Las flechas indican la ruta aproximada que siguieron estos durante el proceso.

La Unidad 4. El m33 muestra un comportamiento singular, porque desde los 20 hasta los 400°C (ó 1 a 8) los ejes principales se mantienen en casi la misma posición y a partir de lo 450-600°C (ó de 9 a 14) los ejes cambian a una posición distinta y en esa se mantienen. Éste comportamiento podría sugerir una fábrica nueva. Aunque en el diagrama de Jélinek, la forma se mantienen oblada y en el gráfico de susceptibilidad contra temperatura se observa que la susceptibilidad disminuye desde los ~300°C de manera constante. Tal vez es sólo un realce magnético o un remplazamiento de un mineral imitando al que estaba?. Los demás especímenes muestran desplazamiento de los tres ejes (m36) y la m42 y m53 el eje k1 se mantiene casi en la misma posición inicial.

La unidad 5. Los especímenes m59, m62 y m71 muestran desplazamientos muy pequeños de los tres ejes de susceptibilidad principales. La muestra m69 sí muestra un desplazamiento notorio en los ejes k1 y k2 y ambos forman un cinturón mientras el eje k3 se encuentra perpendicular a éste.

Unidad 6. Para esta unidad los ejes principales de los especímenes m75 y m85 se mantienen en casi la misma posición inicial, variando muy poco. En la m81 el eje k1 y k2 forman un cinturón y el eje k3 se encuentra perpendicular a éstos. La m77b presenta una distribución compleja de los tres ejes sin embargo en la parte superior izquierda de la proyección se agrupan los ejes k3 desde 400-600°C (8-14) mientras los ejes k1 se distribuyen formando un cinturón, un poco disperso y no bien definido; esta muestra es de anhidrita, es decir, éste espécimen es diferente a los demás.

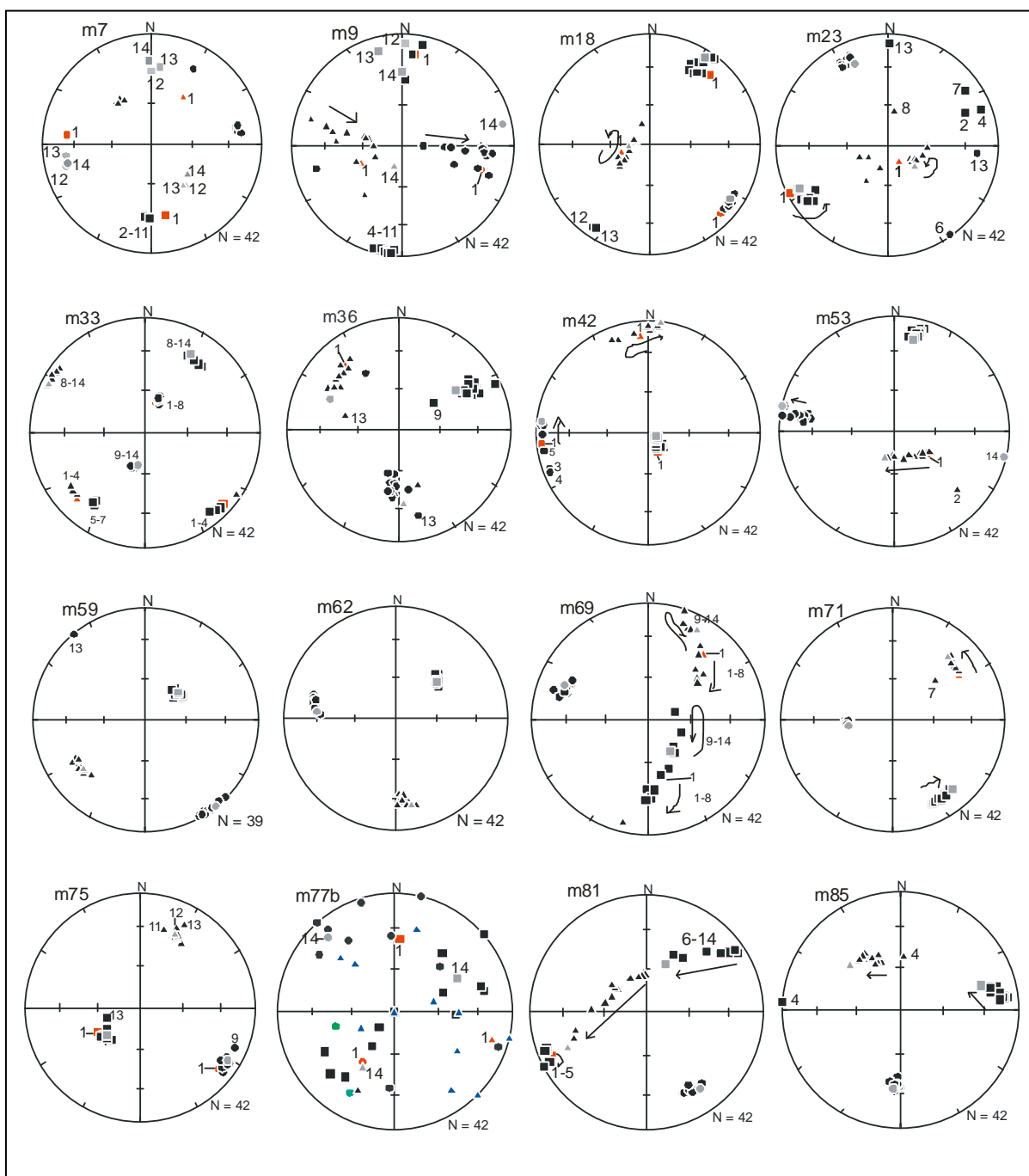


Figura 5.11. Proyecciones ortográficas (de igual área) se presenta el comportamiento de los ejes principales de susceptibilidad magnética por muestra durante la desmagnetización térmica. Eje máximo K_1 (■), eje intermedio K_2 (▲), eje mínimo K_3 (•); el color rojo representa la posición inicial de los ejes principales de AMS antes del proceso (20°C); el color gris la temperatura final (600°C) y en negro el intervalo entre la primera y última temperatura. Las flechas indican la ruta aproximada que siguió cada eje durante el proceso de desmagnetización térmica. Los números dentro de las proyecciones significan el número de paso correspondiente con la temperatura aplicada. Ver [tabla 5.2](#).

Durante el ciclo del calentamiento se observa que en la mayoría de las muestras de la unidad 5(BMR) los ejes principales de susceptibilidad no cambian de posición, sino que se mantienen casi en el mismo lugar, sugiriendo que en esta unidad el calentamiento no provocó ningún cambio en la orientación de los ejes principales de esta unidad probablemente debido a su composición de formación o que no se llegó a su punto de Curie; para las demás unidades se observan desplazamientos moderados en las posiciones de los ejes principales. Y cambios en la orientación de los tres ejes principales como en la m33; se podría incluir también la m7 cuyos ejes k1 y k3 cambian su posición hacia el final del procedimiento termal desde los 550-600°C (ó de 12-14). Las muestras m9, m69, m81 y hasta la m77b que forman un cinturón y éste es perpendicular al k3 y solo para la m9 es el k1. En general, en la mayoría de las muestras se conserva la orientación de los ejes de susceptibilidad principales y los cambios y desplazamientos se dan a partir de lo 350, 400-450°C y a los 550 y 575°C. También el calentamiento causa un mejor agrupamiento de los ejes de susceptibilidad y un realce de la fábrica magnética principalmente se nota en los especímenes de la unidad 5.

5.3.2.7 Magnetización natural remanente NRM durante la desmagnetización termal

Aunque la NRM no es un parámetro de la AMS también se midió su comportamiento. Ésta presenta dos comportamientos: Uno, comportamiento regular con tendencia descendente, ésta se inicia entre los 250 y 300°C en la mayoría de los especímenes y en algunos la disminución es casi gradual; el intervalo de la intensidad de la magnetización varía de 0.18 a 0.01 A/m las muestras que pertenecen a este comportamiento son m7, m18, m23, m33, m36, m53, m62, m69 y los especímenes m9 y m42, sólo que en estos la NRM se inicia en ~0.34 y ~0.22A/m y termina en 0.01A/m. respectivamente. Dos, el comportamiento es variable con tendencia creciente o decreciente al inicio del proceso y disminución de la NRM hacia el fin del proceso entre 150°C y 350-400°C. Los especímenes que presentan este comportamiento son la m59, m71, m75, m77b, m81 y m85. **Figura 5.12a y b.**

En la figura 5.14a la magnetización natural remanente presenta una disminución durante el proceso de desmagnetización termal; es interesante notar que las muestras que presentan este comportamiento pertenecen a las unidades 3 a 5 (algunos especímenes) y el segundo comportamiento (figura 5.14b) lo presentan los especímenes pertenecientes a la unidad 5 y la unidad 6, estos último reflejando los componentes del material emplazado de la base de la secuencia (oleadas basal en al base de la cortina de eyecta) y de la unidad 5 que es brecha polimíctica que fue probablemente trasportada lateralmente, y las unidades superiores 3 y 4, material procedente probablemente de otro tipo de emplazamiento, que podría ser por el colapso de la pluma de eyecta (Velasco-Villarreal et al., 2011).

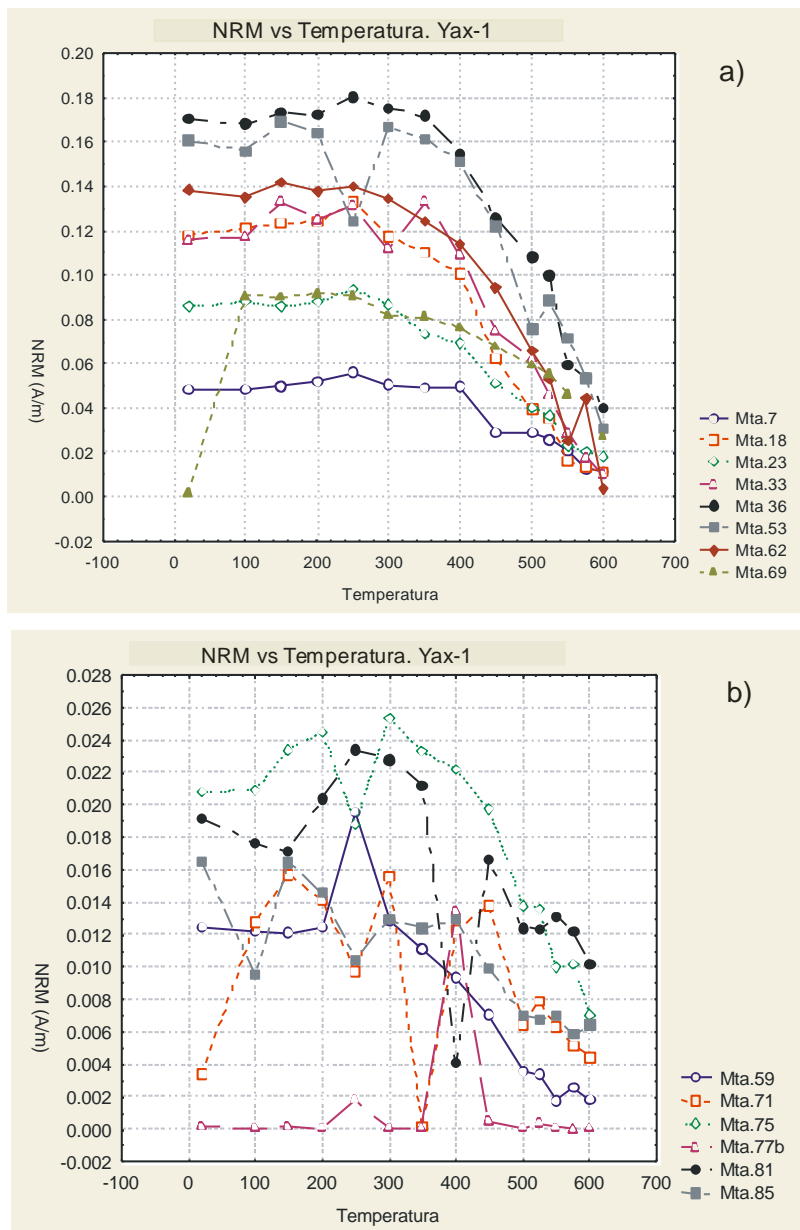


Figura 5.12. Magnetización natural remanente (NRM) contra temperatura.

5.3.3 Efectos de la desmagnetización por campos alternos sobre los parámetros de AMS

5.3.3.1 Susceptibilidad

Durante la aplicación de la desmagnetización de campos alternos AF, todos los especímenes presentan un comportamiento muy variable y casi todos una tendencia creciente desde cerca del inicio del proceso hasta llegar a 45-50mT, después desde ahí se inicia el descenso. En casi todos estos especímenes muestran un decremento pequeño a los 80mT, para después incrementarse en el siguiente campo y finalmente disminuir, esto se puede ver en la [figura 5.13a](#). La [figura 5.13b](#) se presenta el espécimen con la susceptibilidad más alta (~ 6350 a $6420 \times 10^{-6} \text{SI}$), la [figura 5.13c](#) presenta al espécimen con la menor susceptibilidad (~ 10.9 a $9.6 \times 10^{-6} \text{SI}$), éste es el único que no presenta una tendencia creciente y el decremento en la susceptibilidad lo hace en las 70mT. El tratamiento de desmagnetización por AF es una técnica no destructiva en el sentido de que no causa ningún cambio químico mineralógico o cambio estructural de los minerales formadores de roca ([Jordanova D. et al., 2007](#)), estos autores también mencionan que lo anterior es cierto para el estado de dominio magnético de los minerales que permanecen inalterados cuando ellos están en el estado SD o SP. Entonces ellos dicen que los cambios en la susceptibilidad magnética de campo bajo pueden ser relacionados a la fracción magnética de granos PSD – MD. En el caso usual de rocas con amplias distribuciones de tamaño de grano y mezcla de estados de dominio SP, SD, PSD y MD, la susceptibilidad es el resultado de todos los granos. Los resultados de sus investigaciones muestran que la susceptibilidad media en rocas intrusivas y sedimentos de loes-paleosuelos se incrementa con este tratamiento.

5.3.3.2 Parámetro de forma T

El parámetro de forma presenta en general un comportamiento variable donde se observa que las muestras m5, m32, m72 y m82 ([figura 5.19](#)) se establecen en bien en la zona oblada y prolada, y los otros 4 especímenes (m13, m77, m48, m66) fluctúan entre ambas zonas; la m13 muestra una tendencia hacia la zona oblada, la m66 y la m48 muestran una tendencia a la zona prolada, mientras las m77 presenta comportamiento muy variable al igual que estos especímenes. Las muestras con los comportamientos mas regulares, es decir con menos variación en su comportamiento son: m32, m72 y m82. Este procedimiento en la mitad de los especímenes se observa bien definido y sin cambios notables, la otra mitad de las muestras presentan tendencias de cambio hacia la región oblada o prolada del parámetro y la mitad de esta mitad muestran tendencias indefinidas, pues se pasean de una región a otra en cada aplicación del campo, indicando que probablemente se produzca un cambio de forma del elipsoide de susceptibilidad magnética, sin embargo tanto los especímenes bien definidos como los indefinidos pertenecen a diferentes unidades, y sus direcciones variando.

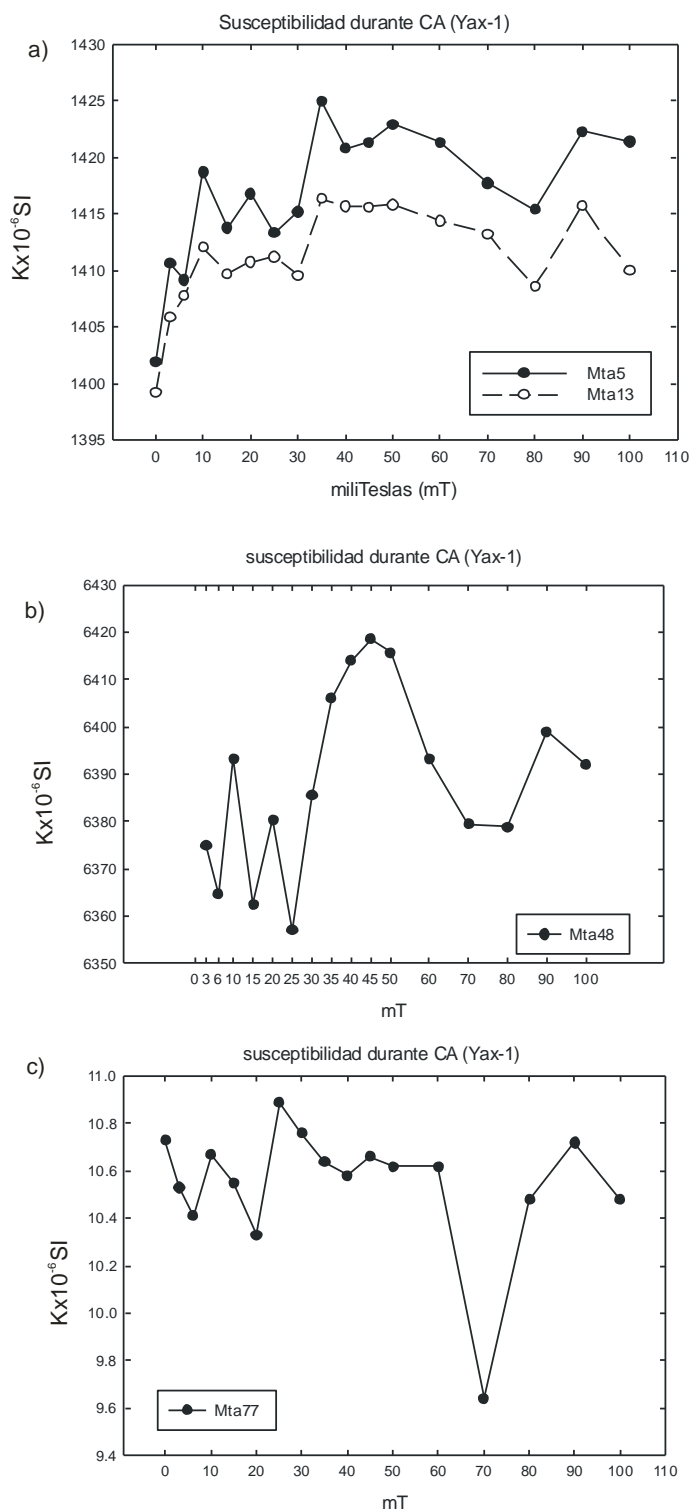


Figura 5.13. Susceptibilidad contra el campo aplicado. En el inciso a) se muestra la tendencia creciente de estos especímenes seleccionados, el b) con la susceptibilidad más alta y c) con la susceptibilidad más baja.

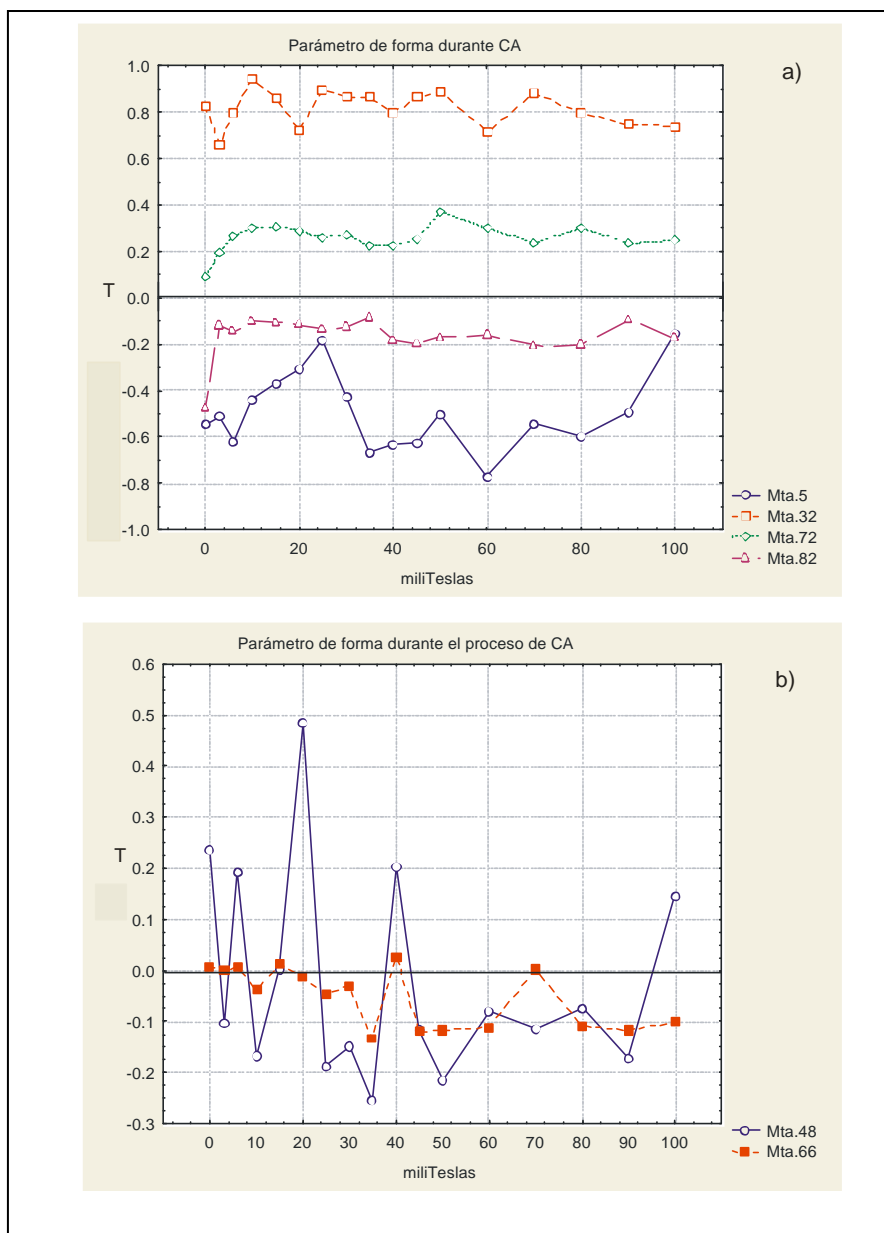


Figura 5.14. Parámetro de forma T durante campos alternos.

5.3.3.3 Grado de anisotropía corregida P_j

En la figura 5.15 se puede ver que la m5 tiene un comportamiento muy regular con ascenso desde las 80 mT hasta el final. La m13 tiene un comportamiento irregular, con un ascenso desde los 20 mT hasta los 35 mT, en general muestra una tendencia ascendente. La m32, presenta un comportamiento semiregular hasta los 30 mT, después desciende a partir de los 35 mT con comportamiento semiregular, esto en un intervalo (1.024 ,1026). La m48, muestra tendencia ascendente con comportamiento variable, en un intervalo (1.009 a 1.014) que se va cerrando según se avanzaba en

el tratamiento. La m66 varía entre 1.086 y 1094, muestra una tendencia ascendente con comportamiento variable desde los 3 hasta las 40mT, después el comportamiento es más variable. La m72 presenta un comportamiento variable con ligera tendencia decreciente desde las 3 hasta las 30 mT y desde las 35 hasta las 100mT se ve una tendencia ascendente con comportamiento mas regular. La m82 muestra tendencia ligeramente descendente con comportamiento mas regular desde las 10mT hasta las 70mT y luego asciende ligeramente desde las 75mT hasta las 100mT.

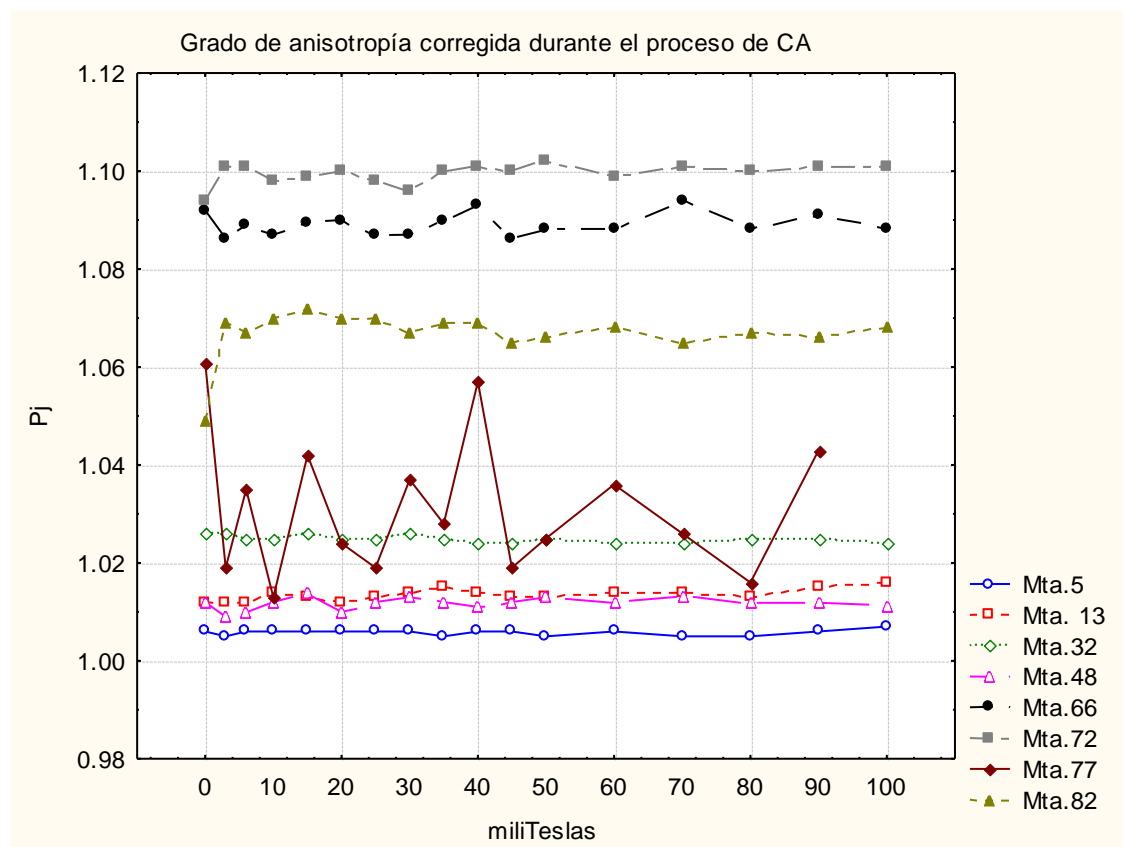


Figura 5.15. Grado de anisotropía corregida contra el campo aplicado.

Claramente se observa que se forman dos grupos de P_j ; uno, entre 1.05 y >1.10 , que corresponden a los especímenes de las unidades 5 y 6, es decir, las más profundas y el segundo grupo en el intervalo de 1.00 a 1.03, valores menores de P_j , que corresponden a las unidades 3 y 4. La muestra m77 presenta un comportamiento muy variable en un intervalo bastante abierto entre 1.01 y 1.06. Esta división refleja bien la anisotropía, pues valores mayores de P_j están en las unidades 5 y 6 reflejando probablemente los clastos y partículas fundidas así como matriz de grano fino.

5.3.3.4 Lineación y Foliación magnéticas

El siguiente parámetro es la Lineación magnética (figura 5.16) que tiene el mismo comportamiento que el P_j , notoriamente se divide en dos grupos el primero entre 1.03 y 1.05, con valores mayores, donde se ubican la m66, m72, m77, m82 que pertenecen a las unidades 5 y 6. El segundo grupo en un intervalo entre 1.00 y 1.01, valores menores que las unidades inferiores, al que pertenecen las muestras m5, m13, m32, m48, que corresponden a las unidades 3 y 4. La m5 presenta un comportamiento constante a excepción de tres puntos (25, 40 y 55mT) que se salen de este proceder casi lineal. La m13 presenta un comportamiento poco variable en un rango entre 1.006 y 1.008. La m32 presenta un comportamiento ligeramente mas variable, variando entre 1.001 y 1.004. La m48 muestra un comportamiento mas variado y desde los 60 hasta las 90mT es constante, al final desciende. La mta66, muestra un comportamiento poco variable con tendencia ascendente, variando entre 1.04 y 1.05. L m72, presenta un comportamiento variable, ésta disminuye desde el inicio hasta las 10mT y a partir de los 45mT asciende de forma variable. La m82 tiene un comportamiento variable entre 1.034 y 1.040 unidades. La m77 presenta un comportamiento muy variable durante el tratamiento y se vuelve regular a partir de las 50mT hasta el final del tratamiento con tendencia descendente.

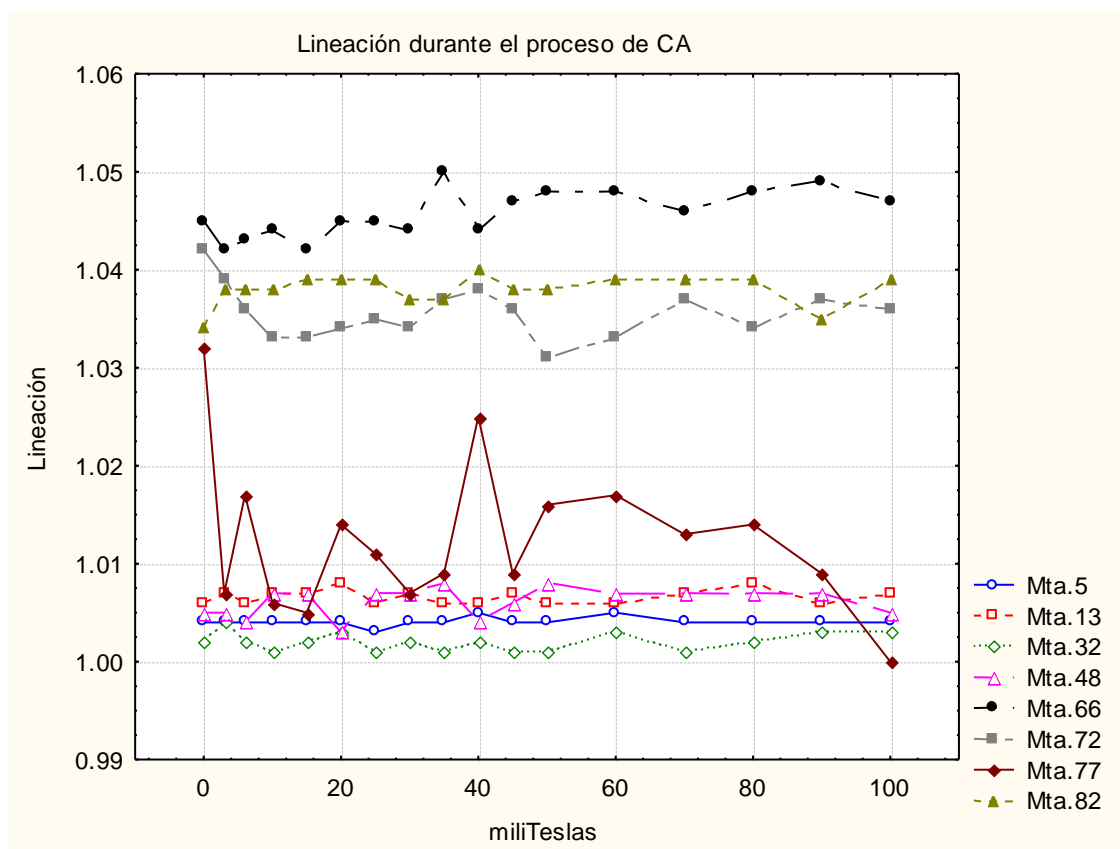


Figura 5.16. Lineación magnética contra el campo aplicado.

En la **figura 5.17** se observa el comportamiento de la Foliación magnética, donde se ve un grupo entre 1.00 y 1.01, las muestras que lo forman son la m5, m13 y m48 que corresponde a la unidad 3 y a la unidad 4 respectivamente. La m5 tiene un comportamiento casi constante a lo largo del tratamiento, desde el campo inicial hasta las 6mT es constante, después se incrementa y su comportamiento vuelve a ser constante desde 10 a 30mT, después disminuye y continua constante desde 35 hasta 90 mT y en la ultima aplicación del campo se incrementa.

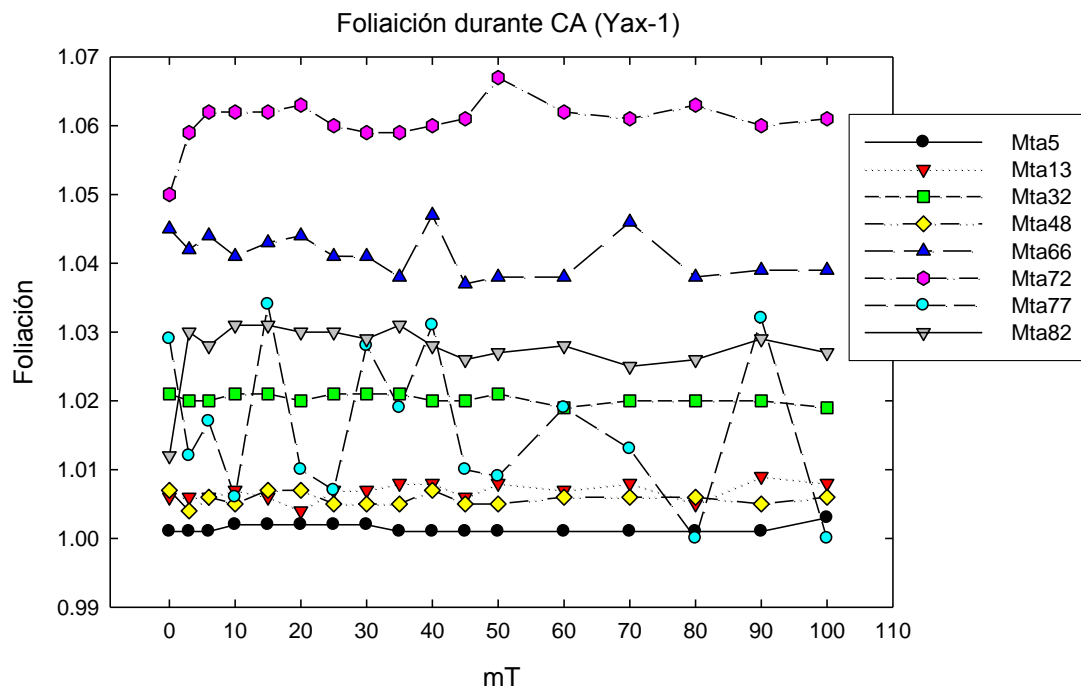


Figura 5.17. Foliación magnética durante la aplicación del campo aplicado.

La m13 tiene un comportamiento variable durante el tratamiento y la m48 tiene un comportamiento constante entre 60 y 80mT. La m48 tiene un comportamiento variable y se vuelve constante desde las 60 hasta las 80mT. La m32, tiene un comportamiento casi constante y disminuye a partir de 60mT. La m66 tiene una tendencia ligeramente descendente desde el inicio del tratamiento hasta 35mT, después se comporta de forma variable. La m72 tiene un comportamiento regular durante el tratamiento. La muestra 77 se comporta de forma muy variable y la m82 en general tiene un comportamiento variable con tendencia decreciente, ésta se inicia desde las 10mT hasta las 70 mT y después se incrementa desde las 80 a 90 mT y disminuye al final de la aplicación de los campos.

La foliación magnética tiene un comportamiento muy similar al de los dos parámetros anteriores, las muestras m5, m13, m48 se agrupan en los valores más bajos de F, la m32 se encuentra más separada de estos especímenes que pertenecen a las unidades 3 y 4 respectivamente; los valores más altos de F lo presenta las muestras m66, m72, m82, pertenecientes a las unidades 5 y 6, mas

profundas de la secuencia. La muestra m77 pertenece a la U6, pero tiene un comportamiento muy irregular comparado con las demás.

5.3.3.5 Diagramas de Jelinek

En la [figura 5.18](#) se muestran ejemplos del comportamiento de Pj y T en el diagrama de Jelinek. La muestra m5 permanece en la zona prolada durante la desmagnetización de campos alternos, variando en un intervalo de $T(-0.2,-0.8)$, y el grado de anisotropía corregida se mantiene en 1.006 unidades de Pj, en los campos desde 0, 6 a 30mT y luego desde 40-45mT y después varía un poco, en general, el ~65% de los campos aplicados se mantiene en este punto; el resto (~35%) en 1.005.

La m13, presenta un comportamiento donde desde 0 a 20mT la muestra se mantiene en la zona prolada de T, y a partir de los 25mT se cambian a la zona oblada hasta el fin de este procedimiento con excepción de tres datos que pasan a la zona neutra y prolada y que regresan a la zona oblada; el Pj se incrementa según aumenta el campo aplicado, desde 1.012 hasta a 1.016. En esta no se muestra el valor en 70mT porque tiene un valor de $T=0.76$, muy alto y no se verían los demás puntos. Ambos especímenes pertenecen a la subunidad tres o Suevita Superior (US).

La m32 muestra un comportamiento complejo, en 0, 3 15 y 30mT el Pj se mantiene en 1.026 y desde 6, 10, 20-25, 35, 59 y 80-90mT el $Pj=1.025$, y de 40-45, 60-70 y 100mT en $Pj=1.024$, éste espécimen se mantiene completamente en la zona oblada de T.

La muestra 48, se ubica inicialmente en la zona oblada, pero desde las 10 mT se encuentra en la zona prolada con algunas excursiones a la zona oblada pero desde las 25mT (excepto 40mT) hasta 80 mT se mantiene constante en la zona prolada y el grado de anisotropía corregida varía entre 1.012 y 1.013 en este rango estable, aunque en el principio de 0-6, 15,20, 40 y 100mT varió de 1.012 a 1.009. Tanto la m32 y la m48 pertenecen a la subunidad 4 o Suevita Media (MS).

La m66 se encuentra en la zona oblada, muy cerca de la zona neutra de T y se mantiene así hasta las 6mT, desde las 20mT cambia a la zona prolada, con dos excursiones hacia la zona oblada y regreso a la prolada hasta el fin de esta desmagnetización; el Pj varía desde 1-086 hasta 1.094, con menos del 50% de los datos entre 1-87 y 1.088 unidades de Pj.

La m72 desde el inicio del procedimiento es oblada, con el 35% de los datos con $Pj=1.101$, con el 23.5% de los datos con $Pj=1.10$ y el resto el Pj varía entre 1.04 y 1.102; ambas muestras pertenecen a la subunidad 5 o de roca fundida de impacto brechada (BMR).

5.3.3.6 Proyecciones ortográficas de AMS

De la [figura 5.19](#) se puede ver que la m5 presenta pequeños desplazamientos en la posición de los tres ejes de susceptibilidad principal, parece que el cambio sigue un orden, pero no exactamente, sino que varía un poco, aunque en general los tres ejes principales de susceptibilidad se mantienen

agrupados durante la desmagnetización por campos alternos. Un comportamiento semejante lo presenta la m13 y la m48, en estas el desplazamiento es menos notorio; en la m48, a partir de ~35mT las orientaciones casi no cambian. Los especímenes m66, m72 y m82 muestran un comportamiento similar, los ejes de susceptibilidad principal se mantienen casi fijos durante el tratamiento.

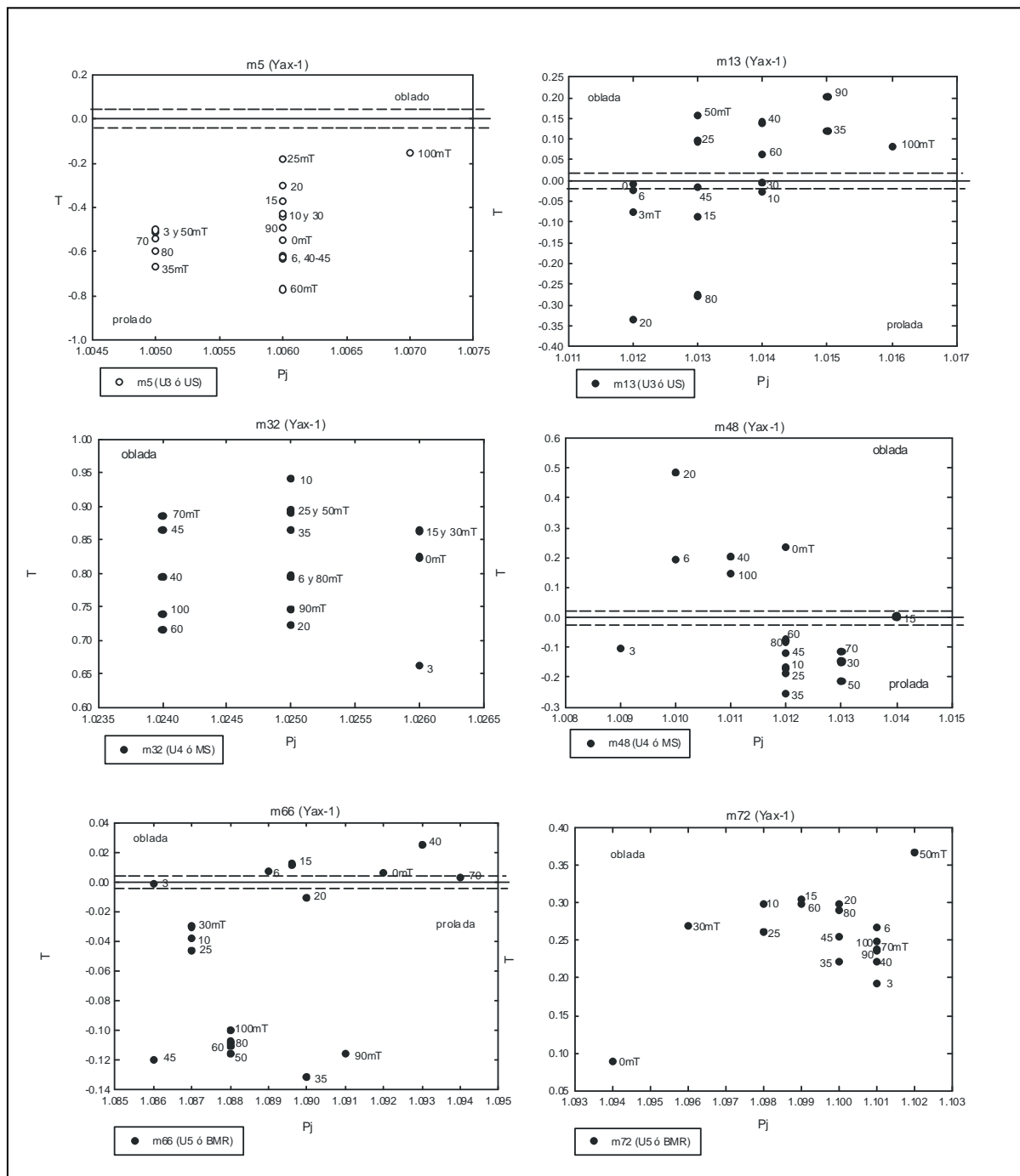


Figura 5.18. Diagramas de Jelinek, durante la aplicación de campos alternos.

En La m32 el eje mínimo k3 se mantiene casi en la misma posición desde el inicio del tratamiento, mientras el eje máximo va cambiando de posición casi sistemáticamente, desde el sur hacia el ecuador de la proyección, con un pequeño retroceso hacia el sur de la misma al final del proceso, casi en la misma dirección y el eje intermedio modifica su posición desde el ecuador de la proyección hacia el norte con un pequeño retroceso hacia el ecuador hacia el final del tratamiento y conservando casi la misma dirección que el eje máximo. El tratamiento produjo que se formara un cinturón entre el eje k1 y k2 y con el eje k3 perpendicular a ellos. Las orientaciones de los ejes principales de

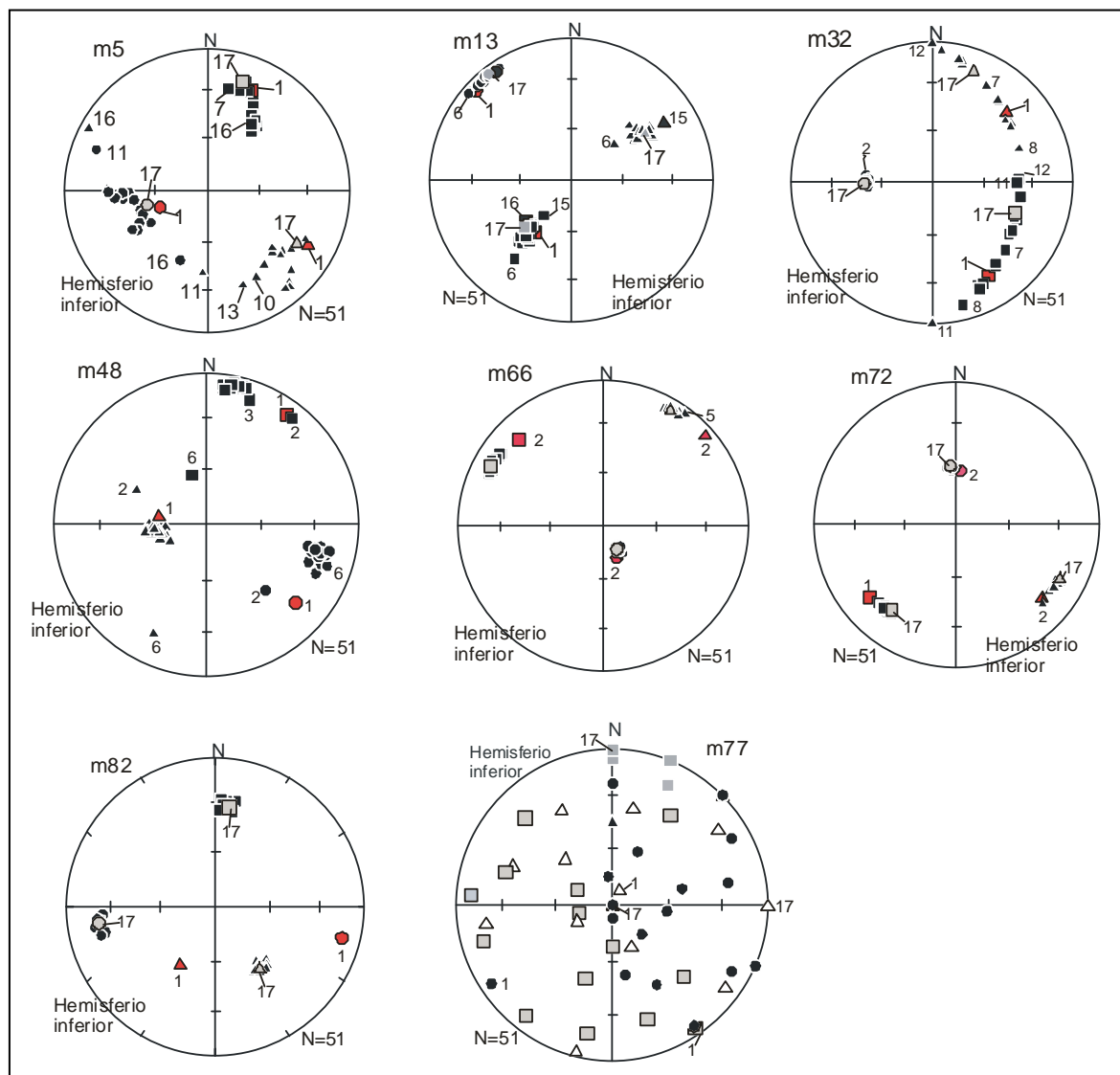


Figura 5.19. Proyecciones ortográficas de los ejes de susceptibilidad principal de AMS, graficados sobre estereogramas de igual área en el hemisferio inferior. En color rojo se muestran las posiciones iniciales, antes del tratamiento de desmagnetización, en color gris las posiciones finales, y en negro las posiciones durante la desmagnetización. Los números al lado de cada eje significan el número de paso durante el tratamiento ver [tabla 5.3](#) de correspondencia con los campos alternos.

Tabla 5.3. Correspondencia con campos alternos

#Paso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
mT	0	3	6	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90	100

susceptibilidad de la m77 presentan un comportamiento aleatorio durante este tratamiento, sin embargo es interesante notar que la distribución del eje k1 (en color gris) se observa en la zona izquierda de la proyección, mientras que el eje k3 (en color negro) tiende a agruparse hacia la zona derecha de la proyección, el eje k2 (en color blanco) se distribuye por toda la proyección.

El efecto de desmagnetización por campos alternos es una polarización del momento magnético de los granos a lo largo de la dirección de la aplicación del campo ([Henry et al., 2007](#)). Los mismos autores mencionan que en un grano prolado muy alargado con anisotropía de forma, las paredes de dominio y los momentos magnéticos elementales son perpendiculares al eje largo del grano. Para inclinar el momento magnético del grano en una dirección paralela a su longitud se necesita una gran cantidad de energía dada por los campos alternos, pero la configuración de la pared de dominio alcanzada es inestable tan pronto el campo es retirado. Entonces el efecto de AF para ese caso es un cambio limitado causado por la inclinación y des-fijamiento de las paredes de dominio. Un incremento de la cerradura de dominios produce un cambio de la anisotropía magnética, pero también del área de la pared de dominio y de la susceptibilidad promedio. Además mencionan que estos cambios están fuertemente relacionados a la fábrica magnética inicial de la roca. Entonces al aplicar el campo los electrones se orientan con cada campo aplicado y va desapareciendo la magnetización que es igual al campo aplicado, quedando un vector principal (o la magnetización mas fuerte); entonces, al no modificarse la posición de los ejes (o el momento magnético) indica que la intensidad del campo no fue suficiente para provocar un cambio en estas muestras. De acuerdo con [Henry y colaboradores \(2007\)](#), de que se necesita una energía más fuerte para lograr un cambio en la anisotropía y susceptibilidad, aunque también puede influir que la estructura del mineral esté bien integrada y por lo tanto las direcciones de los ejes bien establecidas. En el caso donde se observan cambios como la m32 donde el cambio se va dando sistemáticamente, posiblemente se deba a pequeños cambios en la estructura sin embargo en los demás parámetros de esta muestra (L, F, T y Pj) se mantienen sin cambio de forma pues es oblada durante el tratamiento, la lineación y la foliación se mantienen muy estables sin variación. La susceptibilidad se incrementa hasta las 45mT y decae desde ahí hasta las 80mT y desde ahí va incrementándose hasta las 100mT.

5.3.3.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos alternos

Aunque la magnetización natural remanente NRM no es un parámetro de anisotropía de susceptibilidad magnética, también se registró su comportamiento durante el tratamiento de desmagnetización por campos alternos AF. La **figura 5.20** muestra el decremento de la NRM en el inciso **a)** entre 20 y 40 mT y el intervalo de los especímenes m5, m13, m32 esta entre ~ 0 y 0.3 A/m. La m48 inicia con un valor muy alto, casi 0.99 A/m y la intensidad de la magnetización casi llegó a cero durante el tratamiento. (b) Muestra un comportamiento similar solo que con diferentes puntos de inflexión en 30 y 50mT; el rango de variación es más pequeño, no llega a 0.018, sin embargo en estos especímenes la intensidad de la magnetización no llega a cero. La m77 tiene un comportamiento irregular y entre 30 y 50mT el comportamiento es regular con tendencia ligeramente ascendente. El intervalo de variación es más pequeño aún (0 y $1.8e^{-4}$)A/m. Las muestras de la **figura 5.20a** pertenecen a las unidades 3 y 4 de la secuencia de impactitas y corresponden con las intensidades mas altas, principalmente con las de la unidad 4 durante el inicio del tratamiento, mientras la **figura 5.20b** muestra los especímenes con comportamientos decrecientes y correspondientes a las unidades 5 y 6. Este comportamiento muestra lo contrario de la susceptibilidad, que se incrementa. La magnetización en estos especímenes es muy baja, del orden de 0.020A/m, la muestra m82 pertenece a la U6 y posiblemente refleja la composición más carbonatada; la m66 y m72 pertenecen a la U5, estas muestras se perforaron muy fácilmente, la brecha era suave; por lo que es posible que se refleje esto en la medición.

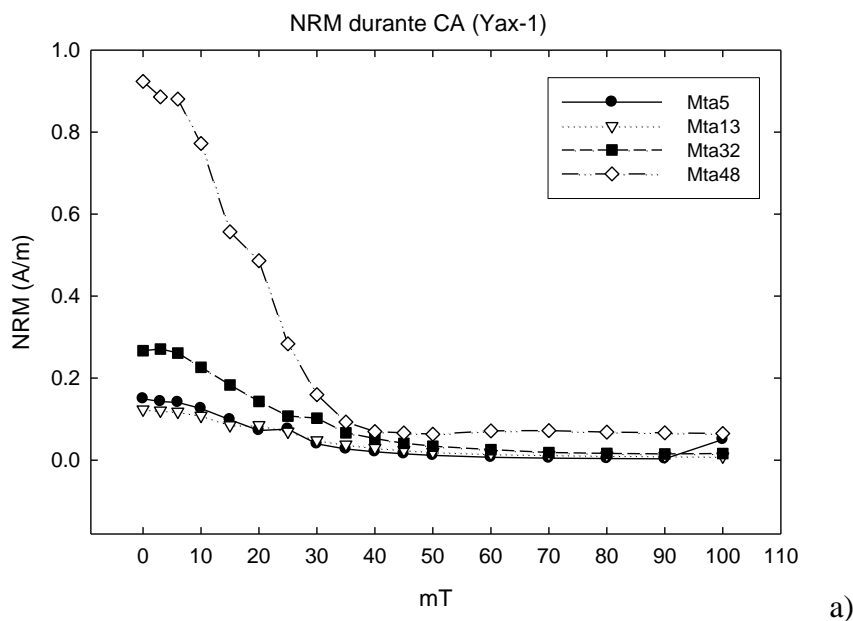


Figura 5.20a. Comportamiento de la magnetización natural remanente NRM durante la desmagnetización por AF.

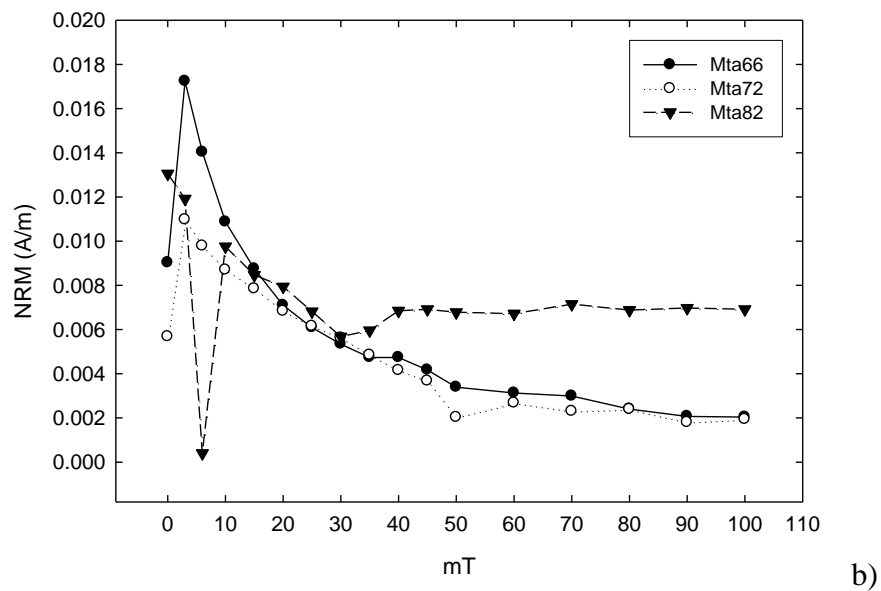


Figura 5.20 a y b. Comportamiento de la magnetización natural remanente NRM durante la desmagnetización por AF.

5.3.4 Técnicas de magnetismo de rocas

5.3.4.1 Desmagnetización vectorial térmica y por campos magnéticos alternos

A continuación se presentan las proyecciones ortogonales o diagramas de Zijderveld de muestras seleccionadas para la desmagnetización térmica en las **figuras 5.21, 5.22, 5.23**. Los gráficos de desmagnetización vectorial térmica muestran la presencia de componentes de magnetización uni-vectoriales con magnetización característica definida con tendencias lineales como en los especímenes BM-9 y BM-62, también se observa la presencia de componentes bi-vectoriales (BM-33) y multi-vectoriales y en algunas muestras se observa el traslape en la temperatura de desbloqueo como en la muestra BM-36, BM-42, BM-53, BM-18, BM-23, BM-33. Algunas muestras traspasan el origen indicando una posible remagnetización.

Los gráficos de intensidad de la magnetización no despliegan cambios muy notorios en las unidades intermedias 3 y 4; hay un incremento gradual hasta los 300°C, en la siguiente medición comienza un descenso sucesivo, a excepción de la BM-53, que muestra un incremento en ~500°C y desde ese espécimen el comportamiento de la magnetización es más variable, en muestras de la unidad 5 y 6. El espécimen BM-33, al inicio sí presenta variación en los primeros pasos, indicando componentes secundarias fuertes.

Las **figuras 5.24a y b** muestran los diagramas de Zijderveld o las proyecciones ortogonales de la desmagnetización por campos alternos donde se nota la presencia de uno a dos componentes del vector de desmagnetización. También se observa que en algunas muestras la trayectoria de los vectores sobrepasa el origen, ejemplo de esto último son las muestras BM32 y BM48 ó cerca del origen, como la muestra BM13. Sugiriendo remagnetización durante el tratamiento o separación incompleta de los componentes de alta coercitividad. También esto sugiere que probablemente se haya adicionado una magnetización remanente anhistórica (Velasco-Villarreal et al., 2011) durante el tratamiento.

Los gráficos de la intensidad de magnetización contra el campo aplicado muestran que la mayoría de las muestras no se desmagnetizaron completamente, además de que las curvas presentan un comportamiento similar, excepto las muestras m72, m77, m82. El rango de aislamiento de los componentes característicos de la magnetización varía entre 50-100mT. En algunas muestras ese aislamiento comienza entre 25-35mT.

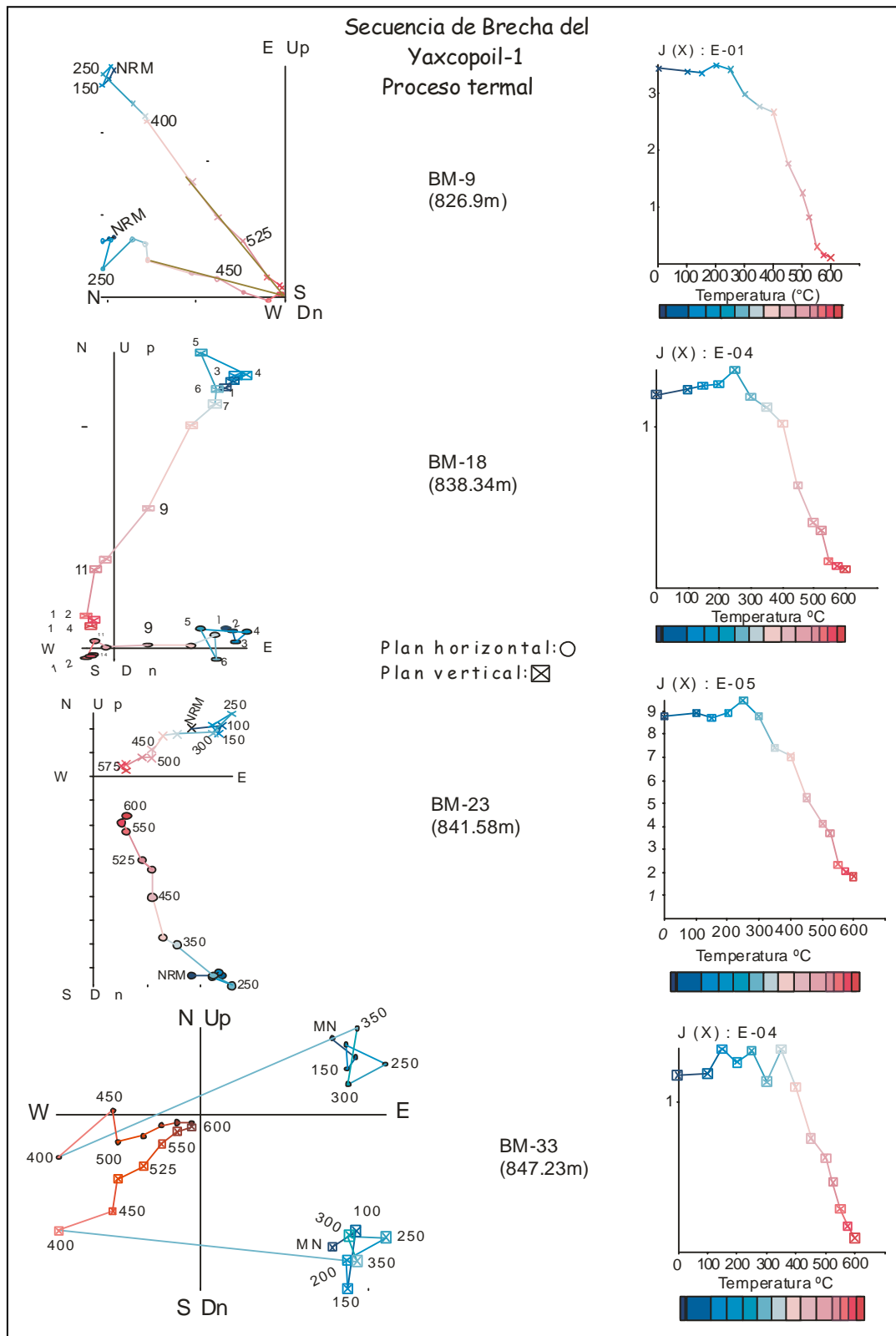


Figura 5.21. Diagramas de Zijderveld y gráficos de magnetización por temperatura. La BM33 pertenece a la unidad 4. Las tres primeras a la unidad 3.

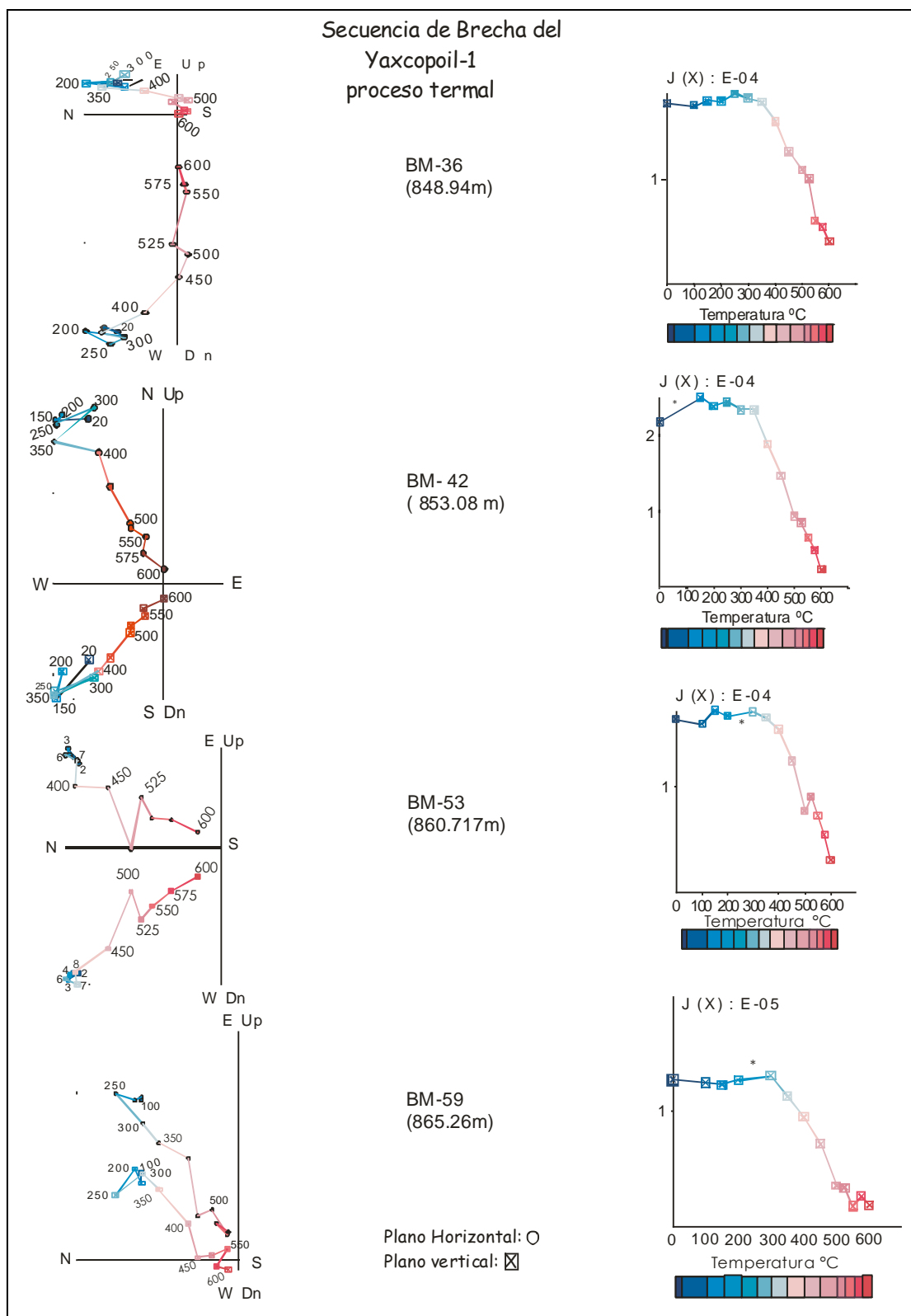


Figura 5.22. Diagramas de Zijderveld y gráficos de magnetización por temperatura. La BM-59 pertenece a la unidad 5. Las primeras a la unidad 4.

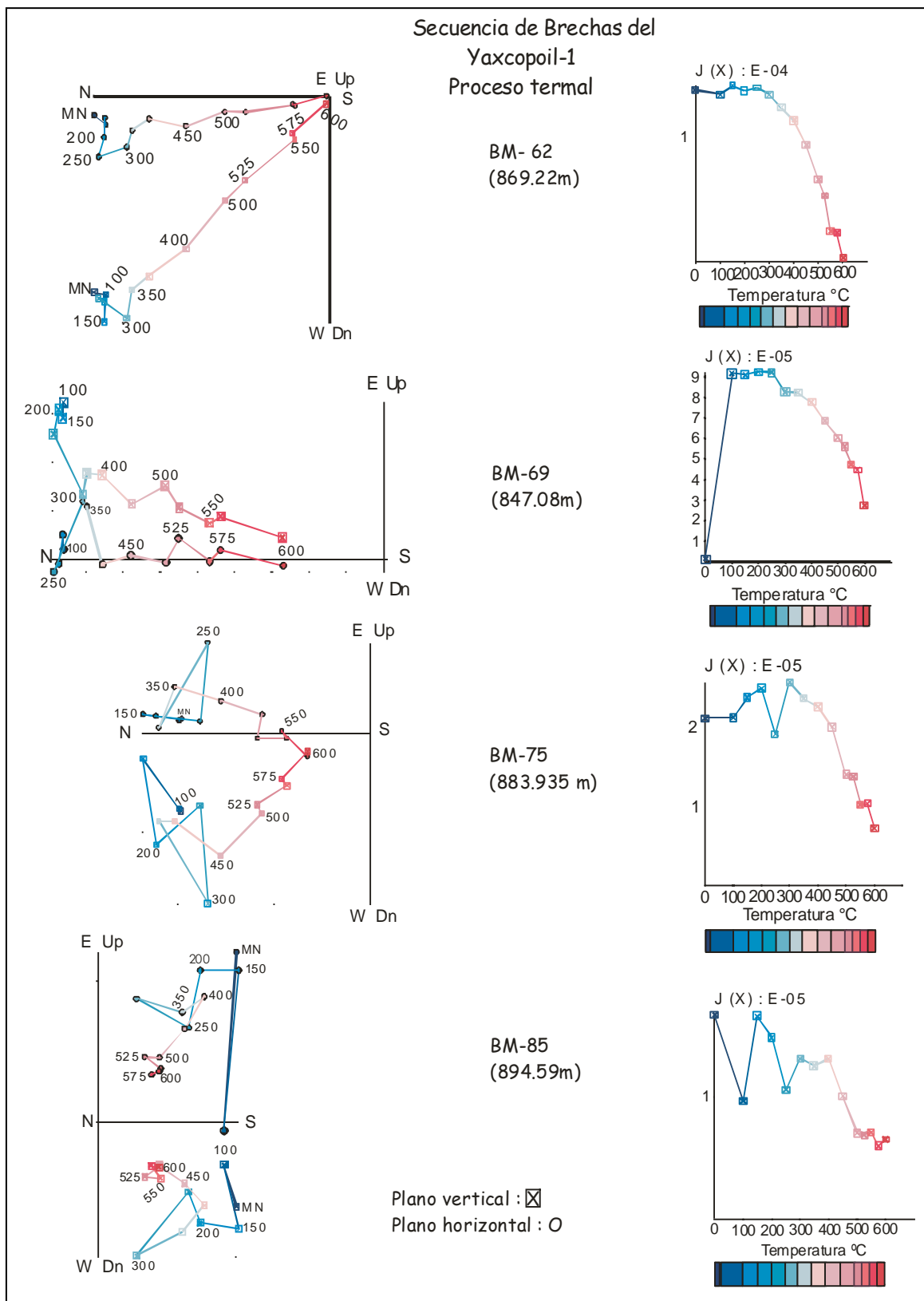


Figura 5.23. Diagramas de Zijderveld y gráficos de magnetización por temperatura. La BM-85 pertenece a la unidad 6. Las primeras a la unidad 5.

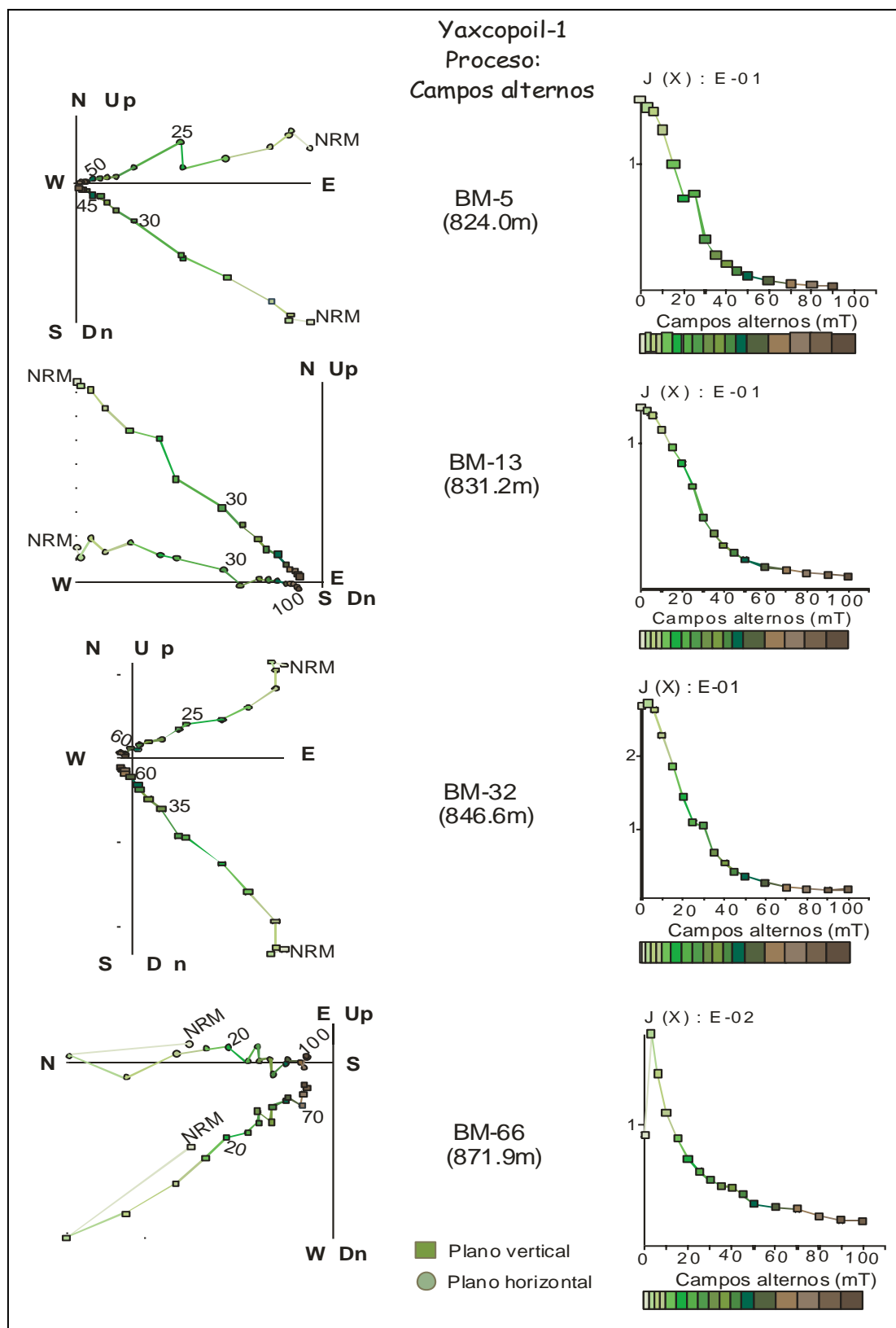


Figura 5.24a. Proyecciones ortogonales por campos alternos y gráficos de la intensidad de magnetización. La BM-5 y Bm-13 corresponden con la unidad 3, la BM-32 pertenece a la unidad U4 y la BM-66 a la U5.

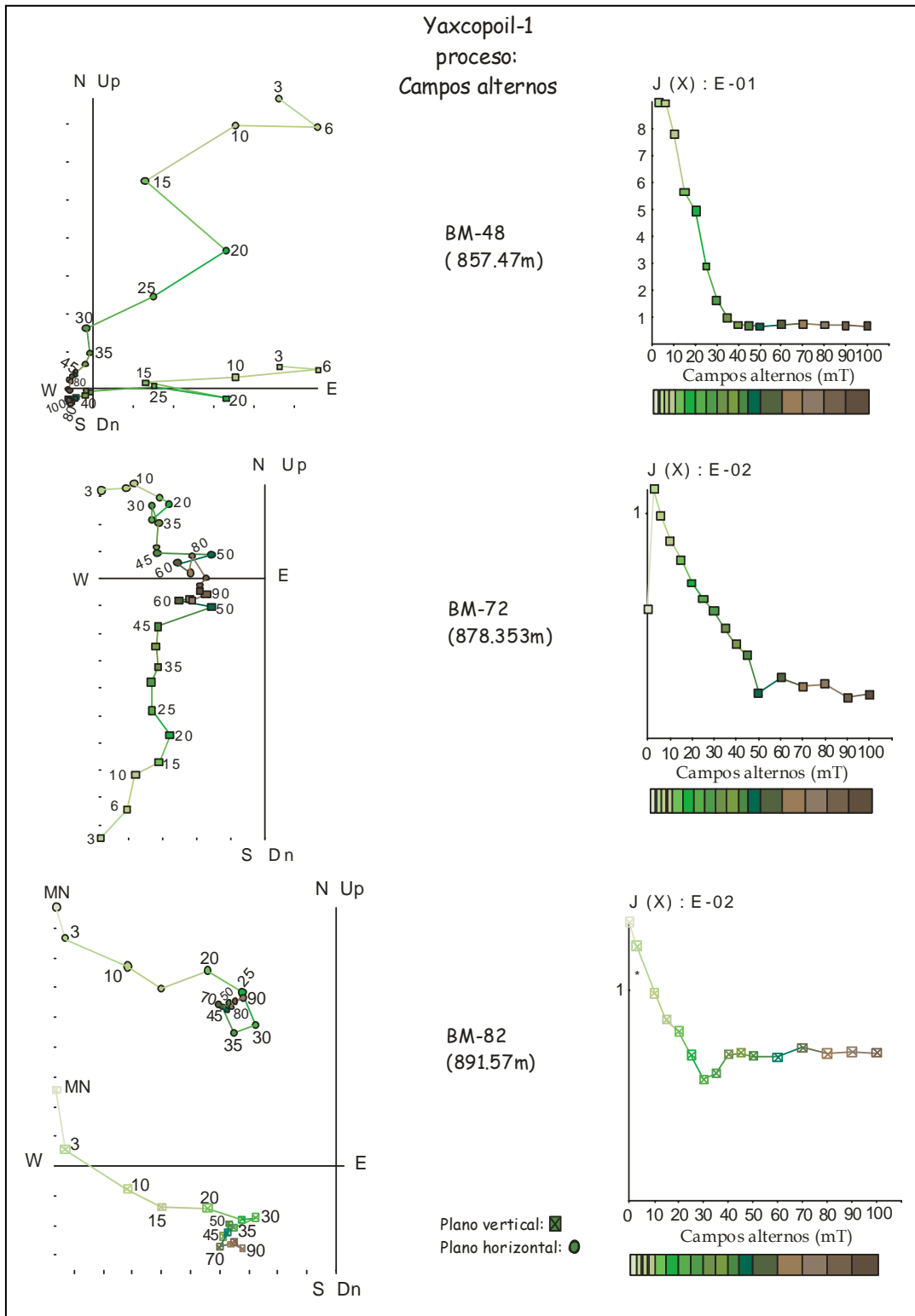


Figura 5.24b. Proyecciones ortogonales de desmagnetización por campos alternos y gráficos de intensidad de magnetización. El espécimen BM-48 pertenece a la unidad 4. BM-72 corresponde con la unidad 5 y BM-82 a la unidad 6.

Con los resultados anteriores de desmagnetización vectorial, tanto de campos alternos como térmica, se usaron para el análisis de componentes principales PCA para calcular la inclinación remanente característica. En la [figura 5.25](#) se muestra que la inclinación de la magnetización remanente característica (ChNRM) está graficada en función de la posición estratigráfica a lo largo de la secuencia. La gráfica muestra la presencia de la inclinación de magnetización positivas y negativas a través de las subunidades, desde la unidad 3. Las inclinaciones caen en el intervalo de $\sim -60^\circ$ a -10° y de 20° a 60° . No se muestran datos para las dos primeras unidades. Las inclinaciones no muestran un patrón definido de zonas de polaridad con respecto a la profundidad, esto sugiere que el campo magnético terrestre no fue suficiente para alinear las direcciones magnéticas, y que son otros efectos los registrados en las brechas. Probablemente como efectos de alteración hidrotermal por medio del movimiento de los fluidos a través de las fracturas en las impactitas [Zurcher y Kring \(2004\)](#), estos mismos autores mencionan que los minerales formados en las impactitas son minerales de origen hidrotermal. En [Velasco-Villarreal et al., \(2011\)](#), se menciona que este mecanismo parece ser capaz de explicar la coercitividad similar y el espectro de temperaturas de desbloqueo en las diferentes subunidades (ver figuras de desmagnetización vectorial) a pesar de la diferencia en la litología y mineralogía que caracteriza los depósitos de impacto y sus diferentes modos de emplazamiento. Los análisis hechos por [Zurcher y Kring \(2004\)](#), muestran que la magnetización remanente en los resultados reside en magnetita hidrotermal y titanomagnetitas bajas en Ti con tamaño de grano variable indicado por el rango de las temperaturas de Curie de 520 a 580°C (ver figuras curvas de susceptibilidad contra temperatura).

5.3.4.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura, histéresis magnética y adquisición de magnetización remanente isoterma

Las [figuras 5.26 y 5.27](#), se muestran los experimentos de susceptibilidad versus temperatura (K vs. Temperatura), los diagramas de histéresis y la curva de adquisición de remanencia isoterma (IRM) de muestras seleccionadas. A continuación se presentan ejemplos representativos.

En la [figura 5.26](#) los especímenes presentados son m9, m23 (a y b), m36 y m53.

Durante el experimento de K vs. Temperatura, el espécimen m9 muestra presenta varias fases magnéticas y las curvas de enfriamiento y calentamiento no son estrictamente reversibles; dentro de las fases observadas probablemente se encuentre goetita entre los 100 y 150°C , otra fase entre 150 y 300°C probablemente sea maghemita y finalmente la curva cae en aproximadamente $560-575^\circ\text{C}$ indicando magnetita. El diagrama de histéresis corregido muestra una curva muy estrecha, sugiriendo comportamiento super-paramagnético, con tamaño de grano muy pequeño, los especímenes que se comportan así son las muestras m81 y m82. La curva de adquisición de magnetización remanente isoterma IRM muestra un comportamiento de magnetita.

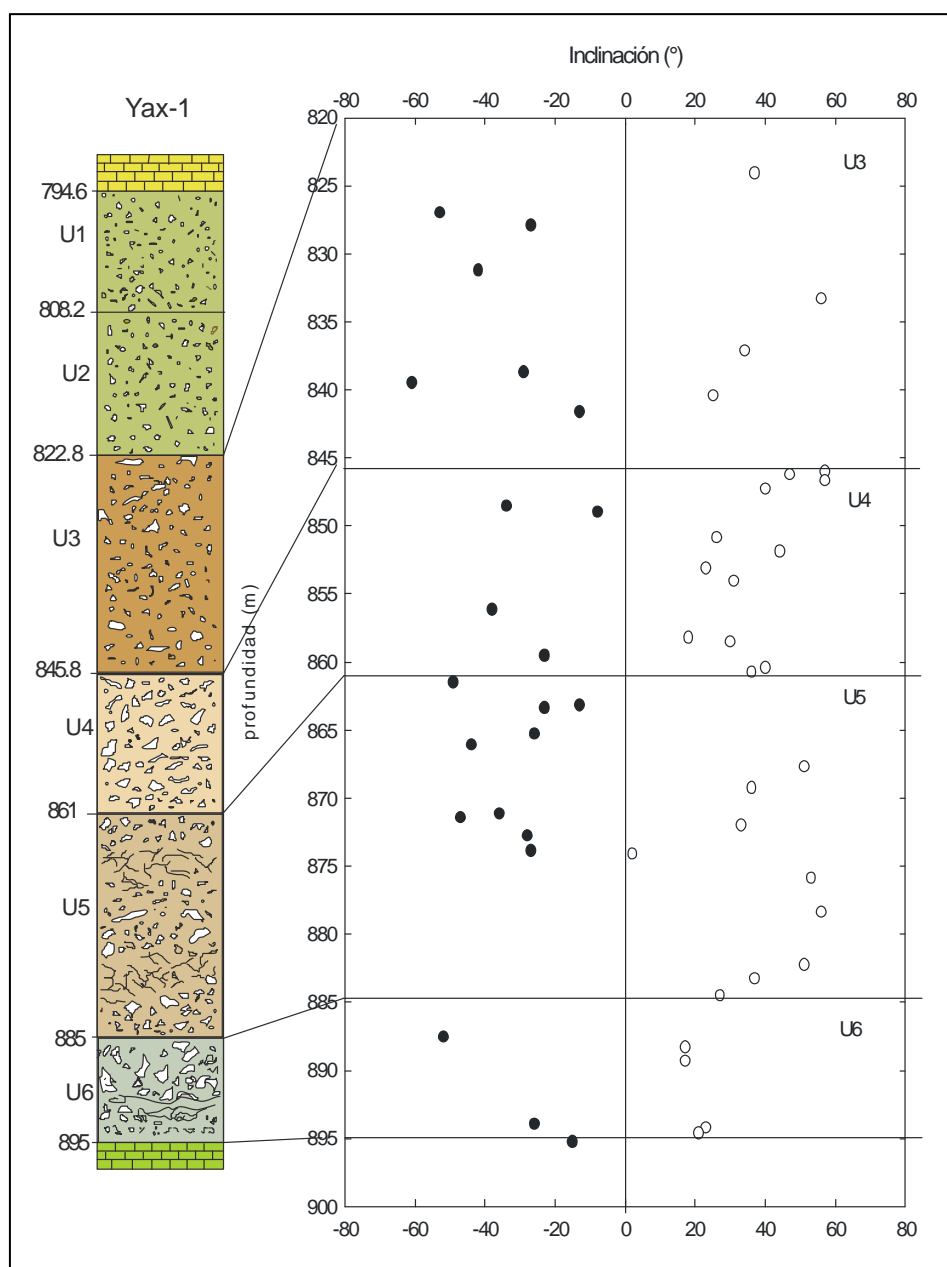


Figura 5.25. Grafica de la inclinación remanente característica después de la desmagnetización térmica y por campos alternos de las muestras con el mejor ajuste. (Velasco et al., 2011).

El espécimen m23 presenta varias fases magnéticas, las cuales probablemente son maghemita y Ti-magnetita pobre en Ti. De este espécimen se midieron dos fragmentos diferentes el m23a y m23b; el diagrama de histéresis m23a muestra una forma de “cuello de ganso” que sugiere hematita y un comportamiento de dominio sencillo SD, su diagrama de adquisición de IRM muestra que la curva no satura y se observan dos fases magnéticas, una de hematita y otra podría ser goetita. El fragmento m23b, muestra un diagrama de histéresis muy estrecho, de comportamiento PSD; la curva IRM,

también muestra que hay dos fases magnéticas y ni el m23a y m23b alcanzan a saturarse. Estas muestras pertenecen a la U3 o Suevita Superior US.

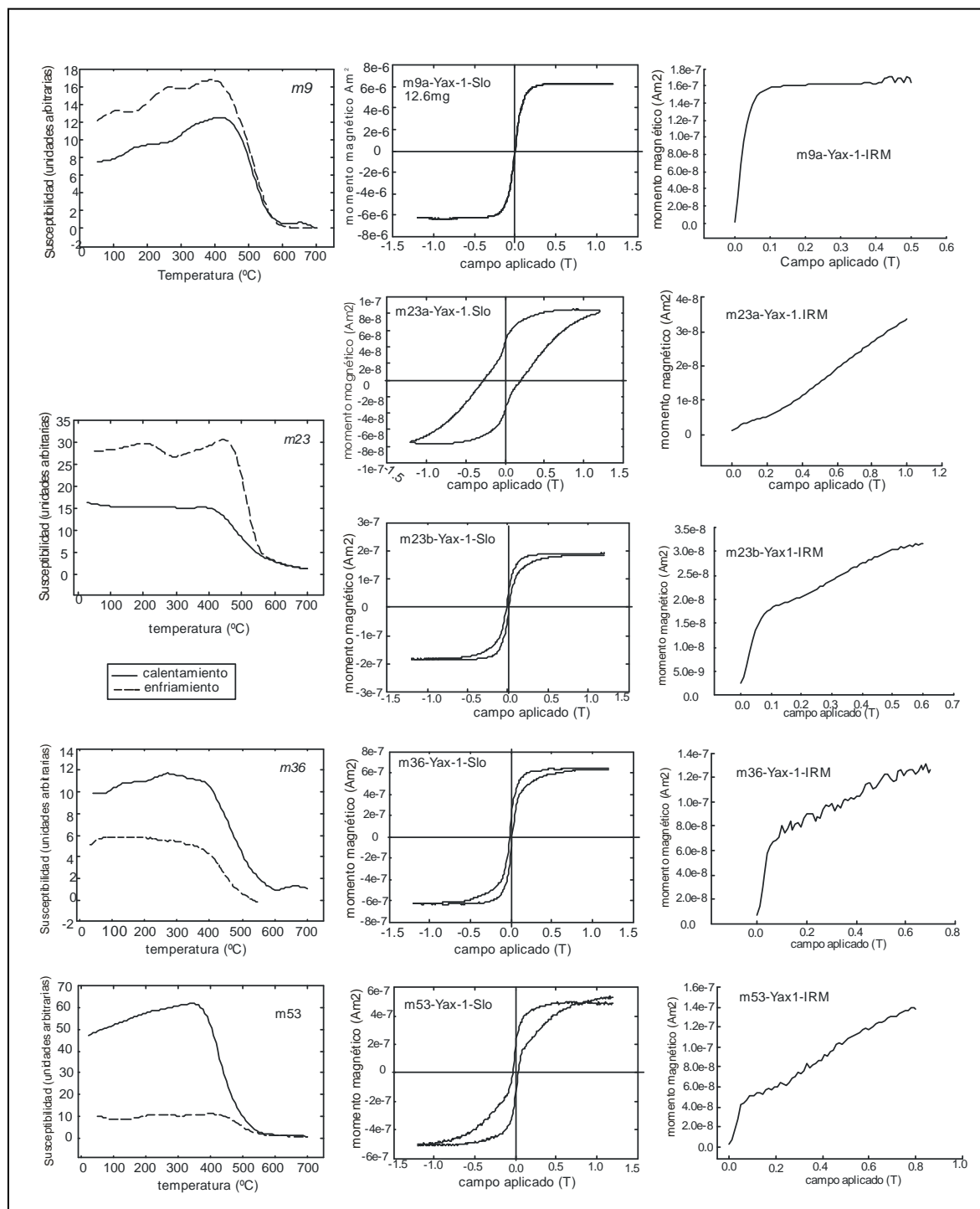


Figura 5.26. Gráficos de temperatura contra susceptibilidad, diagramas de histéresis y curvas de adquisición de remanencia isotermal (IRM).

La muestra m36, pertenece a la unidad de suevita media (MS) o U4. Este espécimen no presenta curvas reversibles, se observan varias fases magnéticas, durante el calentamiento y en el enfriamiento se observa una que podría ser Ti-magnetita. Su ciclo de histéresis muestra un comportamiento con cintura de avispa, y de comportamiento SD o PSD. Su curva de IRM muestra que no alcanza la saturación y también se observan dos fases magnéticas.

La muestra m53, que pertenece a la unidad 4, no presenta reversibilidad en las curvas de calentamiento y enfriamiento, en esta se observa una fase magnética, la curva del calentamiento parece Ti-magnetita pobre en Ti y el enfriamiento sugiere hematita. El diagrama de histéresis muestra un comportamiento de mezclas con la cintura de avispa y los extremos amplios, con un comportamiento de SD o SP, en la curva de adquisición de magnetización remanente isothermal IRM se pueden notar dos fases magnéticas, no llega a la saturación.

La [figura 5.27](#) exhibe los especímenes m69, m72, m75 y m82.

El espécimen m69, pertenece a la unidad 5, presenta varias fases magnéticas y las curvas no son reversibles los posibles minerales sugeridos son goetita, Ti-maghemita y Ti-magnetita, durante el enfriamiento se observa un curva entre 600 y 700°C sugiriendo hematita, la curva de histéresis tiene cintura de avispa con los extremos mas anchos sugiriendo comportamiento de varias mezclas con comportamiento SD o SP; en la curva de adquisición de IRM se observan dos fases magnéticas y no se alcanza la saturación.

En el fragmento de la muestra m72 (unidad 5), la gráfica muestra una sola fase magnética en ambas curvas, durante el calentamiento el comportamiento es de una Ti-magnetita y en el enfriamiento regresa como un Ti-hematita; la curva de histéresis se presenta muy estrecha con dominio PSD y comportamiento super paramagnético. En la curva de adquisición de IRM no se alcanza la saturación y se observan dos fases magnéticas, posiblemente las mencionadas.

Las curvas de calentamiento-enfriamiento del espécimen m75 no muestran reversibilidad, se observa una fase magnética como en el espécimen m72, o tal vez dos, donde el comportamiento sugiere una Ti-magnetita y magnetita que regresan como hematita. Su diagrama de histéresis muestra "cintura de avispa" con los extremos mas anchos con comportamiento SD o SP; la curva de adquisición de remanencia muestra posiblemente las dos fases mencionadas.

Finalmente, en las gráficas de la muestra m82 se observan dos fases magnéticas, Ti-magnetita y maghemita, su ciclo de histéresis muestra un comportamiento super-paramagnético y la curva de adquisición de IRM muestra un comportamiento de varias fases magnéticas, una podría ser de Ti-magnetita, parece alcanzar la saturación; este espécimen pertenece a la U6 o suevita inferior LS.

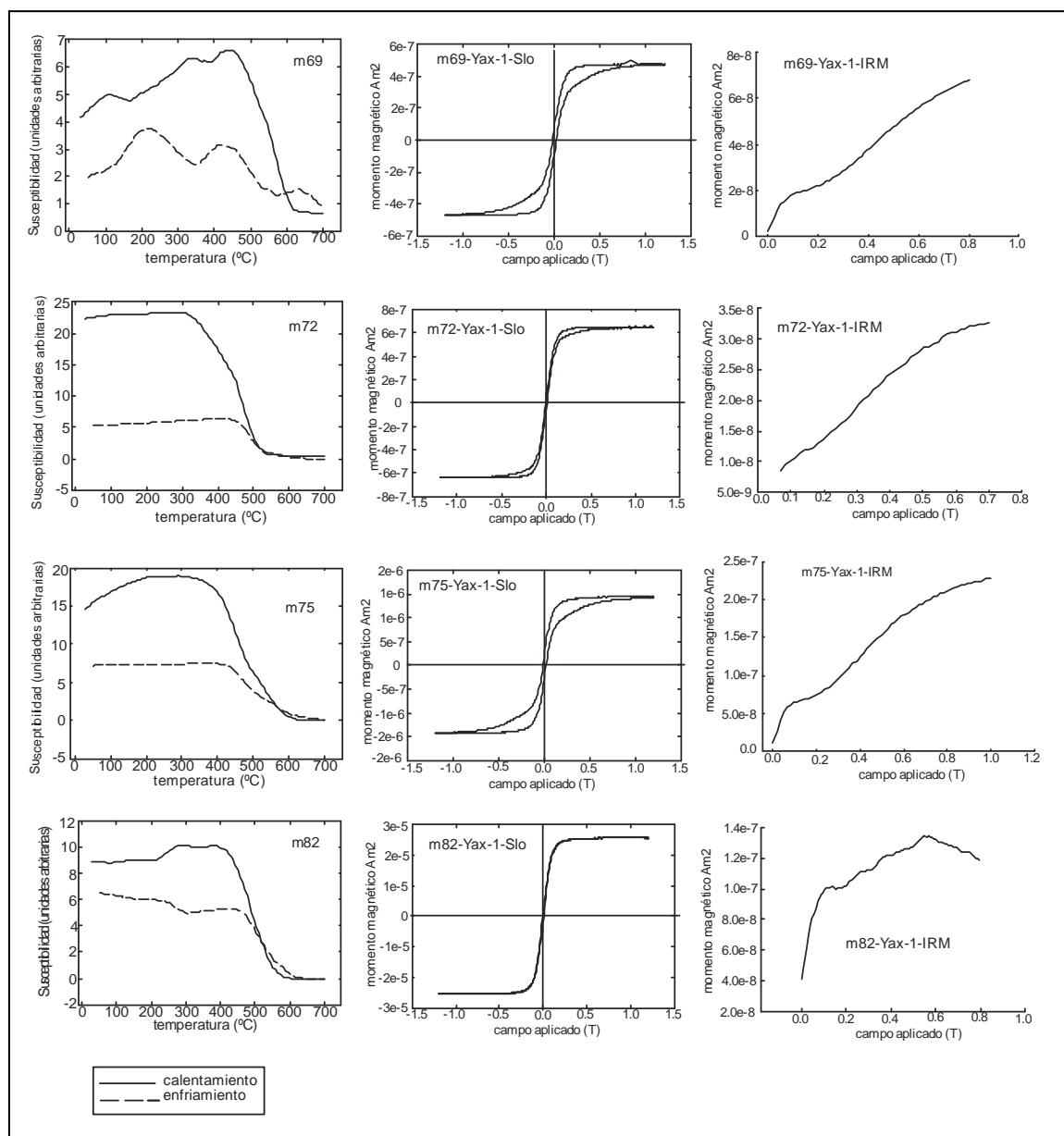


Figura 5.27. Gráficos de susceptibilidad contra temperatura (K vs T), diagramas de histéresis y de adquisición de IRM.

5.3.4.3 Diagrama de Day

En el diagrama de Day, [figura 5.28](#), se muestra la proporción de los parámetros de histéresis se observa que la mayoría de las muestras de la U3 y U4 se encuentran en al región de pseudo-dominio sencillo PSD, sugiriendo mezclas de partículas de dominio sencillo SD y multidominio MD. De las muestras analizadas, la mayoría de las pertenecientes a la unidad 5 y alguna de la unidad 6 muestran

coercitividad más altas (12 a 20) indicando grano grueso, y fino con coercitividades dentro de la región PSD, indicando que la magnetización es llevada en ambos tamaños de granos.

Se hace notar que las curvas de adquisición de IRM tienen el comportamiento similar al de la m69 en toda esta unidad 5, está caracterizada por la abundancia en las partículas de roca de fusión de impacto, las cuales aparecen recristalizadas y relativamente uniformes, y microscópicamente diferente a las demás unidades, es descrita como roca verde cataclástica monomítica con capas de aglomerados y clastos de tamaño variable en una matriz de grano fino (Stöffler et al., 2004, Dressler, et al., 2004). Por otra parte, la mayoría de los resultados de las unidades 3, 4 y 6, se encuentran en la zona de baja coercitividad y tienen una proporción de magnetización mayor en relación con los de la unidad 5. Las unidades 3 y 4 son brechas provenientes de los depósitos de caída del colapso de la pluma de eyecta (Stöffler et al., 2004), la diferencia es que la unidad 3 (Suevita Superior) es pobre en partículas de roca fundida de impacto y la U4 (Suevita Media) es muy rica en partículas de roca fundida de impacto, pero ambas provienen del colapso de la pluma de eyecta; la unidad 6 o Suevita Inferior, al ser la primera en depositarse probablemente por oleadas basales de la base de la cortina de eyecta tiene diferentes tipos de líticos y de tamaño, dominados por carbonatos con clastos del basamento mezclados con partículas polimíticas fundidas de silicato. Estos resultados indican que las muestras analizadas son una mezcla de varios tamaños de grano con diferentes coercitividades; provenientes, probablemente, de minerales ya existentes en el sitio pre-impacto que fueron alterados o se formaron debido al evento mismo de impacto o al proceso hidrotermal posterior al impacto (Kring et al., 2004).

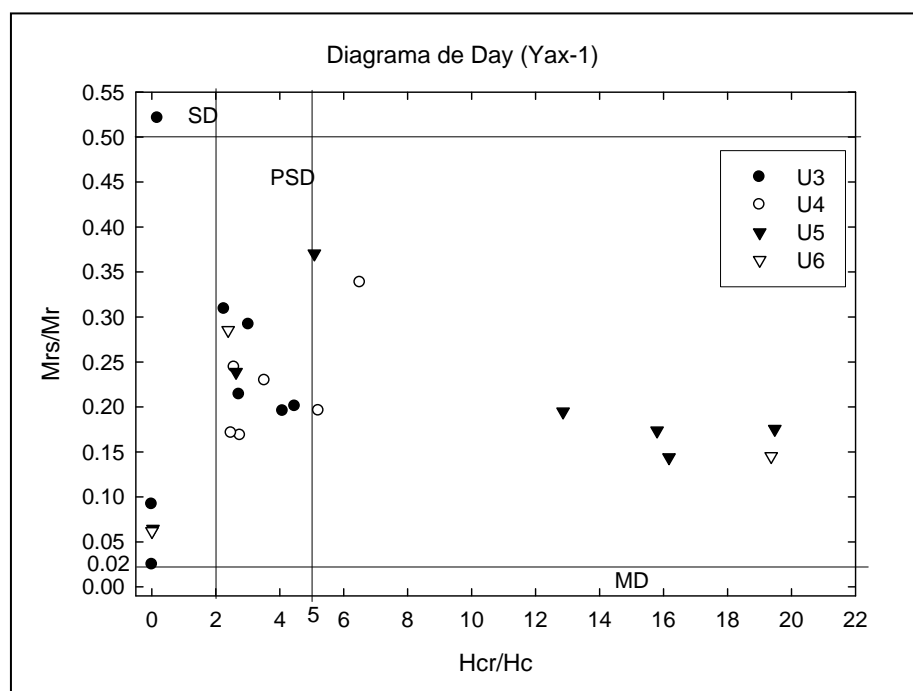


Figura 5.28. Diagrama de Day, con límites de Dunlop (2002a) de la sección de impactitas del Yaxcopoil-1.

CAPÍTULO 6

UNAM-5 Santa Elena

6.1 Localización

Los pozos del Programa de Perforación Científica de la UNAM fueron denominados UNAM-1 al UNAM-8, de ellos, los únicos que interceptaron la brecha de impacto fueron los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7.

El pozo UNAM-5 Santa Elena (U5SE) se localiza en la Península de Yucatán, 20.34° N, 89.66° W (Urrutia et al., 2008) o a 3.5 km al noroeste del pueblo de Santa Elena; a una distancia radial de 110 km a partir del centro de la estructura (Rebolledo Vieyra et al., 2000) entre los anillos 3 y 4 propuestos por Sharpton et al. (1993). figura 5.1 (página 79). Este pozo tiene una profundidad de 504 m. La secuencia de impactitas (Rebolledo-Vieyra et al., 2000) tiene un grosor de 172 m y se inicia a partir de los 332 m de profundidad con registro continuo hasta los 504 m. Hay que aclarar que la perforación llegó hasta ésta profundidad sin embargo la secuencia de impactitas podría continuarse hacia abajo.

6.2 Estratigrafía del pozo UNAM-5

Desde la superficie está constituido por un metro de suelo, seguido hacia abajo de 56.5 m de caliza cristalina, debajo de la secuencia anterior se presentan 145 m de caliza cristalina dolomitizada y 15 m de caliza arcillosa, de color blanco a cremoso con bandas de color amarillo a rojizas en zonas fracturadas (57.5 a 217.5 m) (Figura 6.1). En general, la secuencia muestra una textura cristalina con algunos intervalos intercalados de clastos brechados dolomitizados y recristalizados. Debajo de las secuencias anteriores subyace otra de 115 m de espesor, de calizas arcillosas alternando con lutitas (217.5 a 332 m). La textura es cristalina, con ligeras variaciones a una textura coquina, en pequeños intervalos, con relleno sedimentario de gastrópodos y moluscos alterados por dolomitización y disolución. También se encuentra caliza arcillosa de color blanco a crema intercalada con delgados horizontes de lutitas carbonatadas en color gris verdoso con contenido fósil menor al 10%. Dentro de esta misma secuencia pero a una profundidad de 286.5 m, se presenta una serie de 45.5 m de espesor; la cual está formada por calizas arcillosas con horizontes de lutitas de color crema a blanco y muestran minerales evaporíticos, principalmente yeso que forma lentes hacia el fondo de la unidad Rebolledo Vieyra y colaboradores (2000).

A partir de los 332m se encuentra el material de impacto que se ha definido como brecha polimíctica tipo suevita con matriz arcillo-limosa, rica en clastos carbonatados, vidrio de impacto, roca de fusión

(*melt*) de impacto y clastos graníticos del basamento (Rebolledo Vieyra et al., 2000). (Figura 6.1B). Se establecieron cuatro unidades de brecha con base en la coloración de la matriz, cambios litológicos y gradacionales, así como la concentración de clastos y la petrología (Escobar Sánchez E., 2002). Ver figura 6.1B1. Con base en estos trabajos a continuación se presenta la descripción del material de impacto.

Unidad 1. Brecha suevítica con matriz arcillosa. (332.05-347.05m). Es una secuencia de 15 m. de espesor, presenta un color gris verdoso claro en la cima y oscuro en la base, con textura granoblástica. Se observan cambios graduales que van de fino a grueso, conforme se desciende en la unidad, por lo que se la ha dividido en dos diferentes brechas tipo suevíticas. En la parte superior presenta clastos con tamaño de arena fina con matriz calcárea de roca foliada, posiblemente gneis y roca ígnea extrusiva de composición ácida y textura completamente afanítica, alto contenido de vidrio con bordes de reacción. En algunos fragmentos de vidrio se observan dichos bordes con recristalización interna en una matriz micrítica, por lo que se puede deducir que se trata de una brecha tipo suevítica con matriz arcillosa y fragmentos líticos. Descendiendo en la unidad, se presenta un contacto gradacional con la unidad 2 porque aparecen esporádicos fragmentos subredondeados a angulosos de cuarzo y feldespatos potásicos. En la base de la unidad, los fragmentos se vuelven más angulosos variando desde 5 mm hasta 1 cm, existe un incremento en el contenido de vidrio en un 35 %, además contiene fragmentos de caliza, anhidrita, vidrio de color verde de varios tamaños y fragmentos de roca fundida de color pardo. Esta unidad se presenta desmoronable al tacto por lo que es difícil obtener especímenes.

Unidad 2: Brecha tipo suevítica con matriz de roca de fusión (*Melt*). (347.05-412.05) tiene un espesor de 65 m. Su coloración varía de gris claro a gris pardo hacia la base. En la cima se observan fragmentos que varían de angulosos a subangulosos con fragmentos escasos de gran tamaño (10-40mm) en un 15% en relación con la matriz calcárea de color gris; presenta un fragmento de vidrio de color verde oscuro de 5cm de largo con aureola de alteración de color más claro; también se observan fragmentos de anhidrita, vidrios diapléticos muy angulosos y fragmentos de roca ígnea intrusiva en tonalidades rojizas y aparente foliación. A partir de los 373 m los fragmentos disminuyen en tamaño (<20mm) con predominio de los menores a 5mm; la brecha de esta zona contiene un 30% de los fragmentos con mayor contenido de vidrio de color verde, también contiene pedazos de roca ígnea de color rojizo de formas subangulosas a subredondeadas y escasos fragmentos de roca metamórfica del basamento; hacia la base la matriz es de color gris verdoso y se observan pedazos de granitos muy deformados con tamaños de 8cm muy esporádicos con características de fusión parcial. Más abajo aparecen lentes de brecha y en la base se observan fragmentos de roca metamórfica de anfíbolita.

Unidad 3: Brecha suevítica con matriz vítrea y arcillosa (412.05m - 464.8m) con un espesor de 52 m., con base en la petrografía se encontró que está compuesta por dos tipos de brecha. La brecha de

matriz vítrea tiene una coloración que varía de verde claro a pardo, hasta los 418 m se observa una concentración de fragmentos con tamaños de 3.5 a 7cm, clasificados como gneis con rasgos de isotropismo, mosaiquismo y rasgos de deformación planar en el cuarzo y feldespatos; también se observan fragmentos de roca ígnea extrusiva debido al contenido de vesículas, además de anfibolitas, calizas y roca ígnea intrusiva; los fragmentos varían de formas angulosas y subredondeadas y están mal clasificados; en general presenta una textura fluida. La brecha suevítica con matriz arcillosa, se encuentra a partir de los 418m. Presenta una gradación normal aparente de fragmentos muy pequeños con un alto porcentaje de partículas (60%), la matriz tiende a ser más oscura, está compuesta de fragmentos de anfibolita, vidrio con aureolas de alteración (los fragmentos de roca fundida alterando a la matriz). A partir de los 426m se observa una porosidad considerable, los poros alcanzan tamaños de 5 a 6 milímetros, existe un incremento de fragmentos máficos (5mm de diámetro) angulosos con aureolas. En los últimos 6m aparece un lente de fragmentos metamórficos de 5 a 7cm de largo en cada clasto, al parecer son de basamento semejante a los fragmentos de la cima de esta unidad, aunque en menor porcentaje.

Los especímenes de esta unidad 3 presentan tres diferentes coloraciones, la primera es gris verdosa (412.05-422.41), la segunda es gris claro menos verdoso (422.41-450.72) y el tercero es gris (450.72-464.80). La unidad presenta clastos de redondeados a subangulosos de tamaño pequeño, (hasta 1cm), también presenta textura rugosa con porosidad y algunos clastos parece que eran fluidos, también se notan algunos clastos muy grandes (2cm). Las subunidades de la sección de impactitas para cada unidad, se definieron basadas en la diferencia de color de cada una ([Velasco Villarreal, 2006](#)).

Unidad 4. Brecha suevítica con matriz rica en roca de fusión (Melt) (464.8-503.9m) con un espesor de 39.1m; la cual es de color gris oscuro, se caracteriza por tener fragmentos angulosos (5 a 15mm). En la parte superior existe un cambio transicional de color gris oscuro de aproximadamente 5m hacia abajo. En la cima de esta unidad los fragmentos son de color negro, angulosos, bien clasificados y mal seleccionados. Se observan pequeños fragmentos de cuarzo de impacto, calizas, fragmentos de roca con textura granítica y algunos fragmentos aislados >20mm, vidrio y fragmentos de gneis, todo esto en una matriz vítrea-arcillosa; descendiendo en la unidad existe una variación de color, más clara que las anteriores, las partículas son angulosas de pocos milímetros, mal clasificadas y mal seleccionadas, constituidas de cuarzo, anfibolita en mayor cantidad, anhidrita y yeso, algunos fragmentos son de rocas graníticas, aproximadamente con gradación normal. A medida que nos acercamos hacia la base de la unidad, el color de la unidad cambia a gris oscuro y aparecen esporádicos fragmentos de gneis (8-100cm) en una matriz completamente de roca de fusión. ([Figura 6.1B1](#)).

UNAM-5 - Sta.Elena

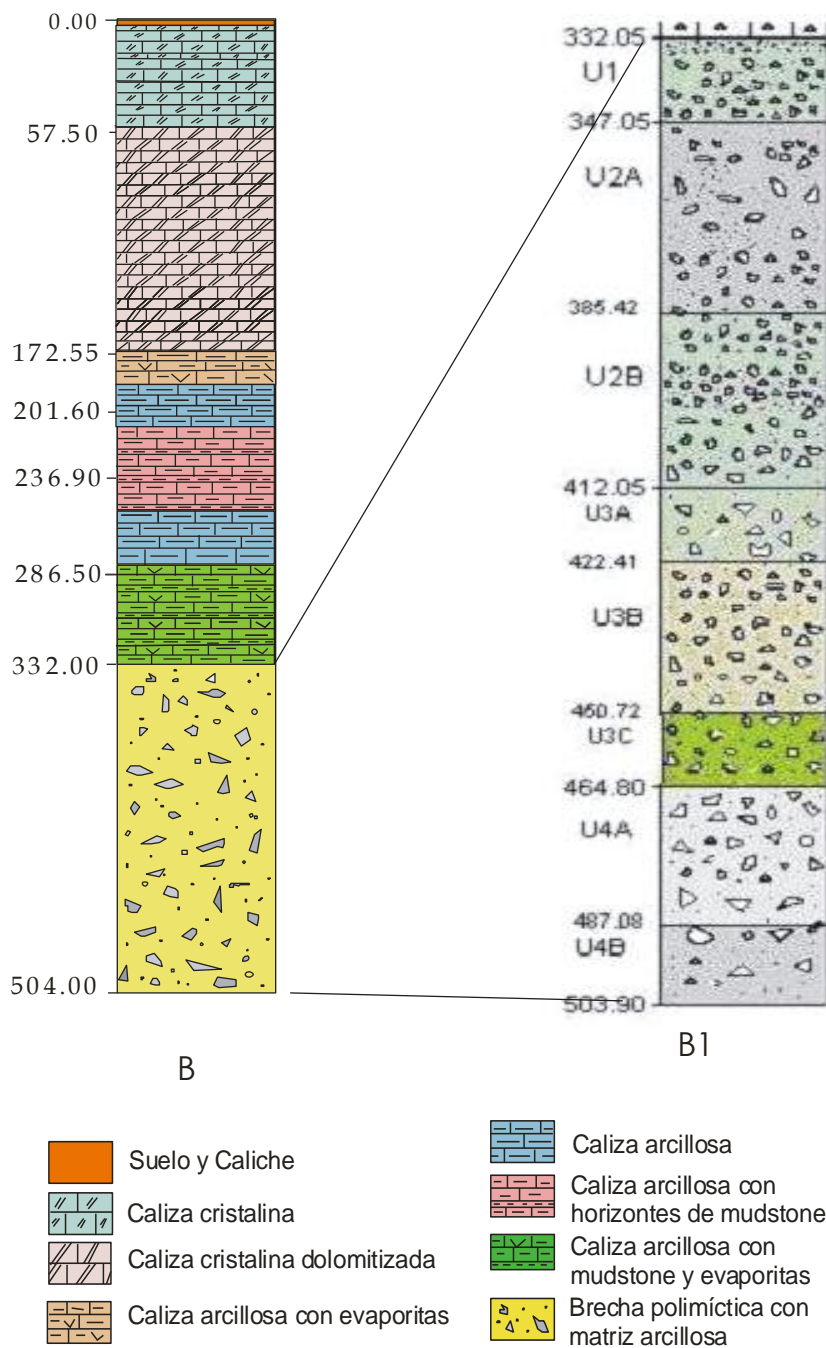


Figura 6.1 (B). Columna litológica modificada del pozo UNAM-5, Santa Elena; La secuencia de carbonatos consiste de caliza cristalina dolomitizada. La brecha de impacto tiene un espesor de 172 m. escala 1:3000 (Rebolledo Vieyra et al., 2000). (B1) Columna de la brecha polimíctica, con sus subunidades (Velasco Villarreal, 2006).

6.3 Resultados

6.3.1 Aplicación del método de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS)

En esta sección se hace un análisis inicial de todos los especímenes de este pozo, se usan los parámetros de susceptibilidad magnética k , grado de anisotropía corregida P_j , la forma del elipsoide magnético T versus la profundidad, al igual que la magnetización natural remanente NRM; el diagrama de Jelinek (K vs T) para cada unidad y las proyecciones ortográficas de cada unidad.

La susceptibilidad magnética con relación a la profundidad varía desde 5 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$, con algunos valores mayores a $5000 \times 10^{-6} \text{SI}$ (Figura 6.2). La unidad 1 (U1) 332-347m presenta susceptibilidad magnética (K) con tendencia ascendente conforme se incrementa la profundidad. En la unidad 2 (U2) la susceptibilidad magnética presenta un comportamiento variable y se encuentra en el intervalo (≥ 250 a 1500) $\times 10^{-6} \text{SI}$, éste intervalo se divide en dos, correspondiendo con la subunidad U2A(347.05-385.42m) donde K varía de 500 - $1500 \times 10^{-6} \text{SI}$ y la U2B (385-412m) donde K varía de 250 - $1000 \times 10^{-6} \text{SI}$, con algunos datos variando entre 3000 y $5000 \times 10^{-6} \text{SI}$. La unidad 3 (U3) presenta un comportamiento variable principalmente la U3A, después se vuelve descendente (U3B) hasta los 450 m y desde ahí en adelante la K se incrementa un poco antes de la U3C ($\approx 464.80\text{m}$). En la unidad 4 (U4), la K se presenta más homogénea y dentro de un intervalo desde 750 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$ con algunos datos mayores a $3000 \times 10^{-6} \text{SI}$.

La magnetización natural remanente (NRM) presenta valores muy bajos 0.001A/m con tendencia a incrementarse en la U1; la U2 varía en un intervalo (0.01 , 0.1) A/m , con un comportamiento variable con algunos picos entre 0.15A/m y 0.30A/m hasta los $\approx 400\text{m}$, desde allí se vuelve más homogéneo cerrándose el intervalo (≈ 0.03 - 0.1A/m) hasta los $\approx 415\text{m}$. Desde esta profundidad hasta los $\approx 425\text{m}$, ya dentro de la unidad 3 casi toda la subunidad U3A, muestra un comportamiento muy homogéneo con valores entre 0.00 y 0.03A/m . Desde el inicio de la U3B hasta casi la mitad de esta ($\approx 439\text{m}$) hay un incremento desde 0.05 a 0.1A/m . A partir de los 450m hasta los 504m que corresponden con la U3C hasta la U4B la NRM muestra un comportamiento bastante homogéneo con tendencia decreciente hacia la base de la columna y varía entre 0.05 y 0.1A/m en toda esta sección. En ambos gráficos la K y NRM presentan un mayor incremento y comportamiento más constante a partir de la subunidad U3C hasta la U4. Tanto en la susceptibilidad como en la NRM, se observa un incremento de estos a partir de los 450.72m de profundidad.

De la misma figura 6.2, el grado de anisotropía corregida P_j versus profundidad, muestra un comportamiento variable a través de la secuencia, primero desde los 332.05m hasta los $\sim 400\text{m}$ en el intervalo ($1, 1.07$) correspondiendo desde la unidad 1 hasta la mitad de la U2B; después desde los $\sim 400\text{m}$ hasta los $\sim 445\text{m}$ hay un incremento de P_j con la mayoría de valores en el intervalo ($1.05, 1.10$)

y con algunos valores máximos como SE-m45(1.11), mir14(1.3) y mir28(1.96), mir30(1.71) que no se ven en la gráfica. A partir de los 450m y hasta ~504m el P_j disminuye al intervalo (1,1.05) con algunos valores entre 1.05 y 1.10 y un valor aproximado a 1.3 (mir59). El parámetro de forma T contra la profundidad muestra casi la misma cantidad de datos prolados y oblados. Pero se puede observar que entre los aproximadamente 375m y los aproximadamente 402m hay mas datos oblados en esta parte de la secuencia en la parte basal de la subunidad 2A y las dos terceras partes de la subunidad 2B; después se puede ver que desde la subunidad 3A y 3B los datos prolados son mas abundantes, esto desde los 412.05m hasta los aproximadamente 460m, es decir, hasta la mayor parte de la subunidad 3C o viéndolo de otra forma, la parte superior de la subunidad 3C muestra datos oblados y la parte inferior más datos prolados. La unidad 4 muestra un poco más de datos oblados que prolados, principalmente en la parte inferior ~487.08m a los ~504m). Como se ve, se observan ciertos agrupamientos a través de la secuencia donde se ubican los datos prolados y prolados.

El diagrama de Jélinek (P_j vs T), [figura 6.3](#), en todas las unidades muestra datos divididos tanto en la zona prolada como la oblada, por lo que el parámetro de forma T no se observa definido, ~48% de los datos se encuentra en la zona prolada ($T < 0$) y el 52% en la zona oblada ($T > 0$). El grado de anisotropía corregida P_j presenta la mayoría de los datos con $P_j \leq 1.05$ y el resto (36%) con $P_j > 1.05$ y algunos valores llegan hasta 2. La unidad 1 muestra tres datos prolados y dos oblados. La unidad 2 muestra casi la misma cantidad de datos prolados y oblados y el grado de anisotropía corregida se distribuye entre 1 y 1.10. La unidad 3 muestra una mayor cantidad de datos prolados (18) que oblados (14), numéricamente se puede decir que la fabrica es prolada con un poco más del 50% de los datos. La mayor parte de los datos de P_j tienen valores entre 1 y 1.06 aunque hay algunos valores más grandes. La unidad 4, muestra una mayor cantidad de datos oblados que prolados, se puede decir que con el 61% de los datos esta unidad tiene una fábrica oblada, los datos de P_j se encuentran en el intervalo (1, 1.1), aunque la mayoría esta entre 1 y 1.05.

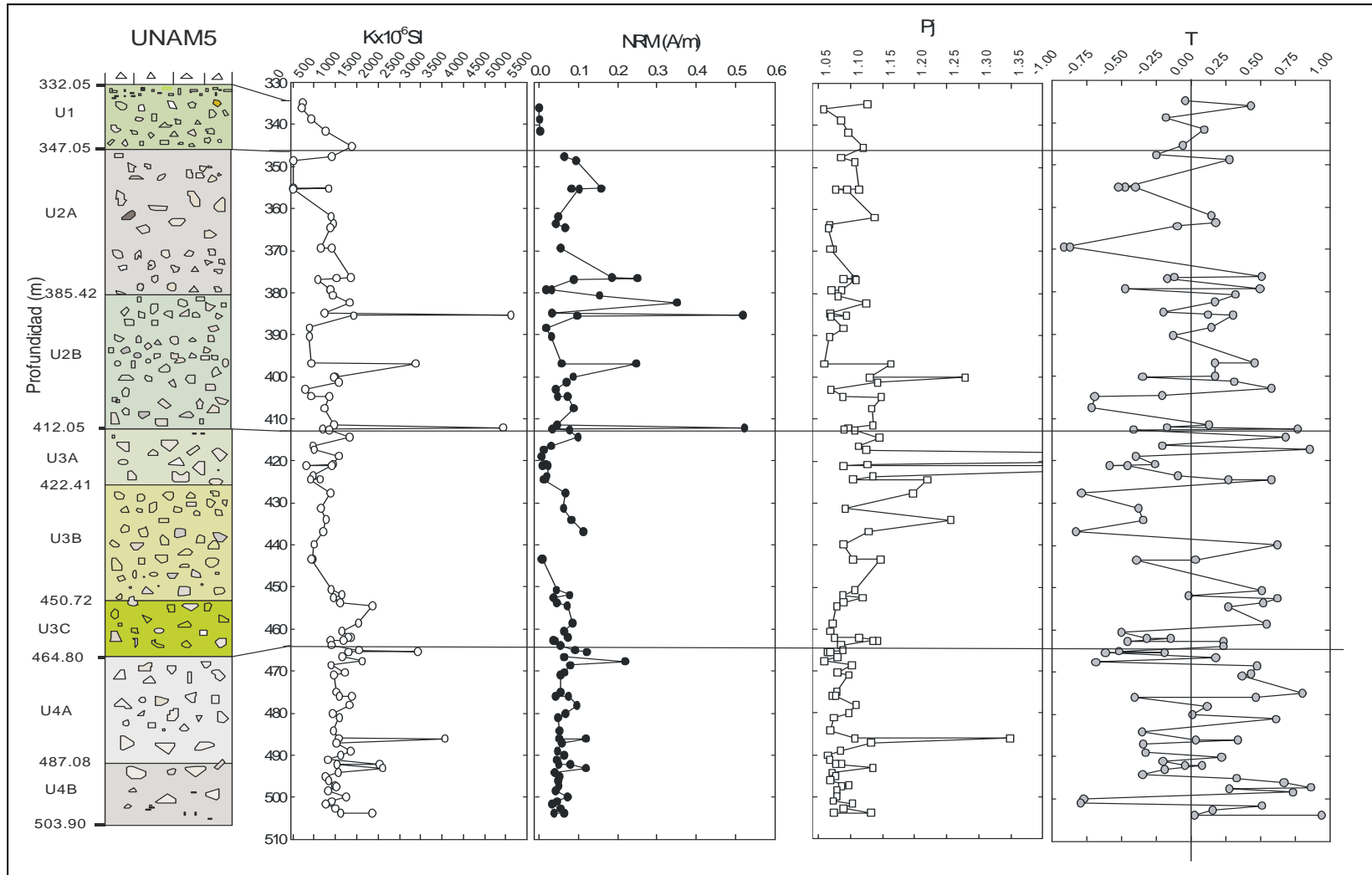


Figura 6.2. Susceptibilidad magnética, magnetización natural remanente (NRM) y parámetros de AMS en relación con la profundidad. De izquierda a derecha, columna estratigráfica de las impactitas del UNAM5-SE, susceptibilidad (K), NRM, grado de anisotropía corregida P_j y parámetro de forma T.

En la [figura 6.4](#) se muestra la columna litológica de la sección de impactitas y las proyecciones de igual área por cada unidad separadas en sus ejes de susceptibilidad principales: el eje máximo ó k1 (■), el eje intermedio o k2 (▲) y el eje mínimo o k3 (●). En la unidad 1 se muestran en conjunto los tres ejes de susceptibilidad principales y se puede ver al eje máximo agrupado cerca del plano de la proyección, mientras los ejes k2 y k3 se muestran dispersos aunque parecen formar un cinturón perpendicular al eje principal k1. En las siguientes unidades los ejes se presentan por separado. En la unidad 2 se observa al eje k1 disperso que parece tender hacia el centro de la proyección, el eje mínimo k3 también se muestra disperso y parece tender hacia el plano de la proyección, el eje intermedio k2, también parece tender hacia el plano de la proyección estereográfica. Para la unidad 3, el eje máximo k1 muestra una distribución más definida hacia el plano horizontal mientras el eje k3 o mínimo parece concentrarse hacia el centro de la proyección; el k2 se comporta de forma similar al k1, con tendencia hacia el plano horizontal de la proyección; en esta unidad se ven mejor agrupados y distribuidos los ejes de susceptibilidad principal. En la unidad 4 los ejes principales se presentan un poco más dispersos que en la unidad anterior; el eje k1 también parece distribuirse hacia el plano horizontal, lo mismo hace el eje intermedio; el k3, aunque disperso parece encaminarse hacia el centro de la proyección. Los resultados observados concuerdan con el trabajo de [Velasco-Villarreal \(2006\)](#) del mismo pozo, con el aumento del número de especímenes en cada unidad. Para buscar una fábrica definida se graficaron las inclinaciones de los ejes de susceptibilidad principal k1 y k3. En base a estos se encontraron 8 fábricas denominadas como Fab1 a Fab8. Las proyecciones son de igual área, con los mismos símbolos para k1, k2 y k3, cuadro, triángulo y círculo respectivamente; los mismos símbolos solo que mas grandes representan el valor promedio y las elipses de confianza ([figura 6.5](#)). Las proyecciones muestran fábricas complejas con la mayoría de las elipses de confianza muy abiertas y las direcciones promedio, en su mayoría, alejadas de los datos, todo esto indicando mucha variación en los datos. Sin embargo se pueden inferir algunas fábricas de tipo de depósito. cuando se depositó la unidad 4, la más profunda, hubo un lapso de tiempo, probablemente corto pero suficiente o la velocidad del flujo era la necesaria, para que se alcanzaran a orientar los granos minerales dentro del flujo; este flujo talvez no era tan lento que permitió digamos la orientación de los ejes de susceptibilidad; tanto la unidad 4 como la unidad U3 están mejor definidas, probablemente se pueda inferir que el flujo era más veloz y constante o talvez menos viscoso y la unidad 2 muestra mas dispersión en los ejes de susceptibilidad, aunque se ve cierta tendencia de agrupamiento en los ejes k1 que parecen tender hacia el centro de la proyección mientras los k3 parecen tender hacia la orilla de la misma, sugiriendo probablemente un cambio en la velocidad de emplazamiento, probablemente el flujo en esta parte era más lento y posiblemente más viscoso?. En Hrouda (1982) se muestra un ejemplo de proyecciones estereográficas del fluido de lava Chribsky, donde los ejes de susceptibilidad principal se muestran bien definidos y se menciona que el flujo era veloz y menos viscoso. Probablemente la U2 presente otra forma de emplazamiento. Sin embargo, los tres ejes principales en conjunto muestran una dirección no definida.

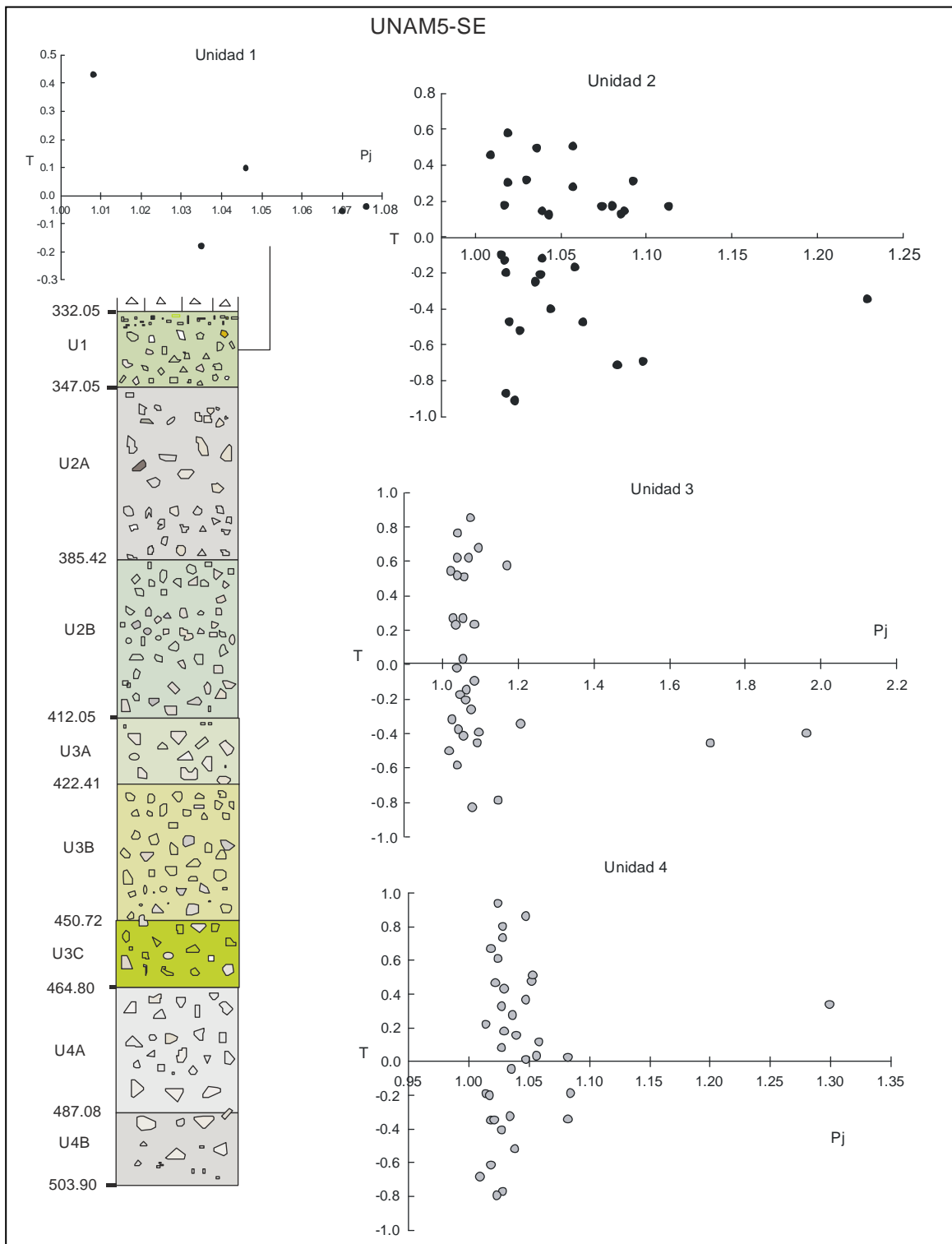


Figura 6.3. Diagramas de Jélinek por unidades.

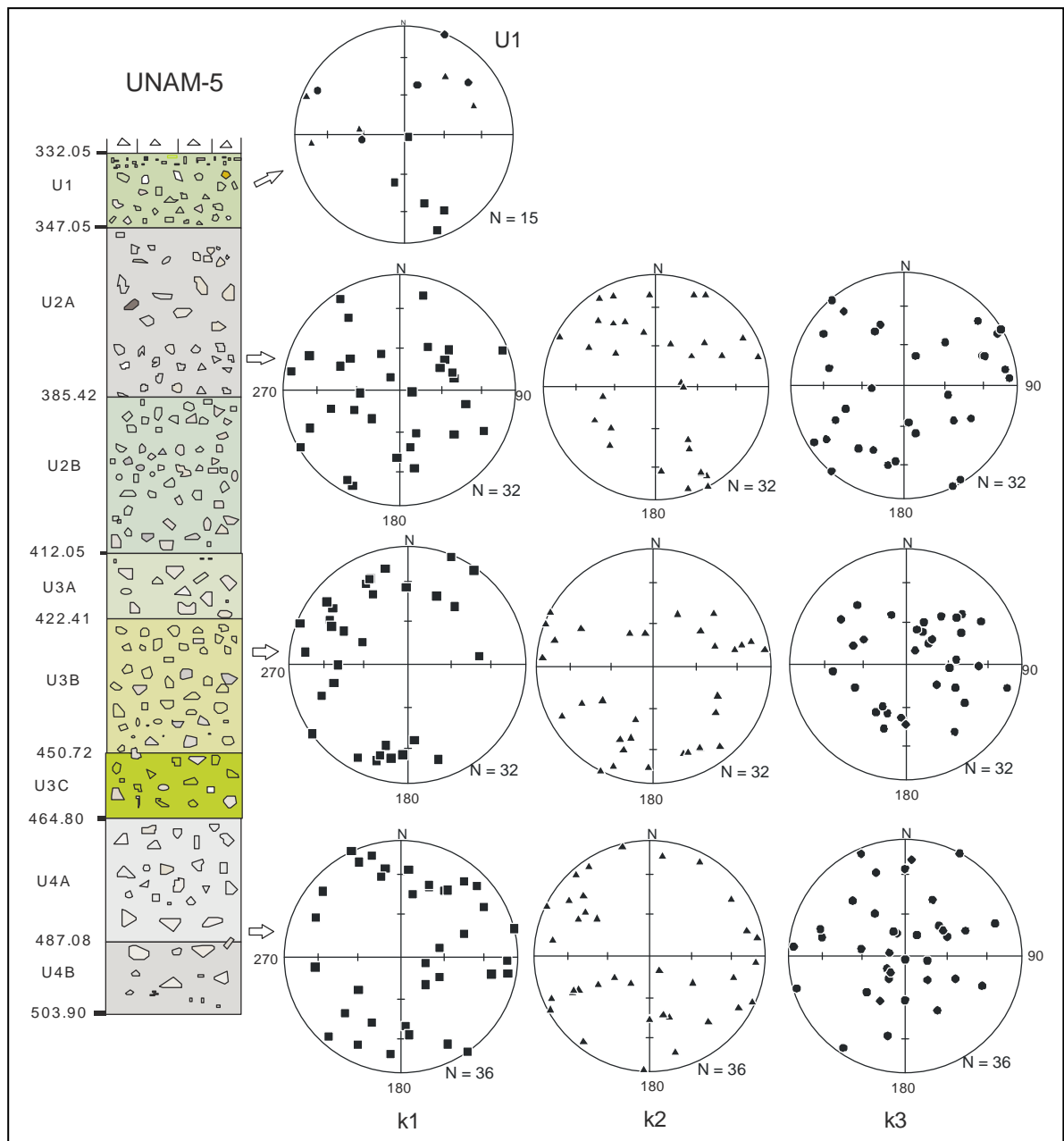


Figura 6.4. Columna litológica de la sección de impactitas y proyecciones de igual área en el hemisferio inferior de los ejes de susceptibilidad principal por separado. K1 (■), k2(▲), k3(●).

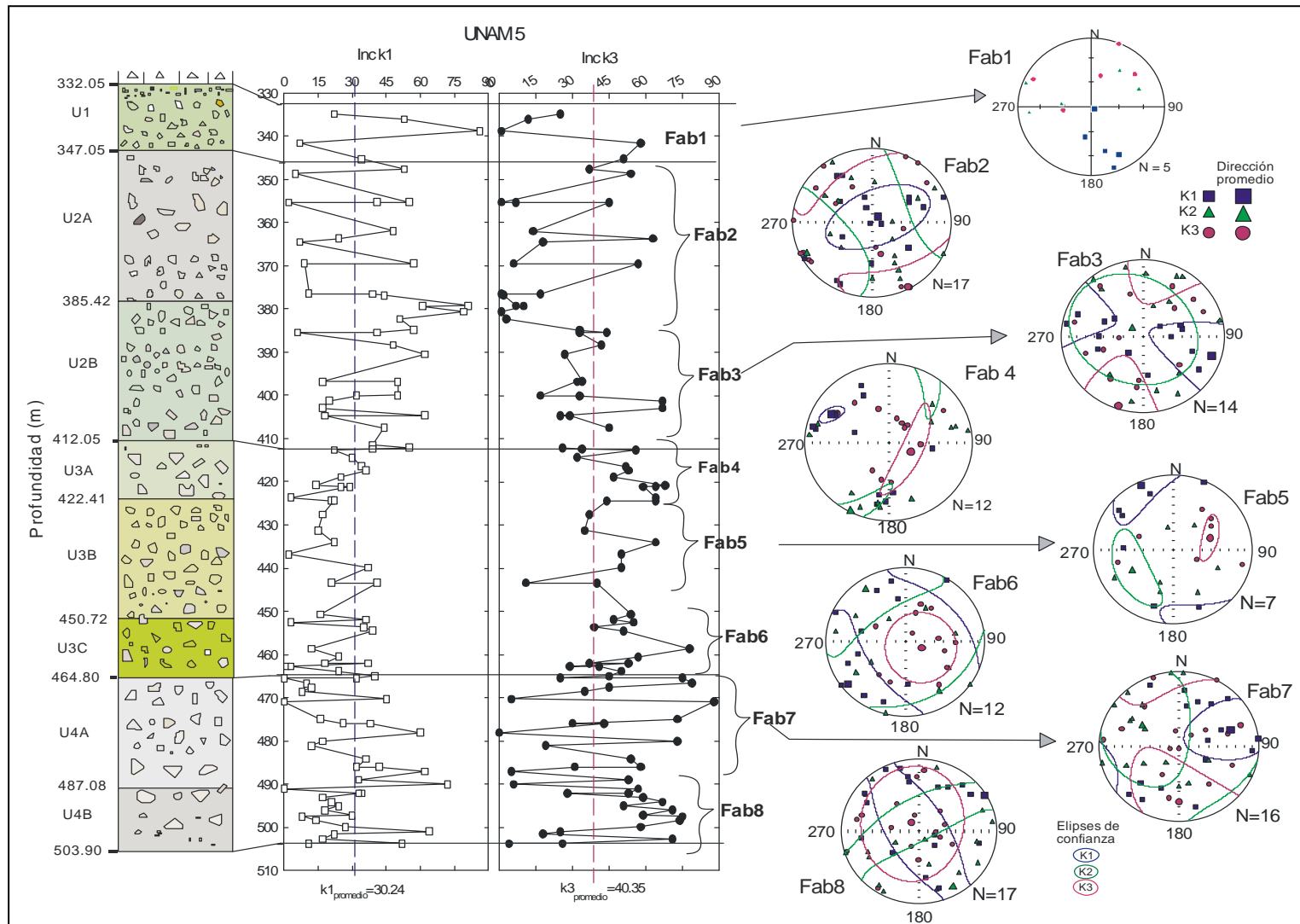


Figura 6.5. Columna estratigráfica de las impactitas del UNAM-5, gráficos de inclinación de k1 y k3 contra la profundidad y proyecciones estereográficas correspondientes con éstos. Representación de los ejes máximos, mínimos e intermedios igual que la figura 6.4.

6.3.2 Efectos de la desmagnetización termal sobre los parámetros de AMS

6.3.2.1 Susceptibilidad

En las **figuras 6.6 a y b**), se observan dos comportamientos, uno: donde se incrementa la K hasta los 300°C y a partir de los 350°C desciende hasta los 550°C, después presenta un pico en 575°C y desciende y de nuevo un aumento de la susceptibilidad a los 700°C. Este comportamiento lo presentan varios especímenes (mir12, mir25, mir16, mir32) pertenecientes a las subunidades U2B, U3A y U3B y los de la subunidad U3C (mir41, mir44, mir48), U4A (mir55) U4B (mir60, mir67, mir74), solo que en intervalos variables de susceptibilidad; los de las subunidades a partir de los 450m hasta los ~504m están entre los 600 y 1000x10⁻⁶SI, mientras los de las primeras subunidades varían entre los ~300 - ~700x10⁻⁶SI. El otro proceder es un comportamiento gradual creciente con descenso de la susceptibilidad a diferentes temperaturas, en 250 y 450°C y otro permanece constante hasta los aproximadamente 575°C que desciende gradualmente; esto a diferentes intervalos de susceptibilidad, mir21, mir23 y mir6 con otro comportamiento mas irregular pero pertenecientes a la subunidad U2A varían entre 800 y 1000x10⁻⁶SI y el mir52 perteneciente a la unidad 4A con una susceptibilidad de ~1600x10⁻⁶SI. La mayoría de las muestras tienen una susceptibilidad particular a diferentes grados, variando entre 200 y 1000x10⁻⁶SI y las que son mas graduales presentan una susceptibilidad mayor entre 800 y 2000x10⁻⁶SI.

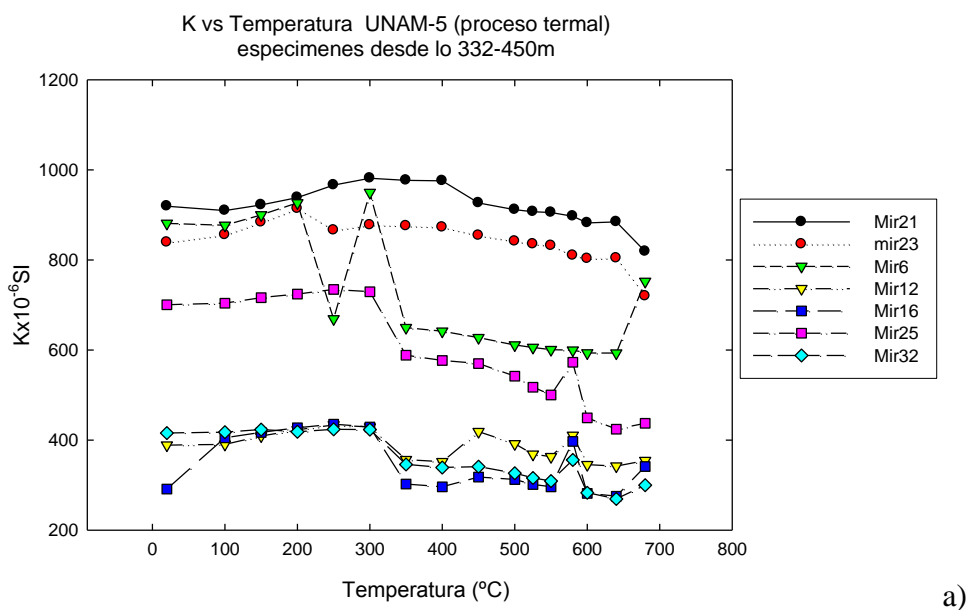
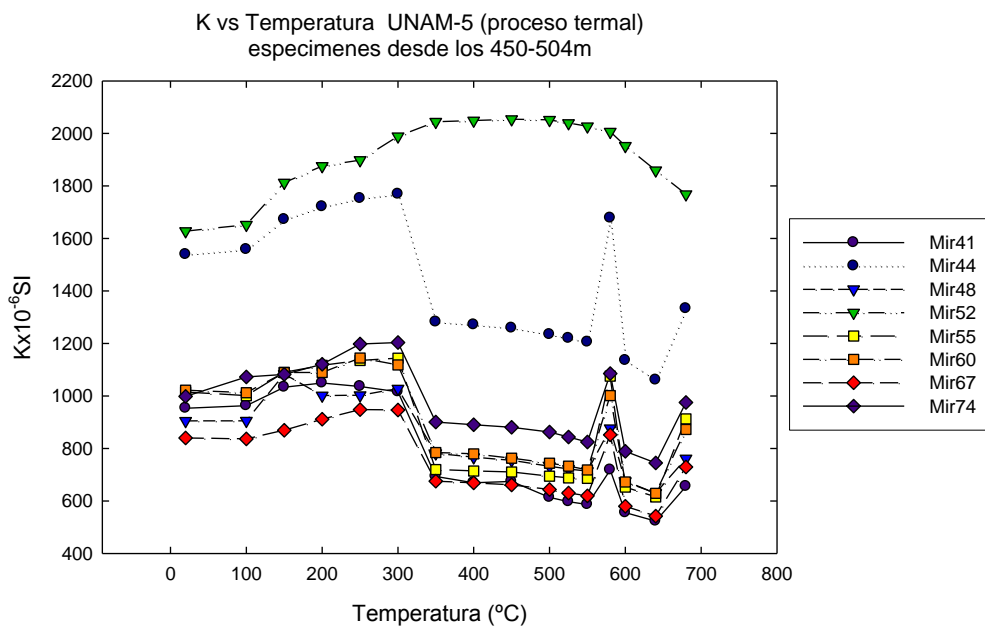


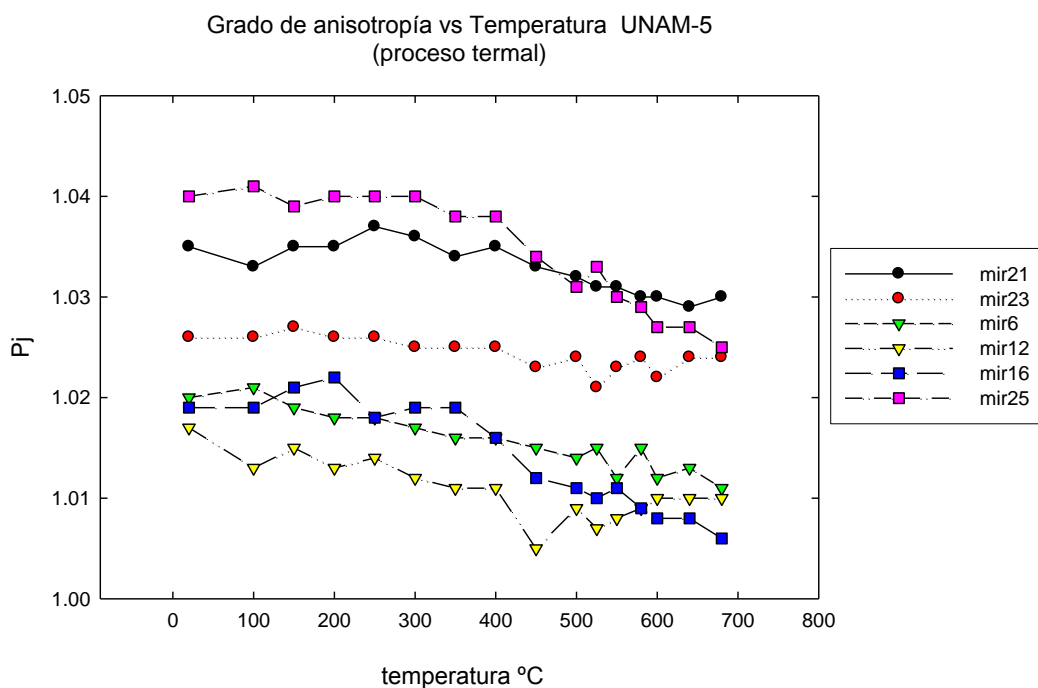
Figura 6.6a. Susceptibilidad versus temperatura durante la desmagnetización termal de muestras del UNAM-5.



b)

Figura 6.6b. Susceptibilidad versus temperatura del UNAM-5SE.

6.3.2.2 Grado de anisotropía corregida P_j

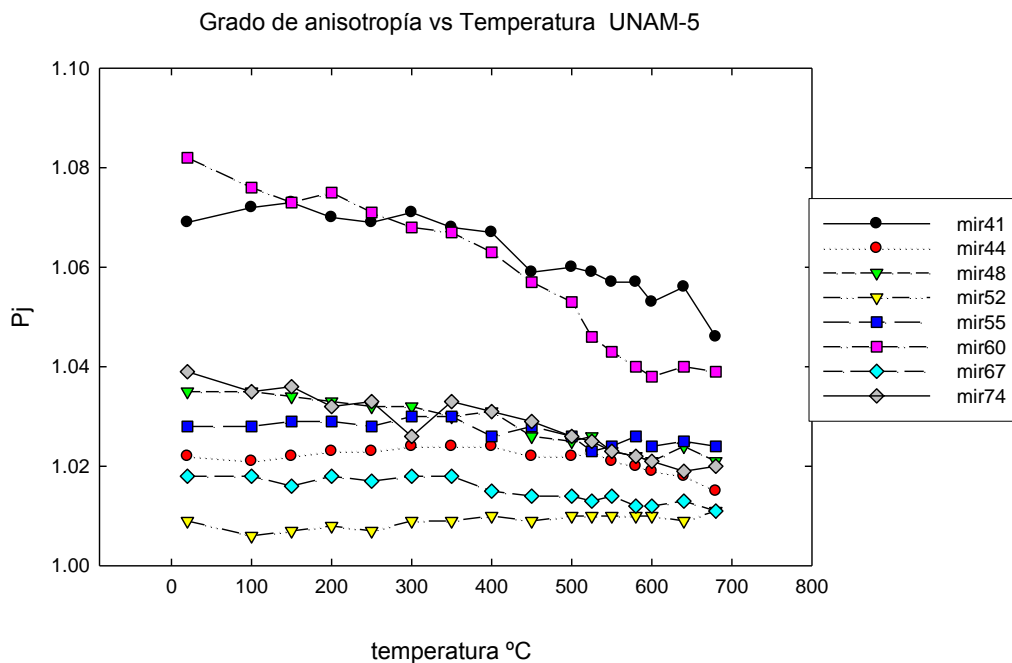


a)

Figura 6.7a). Grado de anisotropía corregida contra temperatura.

En las figuras 6.7a y b del grado de anisotropía corregida versus la profundidad. Se observa que los especimenes se dividen en dos grupos. El primero, con tendencia decreciente desde el inicio del

tratamiento hasta el final, el segundo, con tendencia ligeramente creciente y el descenso se da entre los 300 y 400°C. El intervalo de variación de P_j se encuentra entre 1 y 1.08; este parámetro presenta un comportamiento, se puede decir, constante durante la desmagnetización térmica.



b)

Figura 6.7b. Grado de anisotropía corregida versus temperatura.

6.3.2.2 Parámetro de forma T

Las muestras m21, m23 y m6 (figura 6.8a) y los especímenes m52, m60, pertenecientes a la unidad 4, mantienen la forma prolada; los primeros pertenecen a los primeros metros de la columna (~347.6 a 379.3m de profundidad). Las demás muestras se mantienen en la zona oblada, el espécimen mir12 cambia de prolado a oblado haciendo la transición en los 250°C, con algunos retornos a la parte negativa en 550 y 650°C. Además de que el parámetro se va incrementando con la temperatura, naturalmente para hacer el cambio y después se vuelve irregular. El espécimen mir74 (fig.6.8b) presenta un comportamiento irregular variando de la zona oblada a la prolada, muy cerca de la zona neutra, hasta que a los 350°C se vuelve prolado. En general, el parámetro presenta un comportamiento irregular con algunos incrementos a partir de los 580°C y en otros la tendencia final descendente a partir de los 600°C.

Durante el procedimiento de desmagnetización termal se observa que en las muestras analizadas, el parámetro de forma se conserva en su mismo estado inicial, ya sea prolado u oblado, y aunque algunas muestras presentan tendencias ascendentes o descendentes hacia el final del calentamiento la mayoría no llegan a cambiar de forma, sólo algunas muestras como la muestra mir12 (figura 6.8a), la mir48 (figura 6.8b) que cambia a los 550°C a la forma prolada y el espécimen

mir74 que varía en la zona neutra del parámetro hasta los 300°C y a partir de los 350°C se define prolada exceptuando la última medición que pasa a la zona oblada. Para estas muestras solo el 20% de las muestras analizadas cambia de forma y lo hacen a diferentes temperaturas (350°C y a partir de los 550°C); la temperatura produjo pequeños cambios en la forma del elipsoide de susceptibilidad y el 80% de las muestras conservó su forma original durante el tratamiento.

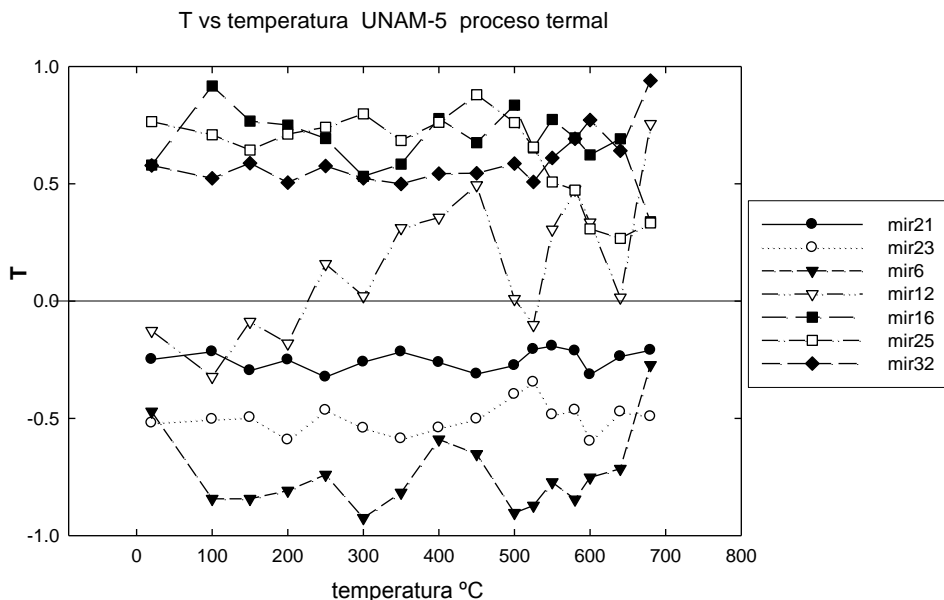


Figura 6.8a). Parámetro de forma versus temperatura.

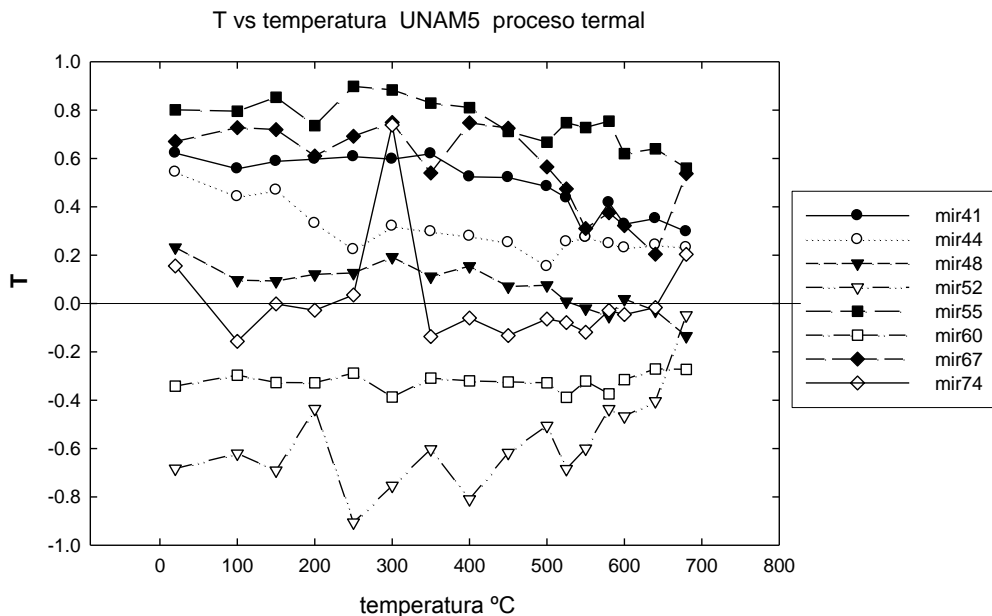


Figura 6.8b). Parámetro de forma en función de la temperatura.

6.3.2.4 Lineación y Foliación magnéticas

La **figura 6.9** presenta un ejemplo del comportamiento de la Lineación magnética L versus la temperatura de las 4 unidades de la sección de impactitas de estos núcleos. La Lineación varía desde 1 a 1.04 unidades en general; sin embargo la mayoría de los datos se encuentran en el intervalo (1,1.02). Los especímenes presentan un comportamiento muy homogéneo con tendencias crecientes y decrecientes hasta los 450°C, este comportamiento se vuelve un poco variable a partir de los 500°C. A partir de los 525°C se observa un incremento o decremento del parámetro dependiendo del espécimen. La mir32 tiene un comportamiento muy variable con descenso abrupto a partir de los 525°C y luego se ve un pico a los 640°C, además L varía entre 1.03 y 1.04. La muestra mir60 también tiene un valor inicial alto $L=1.05$, pero con una tendencia decreciente con comportamiento muy regular durante el calentamiento, aunque no esta mostrada aquí como tampoco las muestras de las unidades 3 y 4. Como se puede ver el parámetro de la lineación comienza a variar a partir de los 500°C, ya sea incrementándose o decrementándose por lo que a esta temperatura el parámetro es alterado.

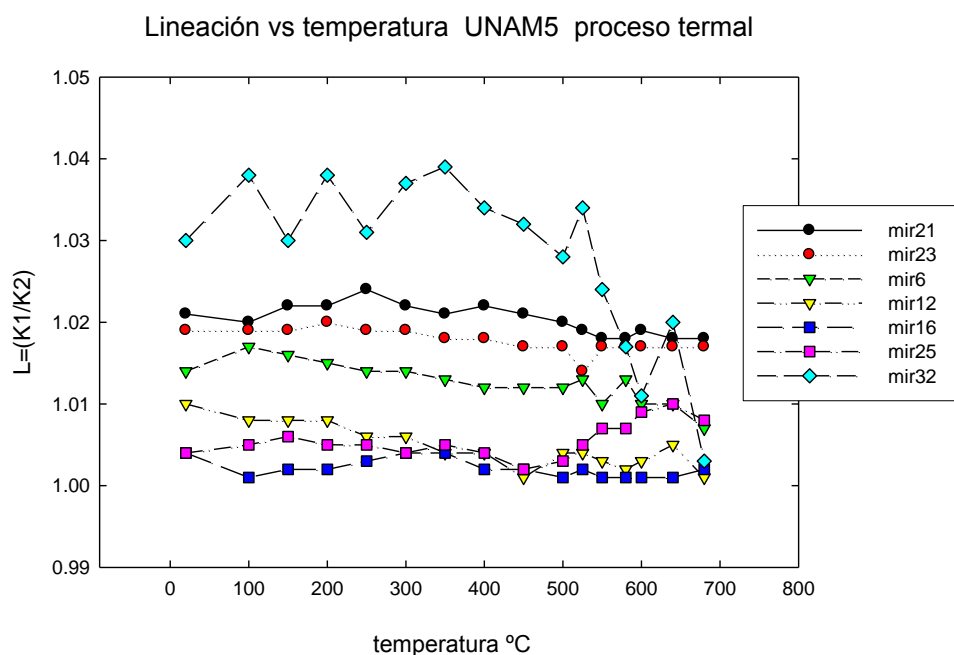


Figura 6.9. Lineación magnética en función de la temperatura del UNAM-5.

La **figura 6.10a** es un ejemplo del comportamiento de la foliación, se puede ver que los especímenes correspondientes a las primeras dos unidades muestran valores entre 1 y ~1.020 unidades, (**figura 6.10b**). En estas figuras se observa un comportamiento variable con dos tendencias: ascendente y descendente, evidentes entre los 450 y 550°C; otras muestras presentan muy poca variación a lo largo del calentamiento y a partir de los 600°C los valores de F se incrementan. La mir25, la mir41 (**figura 6.10b**) y la mir32 (no mostrada aquí) presentan un

comportamiento un poco variable con tendencia decreciente casi desde el inicio del calentamiento con valores mas grandes (1.03, 1.05 y 1.125 respectivamente) que los otros especimenes.

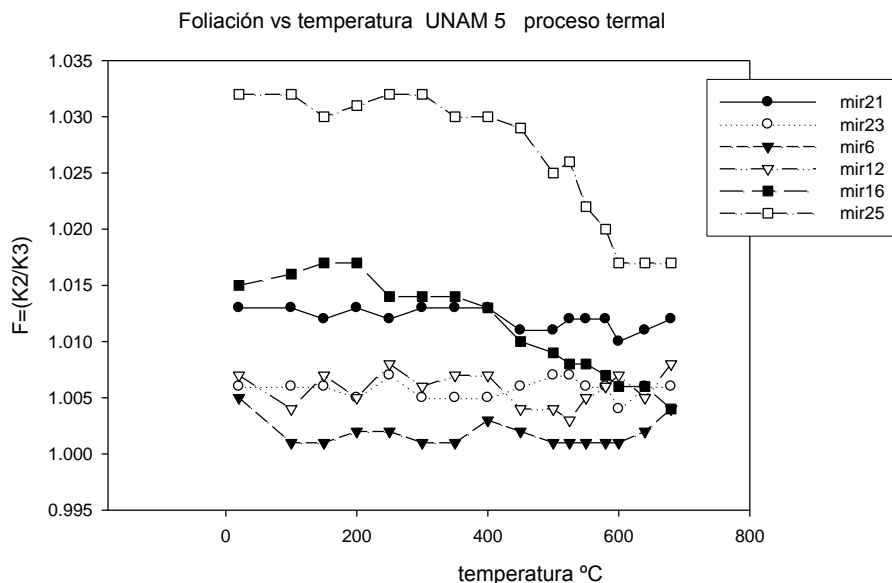


Figura 6.10a). Foliación versus temperatura de los núcleos del UNAM-5.

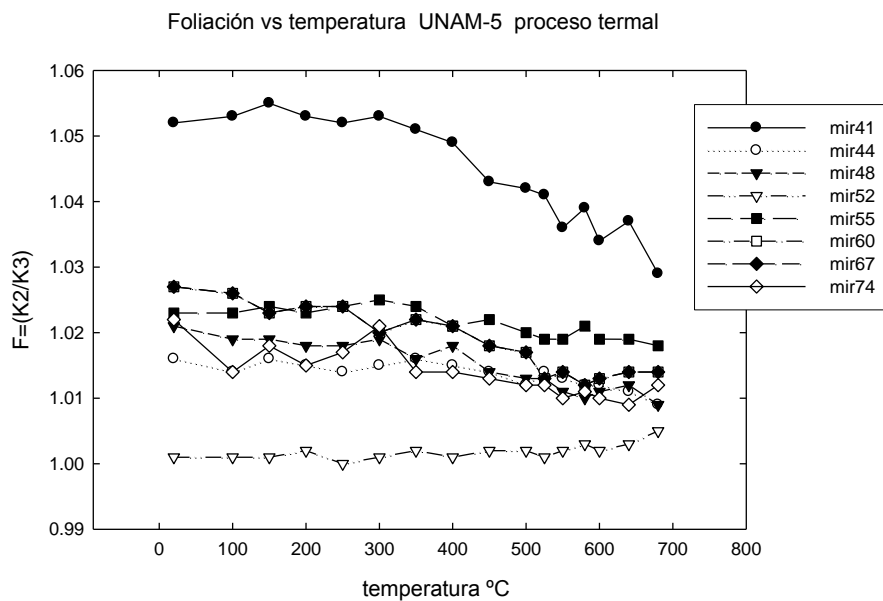


Figura 6.10b). Foliación contra temperatura.

6.3.2.5 Diagramas de Jélinek

En la **figura 6.11** se presentan los diagramas de Pj vs T de especímenes representativos de cada unidad durante la desmagnetización termal. La muestra mir21 (347.63m) perteneciente a la subunidad U2A, muestra al Pj que va disminuyendo en cada paso del proceso. El comportamiento de T es muy variable, pero se mantiene en la zona negativa de T. El elipsoide de susceptibilidad se conserva prolado. La mir12 (390.44m) perteneciente a la subunidad U2B, muestra que durante el tratamiento el espécimen pasa de la zona prolada a la oblada, el cambio se da a los 250°C y desde ahí se mantiene en la zona oblada hasta el final del tratamiento mientras el Pj va disminuyendo (de 1.017 a ~1.011) desde el inicio del proceso hasta los 400°C y desde los 450°C se incrementa pero desde 1.005 a 1.010. La mir25 (U3A) se mantiene en el área oblada durante el tratamiento de desmagnetización aunque va disminuyendo desde los 450°C, de 0.9 a ~0.2 valores de T. El Pj se agrupa entre 1.038 y ~1.042 unidades de Pj, se estaciona en esos valores desde los 20 hasta 400°C. A partir de lo 450°C hasta los 680°C tanto Pj y T van disminuyendo, comportamientos como este lo presentan las muestras mir16, mir41, mir52, mir67. La mir32 (U3B) se conserva en la zona oblada durante toda la desmagnetización termal, como la anterior el Pj se agrupa en el intervalo (1.16, 1.18) hasta los 400°C, a partir de lo 450 hasta los 680°C el valor de T se va incrementando, mientras el Pj va disminuyendo (hasta 1.11 unidades). El espécimen mir48 (U3C) cambia de oblado a prolado durante el tratamiento, el cambio se da a los 525°C y el Pj va disminuyendo gradualmente desde 1.035 hasta 1.021 unidades. El mir52 (U4A) se preserva en la zona prolada durante la limpieza termal; hasta los 250°C el Pj se comporta muy variable; desde lo 300 hasta los 450°C se mantiene estacionario en 1.009 y en 1.010 desde los 500°C hasta los 600°C. En las últimas mediciones se vuelve variable; en general Pj se incrementa. En la mir 67 (U4B) hasta los 350°C Pj se mantiene en el casi mismo valor (1.018) y a partir de los 400°C hasta le final del procedimiento de calentamiento disminuye conforme se incrementa la temperatura, tanto T como Pj decrecen.

Los resultados del calentamiento sobre el Pj muestran que éste disminuye entre los 350 y 400°C en casi todas las muestras, excepto en la muestra mir 52 donde aumenta desde los 100°C hasta el final del procedimiento y la mir55 donde Pj aumenta desde el inicio hasta los 350°C y después decrece a partir de los 400°C. El Pj varía entre valores bajos 1.004 a altos 1.20. La mayoría de las muestras están en el intervalo de Pj (1.022, 1.042). Este comportamiento sugiere un mismo proceso en la generación de las impactitas y el mismo lugar de formación. Los valores son bajos semejantes a los de las rocas sedimentarias. El comportamiento de T, en general, es variable, sin embargo cuando T aumenta o disminuye lo hace entre 350 y 400°C. La forma del elipsoide se conserva prolada (6 especímenes) u oblada (7) durante la desmagnetización termal, solo dos muestras cambian de prolado a oblado y viceversa. Que la mayoría de los especímenes mantengan la forma inicial del elipsoide de susceptibilidad magnética durante el tratamiento termal indica el realce de la fábrica magnética. El cambio de fábrica, prolada a oblada o al revés probablemente sugiere minerales nuevos transformados a partir de los ya presentes en la roca durante el tratamiento.

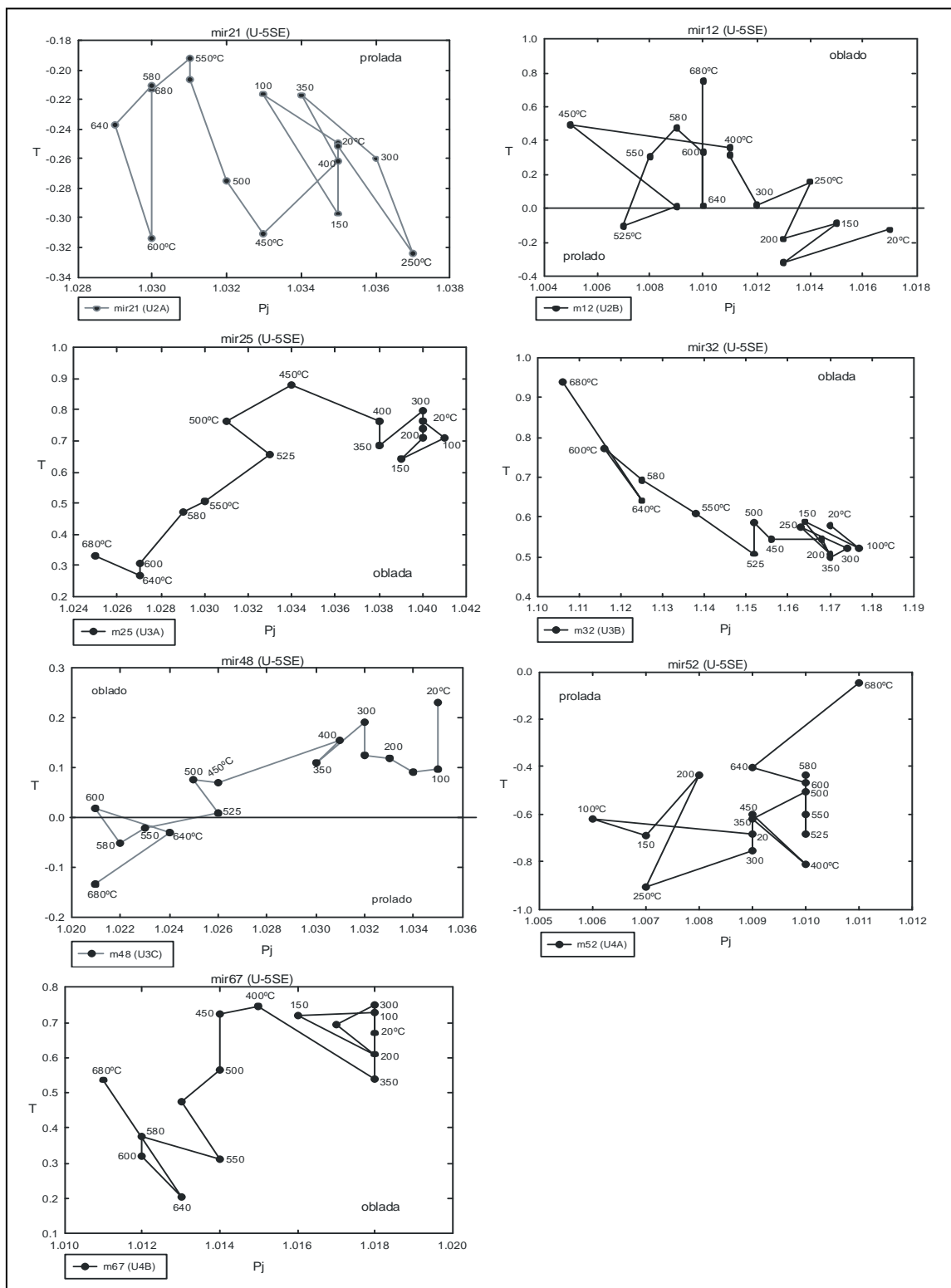


Figura 6.11. Diagramas de Jélinek (1981) del grado de anisotropía corregida en función de la forma durante la desmagnetización térmica. Los números al lado de cada punto significan las temperaturas aplicadas.

6.3.2.6 Proyecciones ortográficas de AMS

Las proyecciones de igual área de los especímenes sometidos a proceso térmico se presentan las **figuras 6.12 a y b** que muestran las proyecciones de igual área de los especímenes representativos sometidos al proceso térmico. La primera línea muestra a los especímenes elegidos de la unidad 2A: mir21 y mir6 (mir23 no está presente). Se observa que durante la desmagnetización térmica, los ejes principales de susceptibilidad magnética se mantienen casi en la misma posición inicial (mir21, mir23), mientras en el espécimen mir6 (U2A) el eje principal k1 se mantiene en su posición inicial durante este procedimiento y los ejes k3 junto con el eje k2 se distribuyen en forma de cinturón perpendicular a k1 sugiriendo un elipsoide prolado. El mir16 (UU2B) tiene un comportamiento semejante solo que el eje k3 es el que está a 90° de los ejes k1 y k2 sugiriendo un elipsoide oblado. El espécimen mir12 (U2A) muestra una notoria variación de los tres ejes principales. Este espécimen cambia a oblado según el diagrama de [Jelinek \(1983\)](#) en 250°C; además se ven dos grupos formados por los ejes k1, k2, k3, desde 20 a 350°C uno y el otro desde 450-680°C para k1. El eje k3 se comporta más variablemente, desde 20-350°C un grupo y después forma pequeños grupos uno desde 500-550°C y otro de 580-680°C. El eje k2 se comporta similarmente a k1. Hasta los 250°C, Pj y K aumentan y después de esta temperatura su comportamiento es muy variable

La unidad 3 presenta tres comportamientos: A) con el eje k1 junto con el k2 perpendiculares a k3 representado por la muestra mir25 (U3A) y sugiriendo un elipsoide oblado. B) mostrando un elipsoide con poco desplazamiento de los ejes, sugiriendo un elipsoide triaxial, mostrado por el mir 32 (U3B). C) con un desagrupamiento de cada eje a partir de los 525°C hasta los 680°C. A pesar de estos cambios de posición de los ejes la muestra se conserva oblada durante todo el proceso. El Pj se coloca en su máximo valor ~1.059 conforme aumenta la temperatura éste va disminuyendo. La susceptibilidad va disminuyendo, en el gráfico de Pj contra susceptibilidad ésta aumenta desde 20-300°C, después disminuye de 350-500°C y otra disminución se da desde 525-680°C. Este comportamiento es representado por la muestra mir44 (U3C).

En la **figura 6.12b** se presentan los especímenes representativos a la unidad 4A y 4B. La muestra mir52 (U4A) presenta al eje máximo en la misma posición mientras los ejes intermedio y mínimo se distribuyen de forma perpendicular al eje k1, sugiriendo un elipsoide prolado, el Pj y la K se incrementan desde 100-350°C y de 400-550°C Pj y K se mantienen casi en la misma posición en el diagrama de Pj vs Km y desde 580-680°C ambos parámetros disminuyen. En la mayoría de los especímenes de la unidad 4 (mir55, mir67, mir74), el eje k3 o mínimo se mantiene cerca de la vertical, mientras los ejes k1 y k2 se distribuyen cerca del plano horizontal. Solo el espécimen mir67 presenta al eje máximo cerca de la vertical y muy poco desplazamiento sugiriendo un elipsoide triaxial.

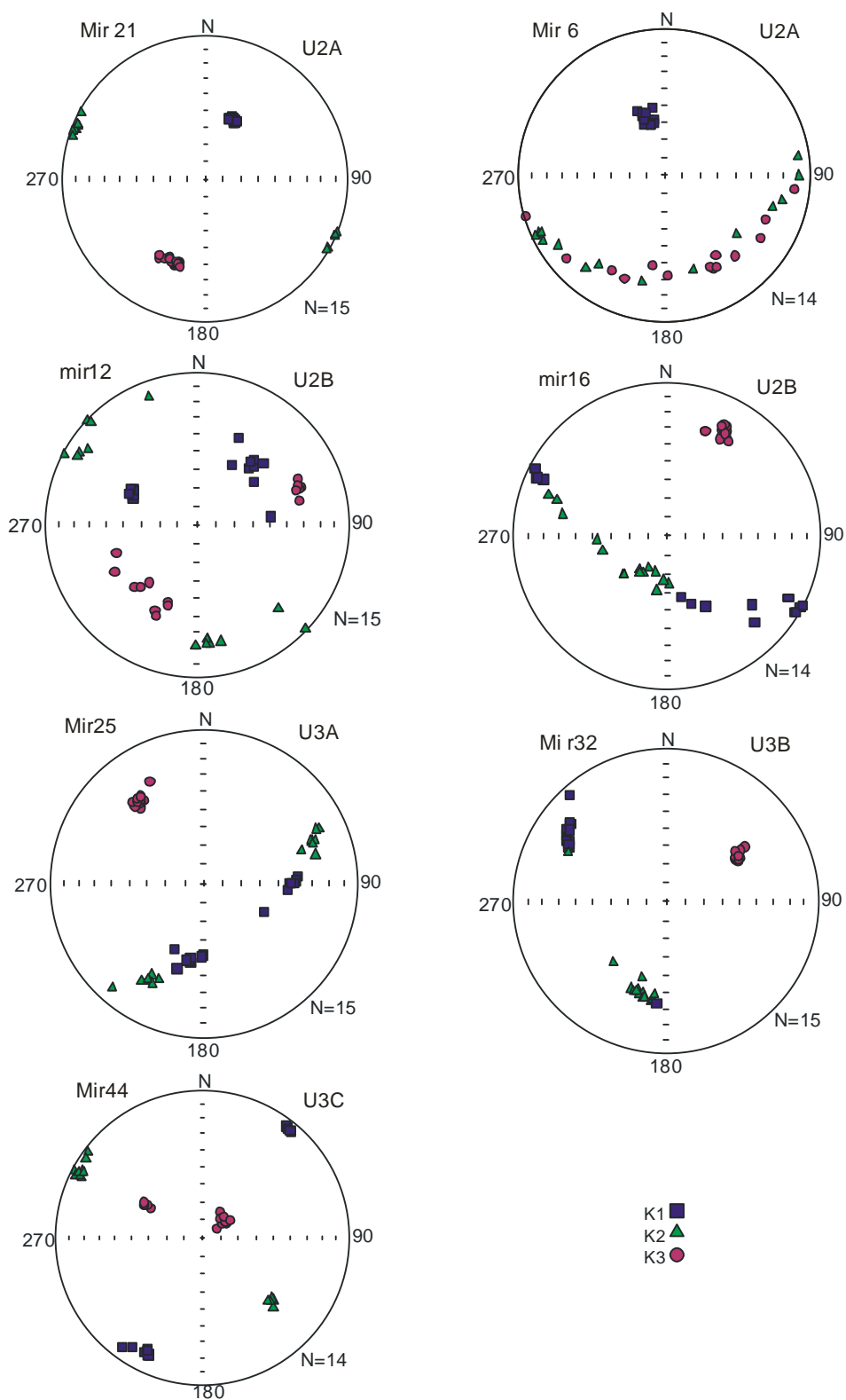


Figura 6.12a. Proyecciones de igual área de los ejes de susceptibilidad principal de especímenes representativos de cada subunidad durante la desmagnetización térmica.

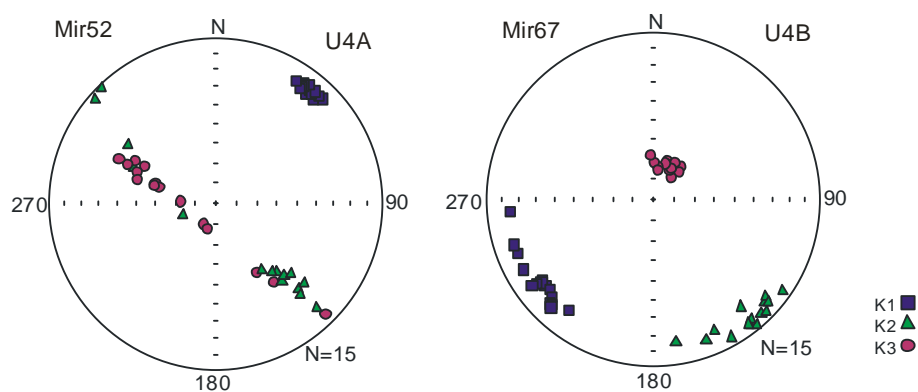


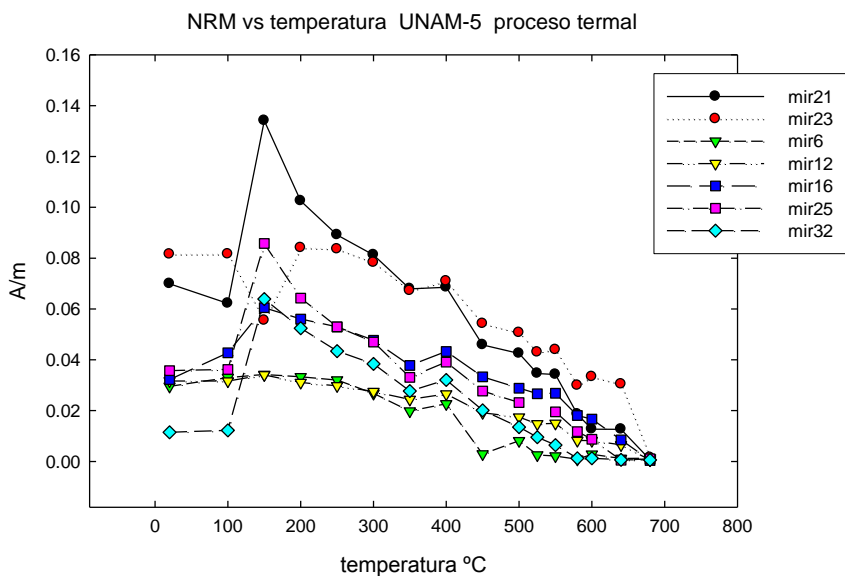
Figura 6.12b. Proyecciones de igual área de los ejes de susceptibilidad principal durante la desmagnetización térmica de muestras representativas.

La mayoría de los especímenes conservaron su fábrica magnética ya sea oblada o prolada; sólo 1 cambió: el mir12, de prolado a oblado en 250°C con la variación en la posición de sus ejes principales de susceptibilidad mientras que otros dos especímenes tienen visitas a una zona diferente de su inicio son el mir48 que inicialmente es oblado y hace unas visitas a la zona prolada en 550, 640 y 680°C, esto al final del calentamiento. Y mir74 que es prolado desde su inicio y con visitas a la zona oblada en 250, 300 y 680°C. Sin embargo en éstos no se observan movimientos tan notorios de los ejes principales como los del mir12. En la mayoría de los casos el procedimiento de desmagnetización térmica solo provocó un realce de la fábrica magnética Y el calentamiento causó un mejor agrupamiento de los ejes de susceptibilidad. [Jeleńska y Kądziałko-Hofmoki \(1990\)](#) también mencionan que en algunos casos el elipsoide de anisotropía cambia a altas temperaturas (300°C) de oblado a prolado; como en este caso la mir12 que cambió su elipsoide de prolado a oblado.

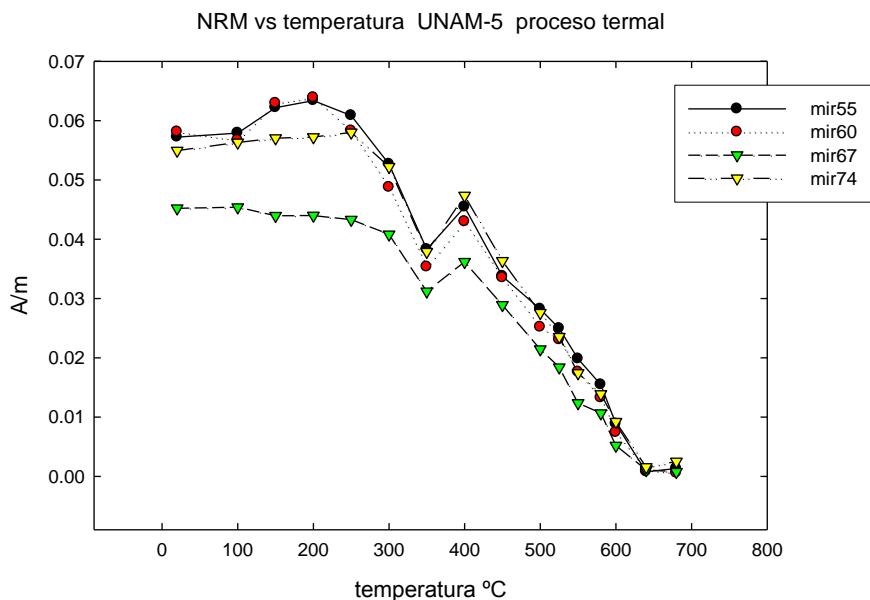
6.3.2.7 Magnetización natural remanente NRM durante la desmagnetización termal

Las [figuras 6.13a y b](#)) de la NRM contra la temperatura muestran dos comportamientos diferentes, el primero, un incremento en la magnetización remanente a partir de los 150°C y luego desciende hasta los 350°C, a continuación se incrementa formando un pequeño pico a los 400°C y desciende desde los 450°C hasta el final del proceso. El segundo, es un comportamiento poco variable con una ligera tendencia ascendente o ligeramente descendente principalmente desde el inicio y continua descendiendo hasta los 350°C y después hay un incremento a los 400°C para descender hasta los 640°C y en seguida se observa un ligero incremento en 680°C. Los especímenes mir41, mir44 y mir52 tienen los valores más grandes (0.6, 0.9, -0.25 A/m respectivamente) las primeras dos con el mismo comportamiento de a) y la mir52 con el del inciso b). El primer comportamiento lo presentan 8 especímenes y el segundo lo presentan 7 de los 15 analizados. Este primer comportamiento lo presentan los especímenes pertenecientes a las primeras unidades U2A a U3C. El segundo comportamiento se presenta en las muestras pertenecientes a la unidad 4 (≈ 464.80 -

≈504m) y también en los especímenes mir6 (U2A) y mir12 (U2B). Este comportamiento es mas suave, menos variable que el primero; en el segundo comportamiento se ve claramente que esos especímenes tienen dos componentes que se evidencian claramente durante la desmagnetización termal en 350°C. Pero fijándose bien todos los especímenes hacen una inflexión en ésa temperatura aunque no tan evidente como las de la **figura 6.13b**. En general se observa la disminución de la NRM con la temperatura indicando la pérdida de magnetización del material durante el tratamiento.



a)



b)

Figura 6.13 a y b). Comportamiento de la magnetización natural remanente NRM versus temperatura.

6.3.3 Efectos de la desmagnetización por campos magnéticos alternos sobre los parámetros de AMS

6.3.3.1 Susceptibilidad

La figura 6.14 muestra un ejemplo del comportamiento de la susceptibilidad durante el tratamiento de desmagnetización por campos alternos. En general la K muestra una tendencia ascendente y de forma gradual desde el inicio de la aplicación de los campos con algunos picos en diferentes intensidades (15, 20, 30, 35 y 50 militeslas (mT)) los picos más notorios se encuentran entre las 35 y 50mT). Los especímenes m45, m71, m78, m111 muestran susceptibilidades aproximadamente >1800 , >2000 y el intervalo $(2800, 3000) \times 10^{-6} \text{SI}$ mayores que las de la figura de presentada. Los especímenes m57 y m64 tienen las susceptibilidades menores ~ 320 y $\sim 580 \times 10^{-6} \text{SI}$ de estas muestras. Las muestras m53, m36, m49 abarcan susceptibilidades en el intervalo $(\sim 850, 920) \times 10^{-6} \text{SI}$.

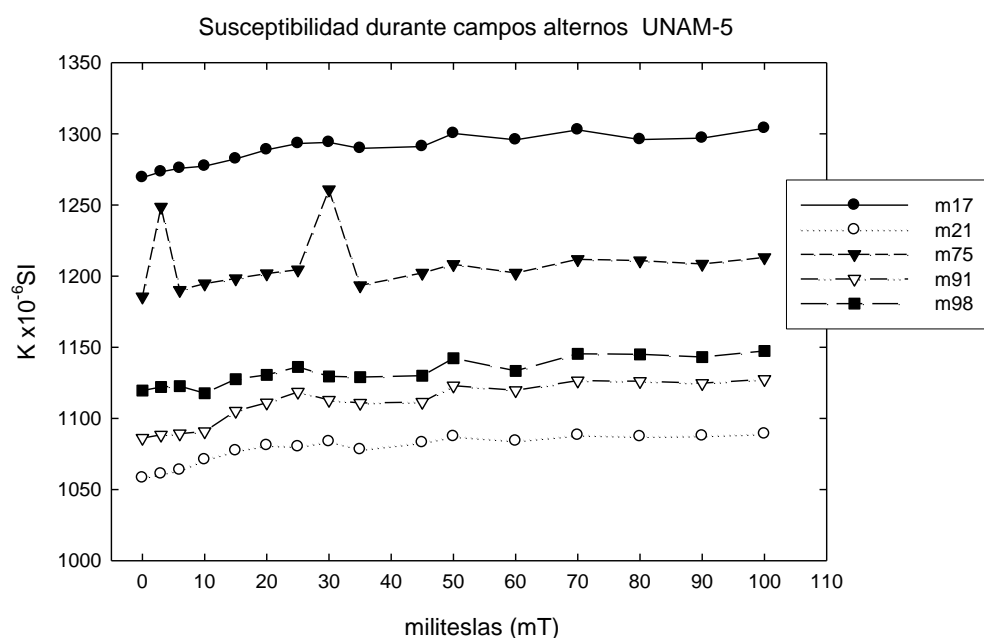
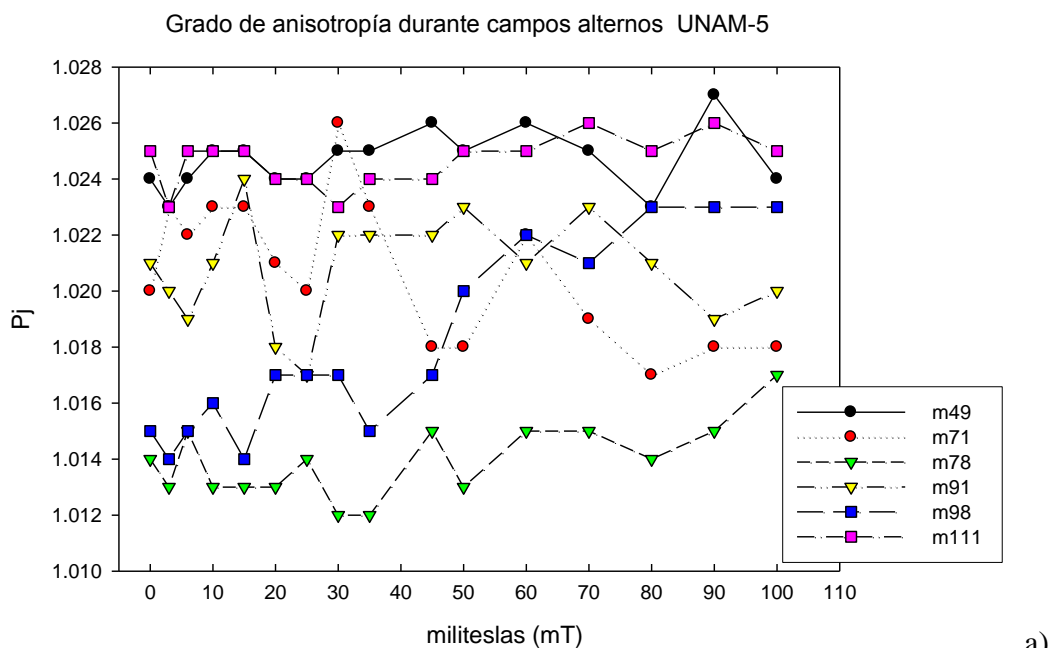


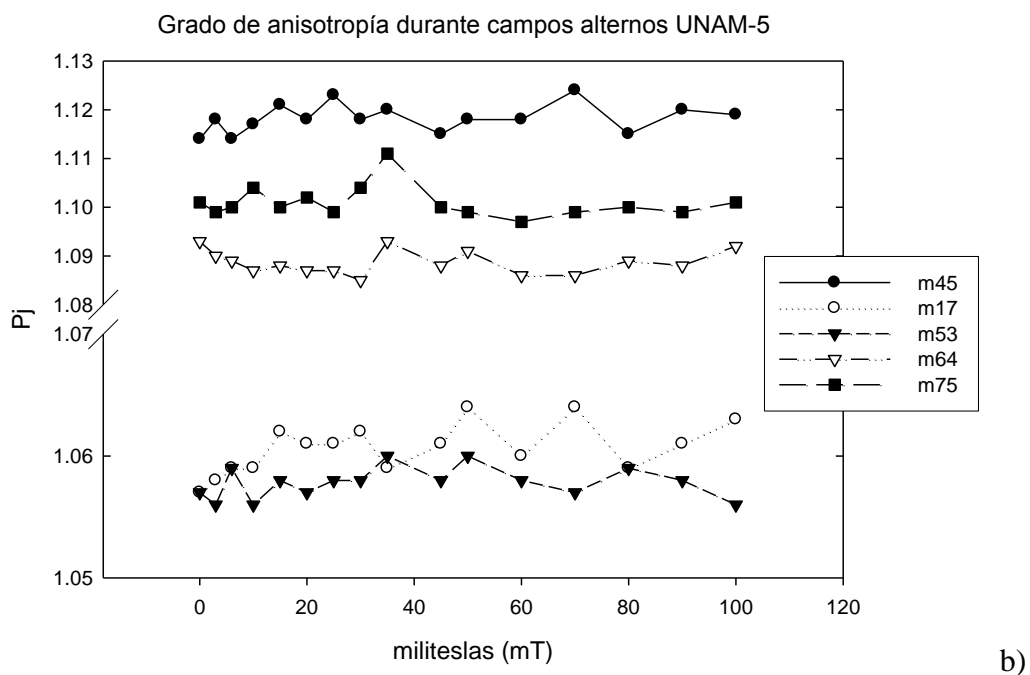
Figura 6.14. Susceptibilidad en función del campo aplicado. Especímenes del UNAM-5.

6.3.3.2 Grado de anisotropía corregida P_j

Las figuras 6.15 a y b muestran el comportamiento representativo del grado de anisotropía corregida P_j durante el proceso de campos alternos. La figura 6.15a presenta un comportamiento irregular con tendencia ascendente, notoria a partir de las 50 mT en algunos especímenes, el rango del parámetro varía desde 1.01 hasta 1.028 unidades en esta figura. Un comportamiento semejante lo presentan los especímenes m21, m36 y m57 con P_j en el intervalo 1.032, 1.05).



a)



b)

Figura 6.15 a y b Comportamiento de P_j durante la aplicación de campos alternos.

6.3.3.3 Parámetro de forma T

Las figuras 6.16a y b muestran un ejemplo representativo del parámetro de forma T vs. campo aplicado. El inciso a) presenta un comportamiento variable descendente hasta las 40mT y se incrementa ligeramente desde las 45mT. En 90mT todas disminuyen. Todos estos especímenes son oblatos. Las muestras que también se comportan de esta forma son la m17, m 49, m91, m71,

pero en 100mT se incrementan. El incremento o decremento del parámetro se dan principalmente entre las 30 y 45mT. La **figura 6.16b** muestra los especimenes prolados desde el inicio del tratamiento con comportamiento variado, en algunos casos ligeramente ascendente o descendente y desde las 45mT aproximadamente el comportamiento se vuelve más homogéneo. La muestra m64 exhibe algunas “visitas” al área oblada, sin embargo se mantiene prolada.

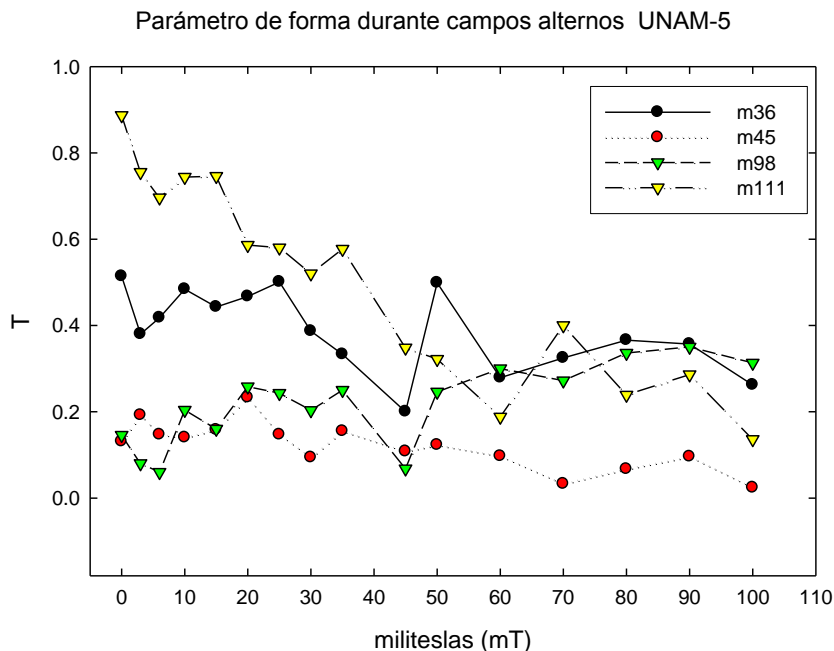


Figura 6.16a. Parámetro de forma T en función del campo aplicado.

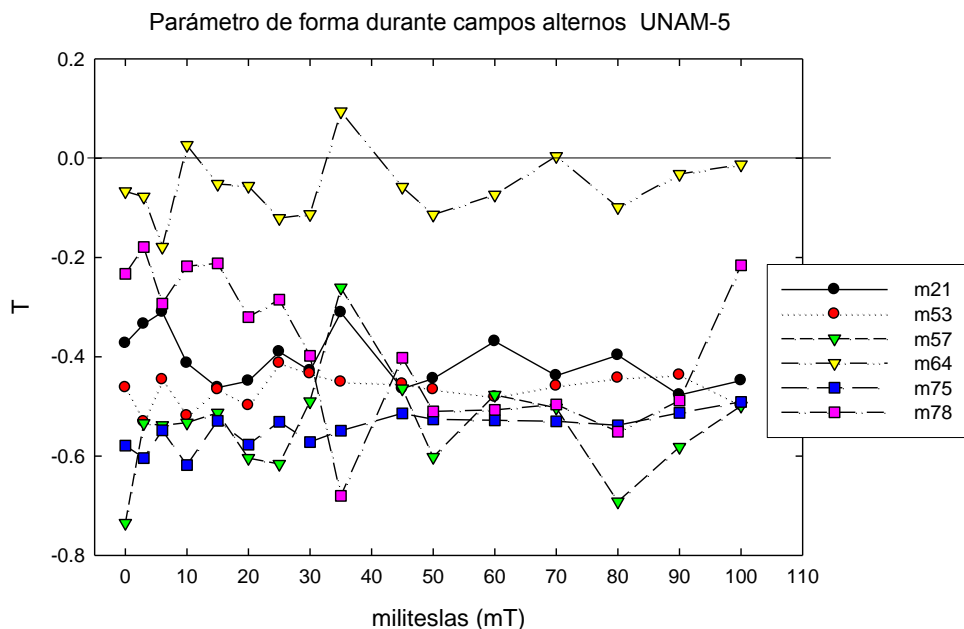
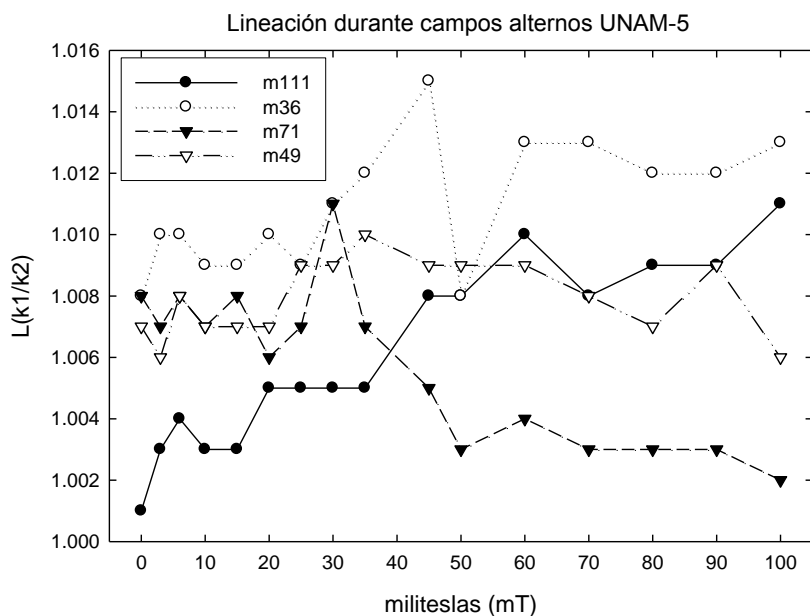


Figura 6.16b. Parámetro de forma T en función del campo aplicado.

6.3.3.4 Lineación y Foliación magnéticas

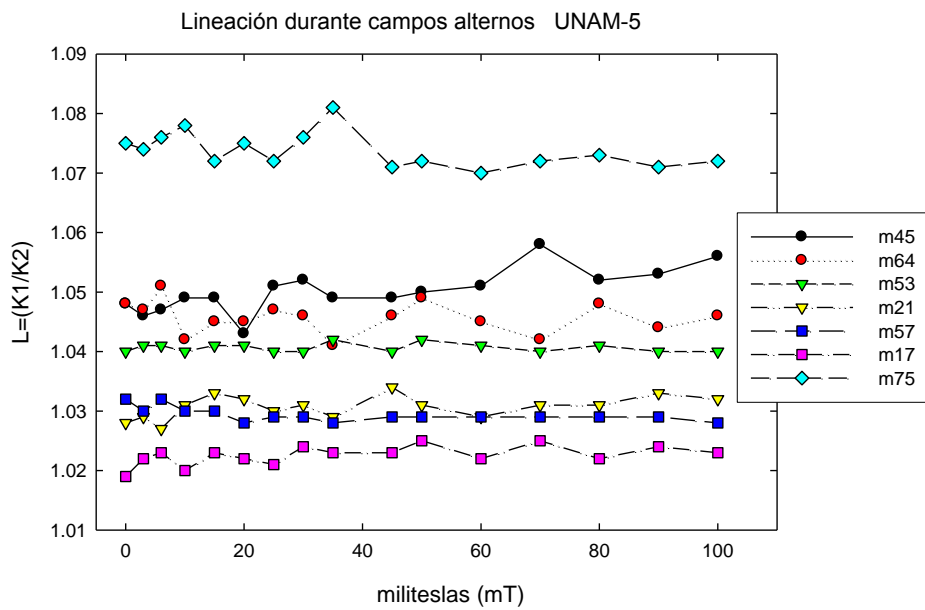
La Lineación magnética L presenta dos comportamientos, (1) muy variable desde el inicio hasta $\approx 30\text{-}35\text{mT}$ con dos tendencias: (figura 6.17a) ascendente y descendente, ambas evidentes a partir del mismo campo ya mencionado. Los valores de la lineación magnética son bajos ($1, 1.016$) para casi el 50% de los especímenes analizados que caen en este primer comportamiento. (2) El segundo comportamiento (figura 6.17b), con 50% de los especímenes, es casi constante con tendencia ligeramente creciente hasta el fin de este ciclo; los valores de éste parámetro son mayores en comparación con los datos de la figura 6.17a, variando en el intervalo $L(1.02, \approx 1.09)$.

La figura 6.18a presenta muestras que tienen un comportamiento muy irregular y las tendencias no son evidentes. Los especímenes de esta figura se encuentran en el intervalo $(1.012, 1.018)$. Los especímenes m57, m78 y m98 no mostrados aquí pero ejemplificados en la figura 6.18b, presentan un comportamiento más regular con tendencias ascendentes y descendentes evidentes a partir de las 20mT y dentro de un intervalo de $F(1.002, 1.016)$. Los especímenes m36, m75 y m111 (figura 6.18b) con las mismas características anteriores, pero dentro del intervalo $F(1.04, \approx 1.030)$. Los especímenes m17 y m64 en el intervalo $F(\approx 1.035, \approx 1.05)$ y el m45 con $F(1.06, 1.07)$, los valores mayores de la foliación magnética de estas muestras; no mostrados aquí pero ejemplificados por la figura 6.18b).



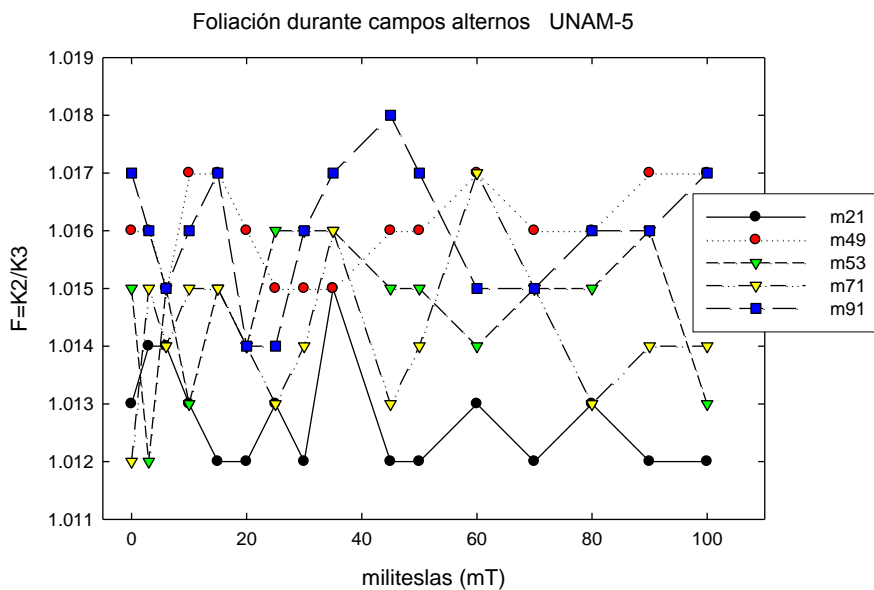
a)

Figura 6.17 a. Lineación magnética en función del campo aplicado.



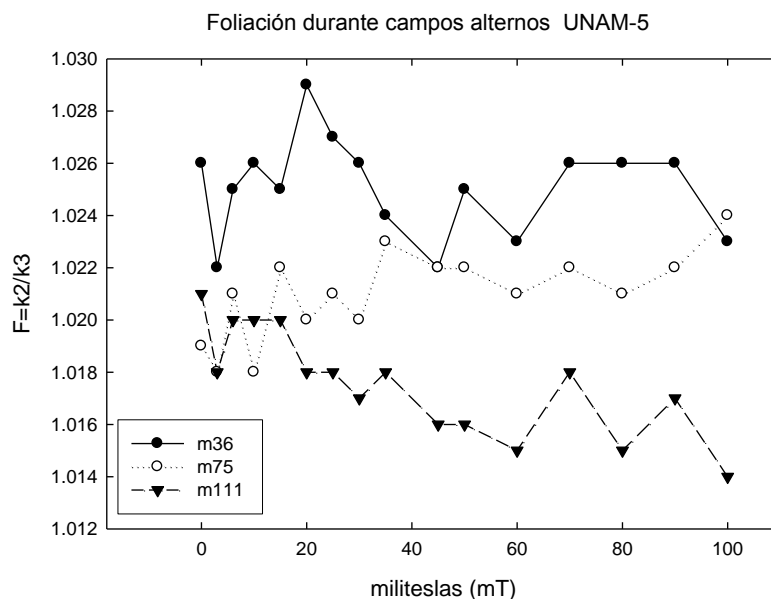
b)

Figura 6.17 a y b. Lineación magnética en función del campo aplicado.



a)

Figura 6.18 a. Foliación magnética en función del campo aplicado.



b)

Figura 6.18 a y b. Foliación magnética en función del campo aplicado..

6.3.3.5 Diagramas de Jélinek

Los diagramas de Jélinek (1981), grado de anisotropía corregida versus parámetro de forma de muestras representativas durante la aplicación de campos alternos se muestran en la figura 6.19.

El espécimen SE-m21 muestra un incremento de P_j hasta las 15 mT, después el P_j se incrementa y decrece hasta las 60mT, donde desde ahí se vuelve a incrementar con valores variables de T , siempre prolada, esta muestra pertenece a la unidad 2A. La muestra SE-m36 (U2A), presenta un comportamiento de P_j un poco variable desde 0 a 20mT, después se incrementa y desde 25mT disminuye y se estaciona en un mismo valor en las demás mediciones. En el espécimen SE-m45, se observa que hasta las 25mT el comportamiento de P_j es variable pero se va incrementando a hasta ése campo mientras el valor de T varía de ~ 0.125 a 0.25 . Después P_j es variable, crece y decrece mientras T disminuye de 0.10 a ~ 0.01 . La muestra se mantiene en el área oblada durante la desmagnetización. La muestra SE-m53 (U3A) se conserva prolada durante este procedimiento. P_j se comporta aleatoriamente durante las primeras aplicaciones de los campos alternos, a partir de las 25 hasta las 90mT con pequeñas variaciones y parece estacionarse en 1.058 unidades, mientras los valores de T se encuentran entre -0.48 y -0.41 unidades. La muestra SE-m64 es prolada con algunas visitas a la zona oblada. El P_j , en general, disminuye y es variable. El comportamiento del grado de anisotropía corregida de la muestra SE-m71 (U3C) es variado, sin embargo forma dos grupos, el primero, desde el inicio hasta las 35mT varía en el intervalo (1.020, 1.026) de P_j . En este grupo T varía de 0.1 a 0.4 . Y el segundo, desde las 30mT hasta las 100mT, donde es menos variable su comportamiento; aquí T incrementa su valor desde 0.4 a ~ 0.8 unidades. La muestra SE-m91 presenta comportamientos mudables del grado de anisotropía corregida, con aumentos y disminuciones. Desde el desde 6 a 15 mT, P_j aumenta mientras el valor

de T disminuye, a partir de 30 a 80mT Pj parece estacionarse en un mismo valor con pequeñas variaciones, se encuentra en el intervalo (1.021, 1.024) unidades, mientras T aumenta entre 30 y 45mT, después se comporta de forma variable. En las primeras mediciones, 0 a 35mT, de la muestra SE-m98 (U4B) el Pj es inestable con ligera tendencia creciente al igual que T. Se estaciona en 1.017 de 20-30 y 45m. A partir de 50mT a 70mT se observa una línea ascendente de los dos parámetros y permanece en el valor 1.023 de Pj desde 80-100mT. La muestra es oblada durante todo el proceso.

Tabla 6.1. Correspondencia de campos alternos

#paso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
mT	0	3	6	10	15	20	25	30	35	45	50	60	70	80	90	100

La desmagnetización por campos alternos no provocó cambios en la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética, estos mantuvieron su forma inicial, ya sea prolada u oblada. Tanto T como Pj tienen comportamientos muy variables como en las muestras SE-m17, SE-m21, SE-m64, SE-m91, sin que pareciera que hubiera alguna relación entre ambos parámetros. Sin embargo se observa la formación de grupos: el primer grupo lo forman valores de Pj vs T desde las 0 hasta las 25mT y alguna hasta 35mT; Dentro del primer grupo se observan muestras con valores de T mayores y Pj menores. Otras muestras de este primer grupo no presentan esta definición de Pj, sino que este es variable, ejemplo de esto son la mayoría de las muestras SE-m36, SE-m45, SE-m49, SE-m78, SE-m111. El segundo grupo con valores desde ~35mT hasta las 100mT. Éste grupo presenta valores menores de T y Pj mayores como los especímenes SE-m49, SE-m71. Otros especímenes presentan recurrencia de Pj en los mismos valores pero en diferentes campos y valores de T. La única muestra donde T y Pj muestran una relación lineal ascendente junto con el campo aplicado es la muestra SE-m98 a partir las 45-80mT.

6.3.3.6 Proyecciones ortográficas de AMS

Las proyecciones de igual área de los ejes de susceptibilidad principal, pertenecientes a los especímenes sometidos a campos alternos se presentan en la [figura 6.20](#). Las dos primeras proyecciones m17 (U2A) y m64(U2B) muestran que los ejes de susceptibilidad principal están bien agrupados, con orientaciones fijas a mínimos desplazamientos. Éstos se conservan agrupados. Estas dos proyecciones son un ejemplo del comportamiento que siguieron los ejes de susceptibilidad durante el ciclo de campos alternos, tanto de las muestras pertenecientes a la unidad 2 hasta las muestras de la unidad U3B.

Para las muestras de la unidad U3C ([figura 6.20](#)), los desplazamientos son más notorios en los ejes principales (m71), donde los ejes k2 y k1 forman una línea cruzando el plano vertical de la proyección. La m75 tiene un comportamiento semejante al de la [figura 6.20](#), las muestras pertenecientes a la unidad U4A: m78 y m91 también presentan movilidad de los ejes principales aunque en la primera el k1 se mantiene agrupado y en la segunda es el k3 que hace lo mismo, mientras los otros dos ejes k3 y k1 respectivamente junto con el k2 forman como un cinturón.

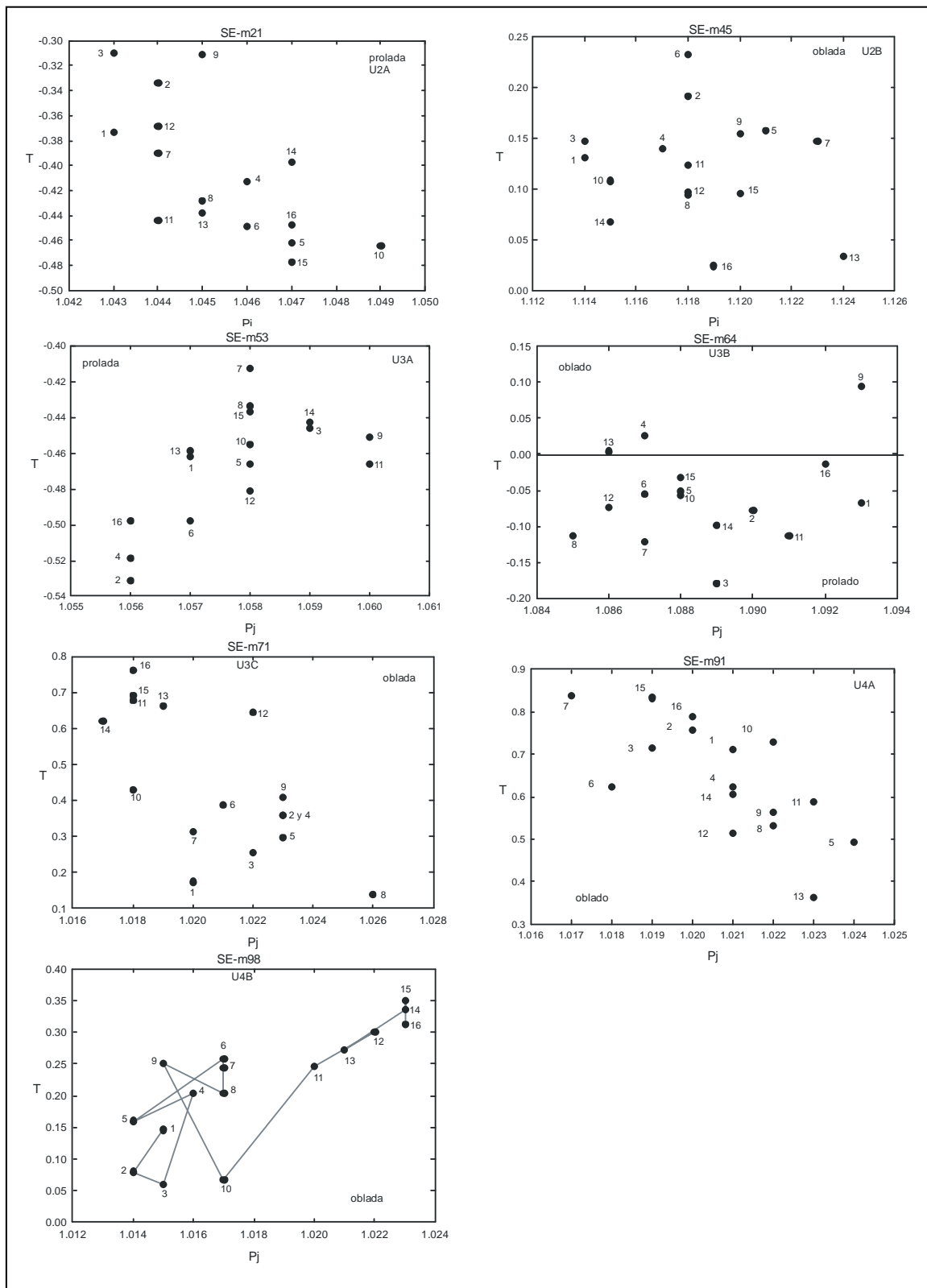


Figura 6.19. Diagramas de Jélinek (P_j - T) durante la aplicación de campos alternos. Los números al lado de cada punto significan el número de paso correspondiente al campo aplicado; ver tabla 6.1.

Las pertenecientes a la U4B: m98 y m111 conservan sus ejes agrupados casi en la misma posición del inicio del ciclo de AF. Los campos alternos provocaron sólo un “realce” de la fábrica. [Jordanova y colaboradores \(2007\)](#) mencionan que la desmagnetización por AF no causa cambios químicos y al igual que [Henry B. et al., \(2007\)](#), dicen que los efectos de los AF es la concentración de los momentos magnéticos de los granos a lo largo de la dirección del campo aplicado. Hay que notar que antes de los ~450m (unidad 2 hasta la U3B) los ejes de susceptibilidad principales no cambian su posición inicial tal vez indicando un “realce” de la fábrica o que los AF no fueron suficientes para provocar un cambio en la estructura. A partir de esta misma profundidad se observa el movimiento de los ejes principales k2 y k1 o k3, sin embargo no hay cambios en la forma del elipsoide de susceptibilidad, pues el eje principal k1 o k3 se mantiene en casi la misma posición durante la desmagnetización.

6.3.3.7 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos alternos

La [figura 6.21](#) muestra un ejemplo del comportamiento de la magnetización natural remanente durante el tratamiento de desmagnetización por campos alternos (AF). En general, la NRM presenta una disminución desde el principio del procedimiento, y en algunos especímenes se incrementa al final del tratamiento (90mT-100mT) mientras en otros no. Los especímenes se agrupan en diferentes rangos de intensidad. Los especímenes de la [figura 6.21](#) inician en un intervalo entre 0.06 y 0.08 A/m y terminan en casi 0 A/m., las muestras m91, m98, m111 inician el ciclo de AF en el intervalo (~0.05, ~0.06A/m) y la m75 en (0.03)A/m, y disminuyen hasta las 90mT y a partir de las 100mT se incrementan ligeramente. Los especímenes con la menor intensidad (m36, m57 y m64) inician el ciclo de desmagnetización en el intervalo (0.008, 0.016)A/m y terminan en casi cero A/m.

Los especímenes con la mayor intensidad al inicio de la desmagnetización son m45, con 0.20 A/m y m78 con 0.10 A/m que también disminuyen a casi cero A/m. El comportamiento de la disminución muestra un primer descenso hasta las 20mT y se mantiene ahí o se incrementa muy poco en el siguiente campo aplicado y después comienza a descender hasta las 40 ó 45mT, en algunos especímenes la medición se mantiene ahí o se incrementa ligeramente en el siguiente campo aplicado y desde ahí disminuye hasta casi cero; en algunos especímenes hay un incremento ligero entre las 80 y 90 mT.

En la mayoría de las muestras se observa un mismo patrón en la disminución de la NRM, la intensidad de la magnetización no se desmagnetiza completamente y en algunas se nota un incremento de ésta al final del ciclo de campos alternos.

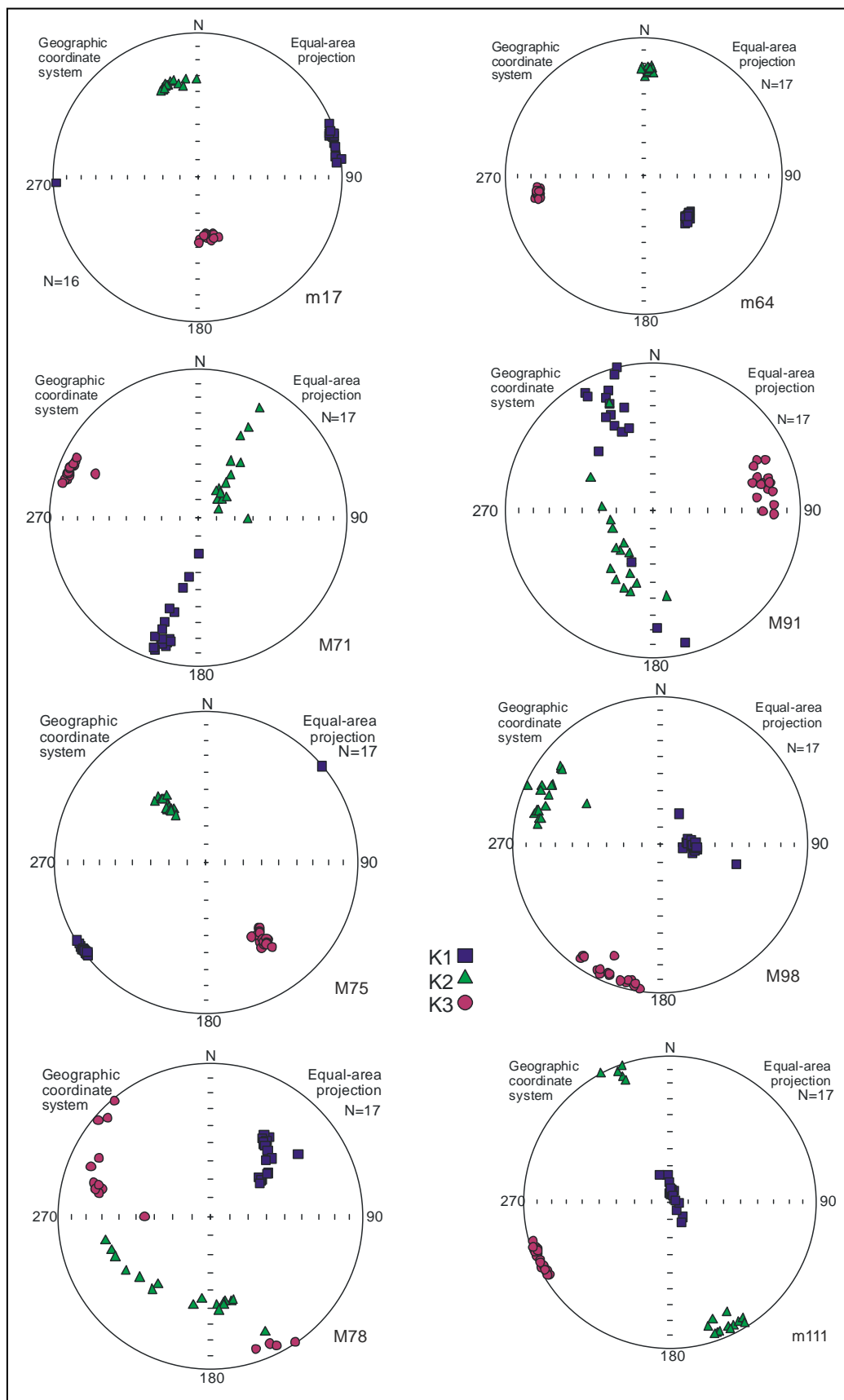


Figura 6.20. Proyecciones de igual área de los ejes de susceptibilidad principal durante la aplicación del campo alterno.

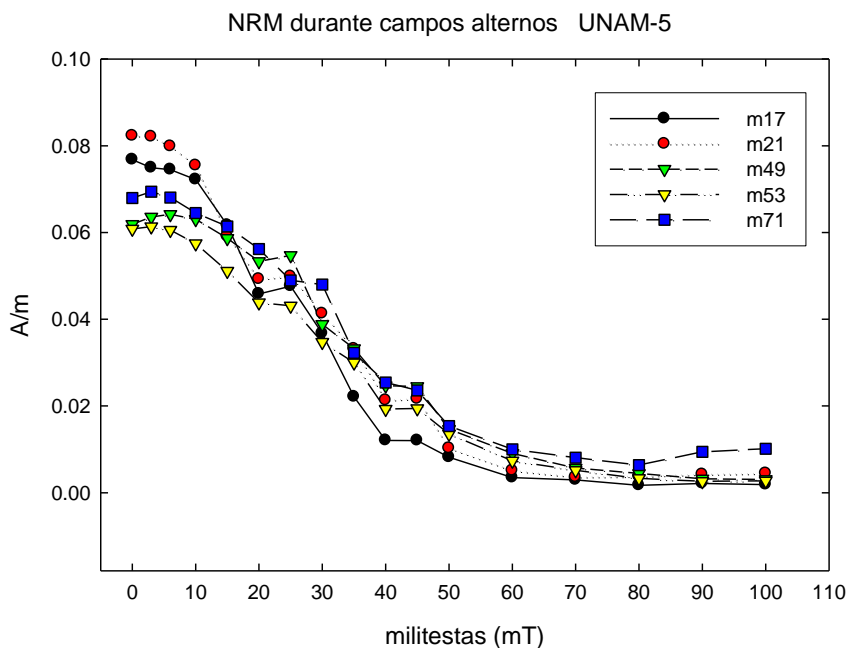


Figura 6.21. Intensidad de magnetización en función del campo aplicado.

6.3.4 Técnicas de magnetismo de rocas

6.3.4.1 Desmagnetización vectorial termal y por campos magnéticos alternos

Las proyecciones ortogonales o diagramas de Zijderveld de los especímenes sometidos a desmagnetización térmica (figura 6.22a) muestran los especímenes representativos de las subunidades U2A: mir23; U2B: mir16; U3A: mir25 y U3B: mir32. La figura 6.22b, los correspondientes a las subunidades U3C: mir41, mir48; U4A: mir55 y U4B: mir74. Las proyecciones ortogonales de la U2 (figura 6.22a) muestran una componente característica que se define desde los 500°C. Los gráficos de magnetización de la unidad 2, presentan temperaturas de destrucción de componentes secundarias entre los 450 y 525°C, además de un punto de inflexión en 550-580°C. En los especímenes de la unidad 3A y B (figura 6.22a) se observa un incremento de la intensidad de magnetización en 150°C, en todos los especímenes de esta unidad, y una inflexión en la curva entre 400°C y ~525-550°C. Las proyecciones ortogonales muestran de dos a tres componentes secundarias, y el vector característico se inicia entre 450-500°C. Las muestras de la subunidad u3C (figura 6.22b) muestran proyecciones ortogonales de una a tres componentes. La mir41 presenta un vector característico desde el inicio; la mir48 exhibe componentes secundarias fuertes y un vector característico pequeño desde los 550°C. Los gráficos de magnetización versus temperatura muestran un incremento en 150°C y una inflexión en 550°C. Unidad 4. Los diagramas de intensidad de la magnetización (figura 6.22b) muestran un comportamiento parecido, con un incremento hasta ~200 ó 250°C, continúa un descenso de la magnetización hasta los 400 ó 450°C

donde se forma una curva que deca en forma continua hasta los 640°C indicando la destrucción de componentes secundarias. A los 680°C se observa un incremento de la magnetización en la mayoría de las muestras sugiriendo una fase magnética nueva; el diagrama de Zijderveld solo observa una componente característica definida desde los 200°C.

En la **figura 6.23a** se muestran las proyecciones ortogonales o diagramas de Zijderveld durante campos alternos, solo se presentan los representativos de cada subunidad; U2A: m17, U2B: m45, U3A: m53, U3B: m64. **Figura 6.23b**, U3C: m71, U4A: m91, U4B: m98. Estos diagramas muestran generalmente un componente magnético, aunque algunas muestras presentan dos o más. La mayoría de las mediciones no llegan al origen de la gráfica, el camino hacia el origen termina entre 50 y 70mT y en las mediciones finales se desvían de la tendencia hacia el origen. Indicando un componente de media a alta coercitividad y posible remagnetización. El gráfico de intensidad de la magnetización muestra variación en la magnetización, la cual fue aislada entre 30 y 50 mT, algunos hasta 70mT. Las curvas de la magnetización muestran dos puntos de inflexión: entre 20 y 25 mT, y otro, entre 40-45mT, este comportamiento se produce hasta la muestra m71 (U3C). A partir de la unidad 4 (464.8m de profundidad), se observa un suavizamiento de la curva con decaimiento hasta 60mT y a partir de 90mT hay un incremento, lo que insinúa una posible remagnetización.

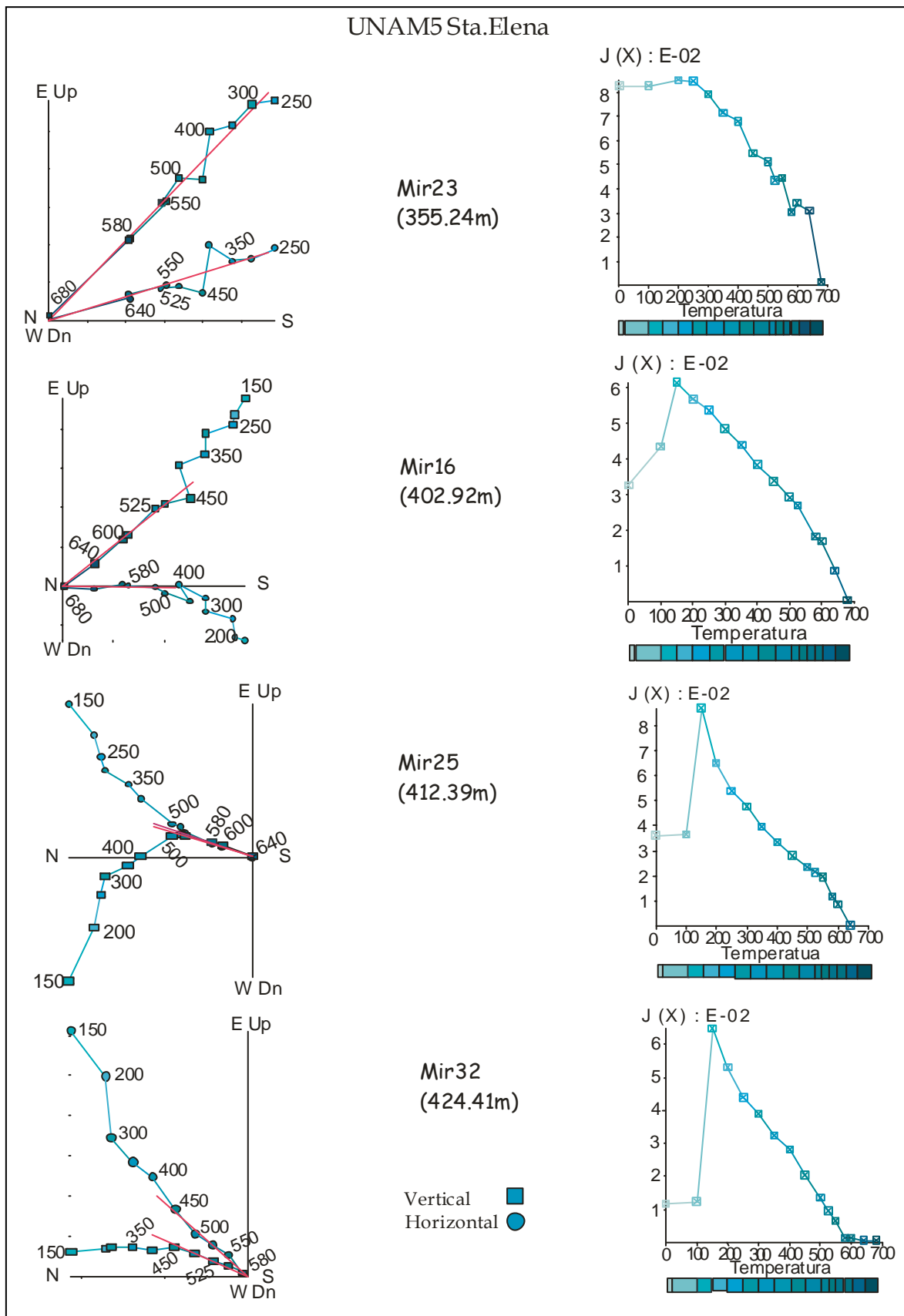
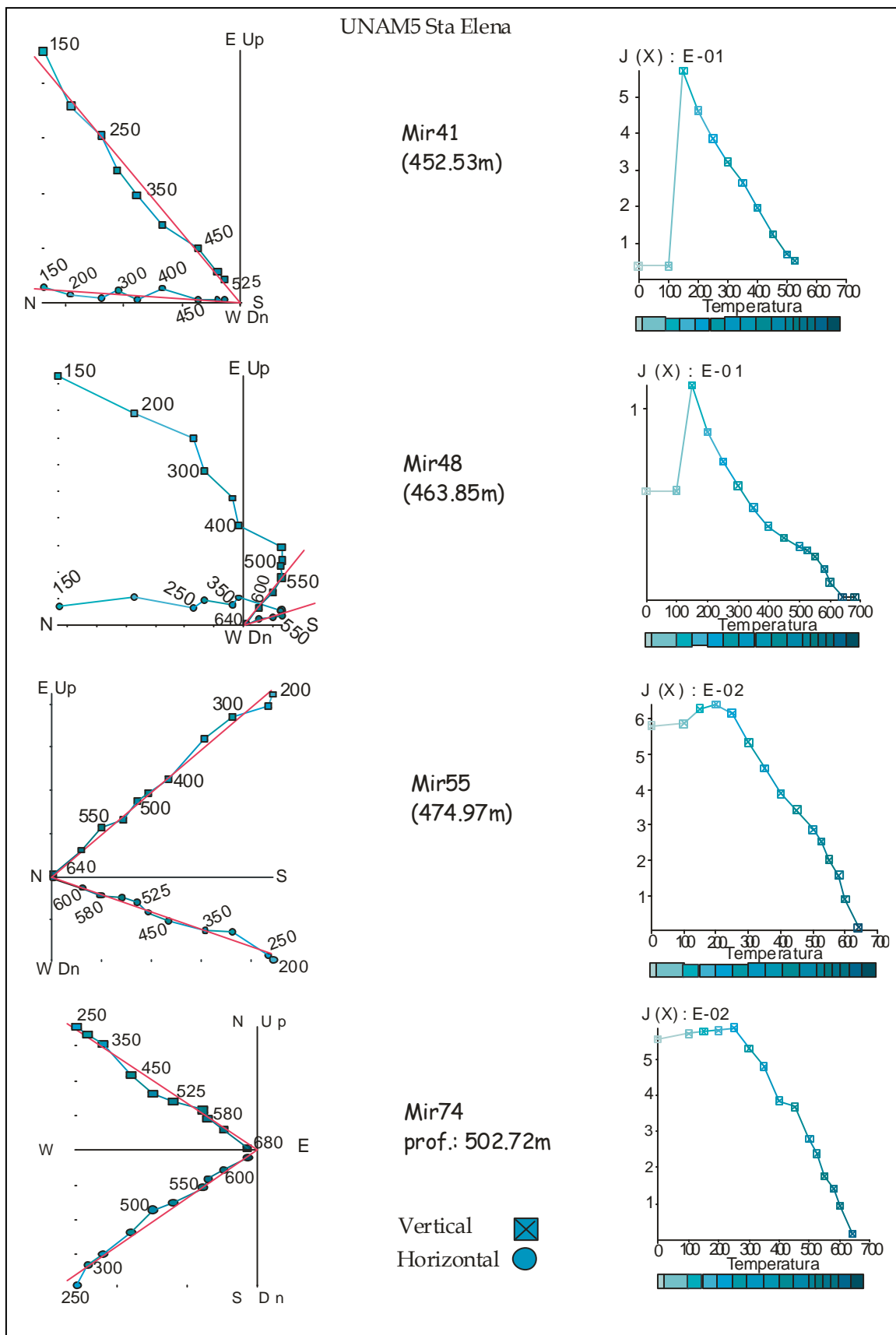


Figura 6.22a. Proyecciones ortogonales durante desmagnetización por temperatura. Mir23 (U2A), mir16 (U2B), mir25 (U3A), mir32 (U3B).



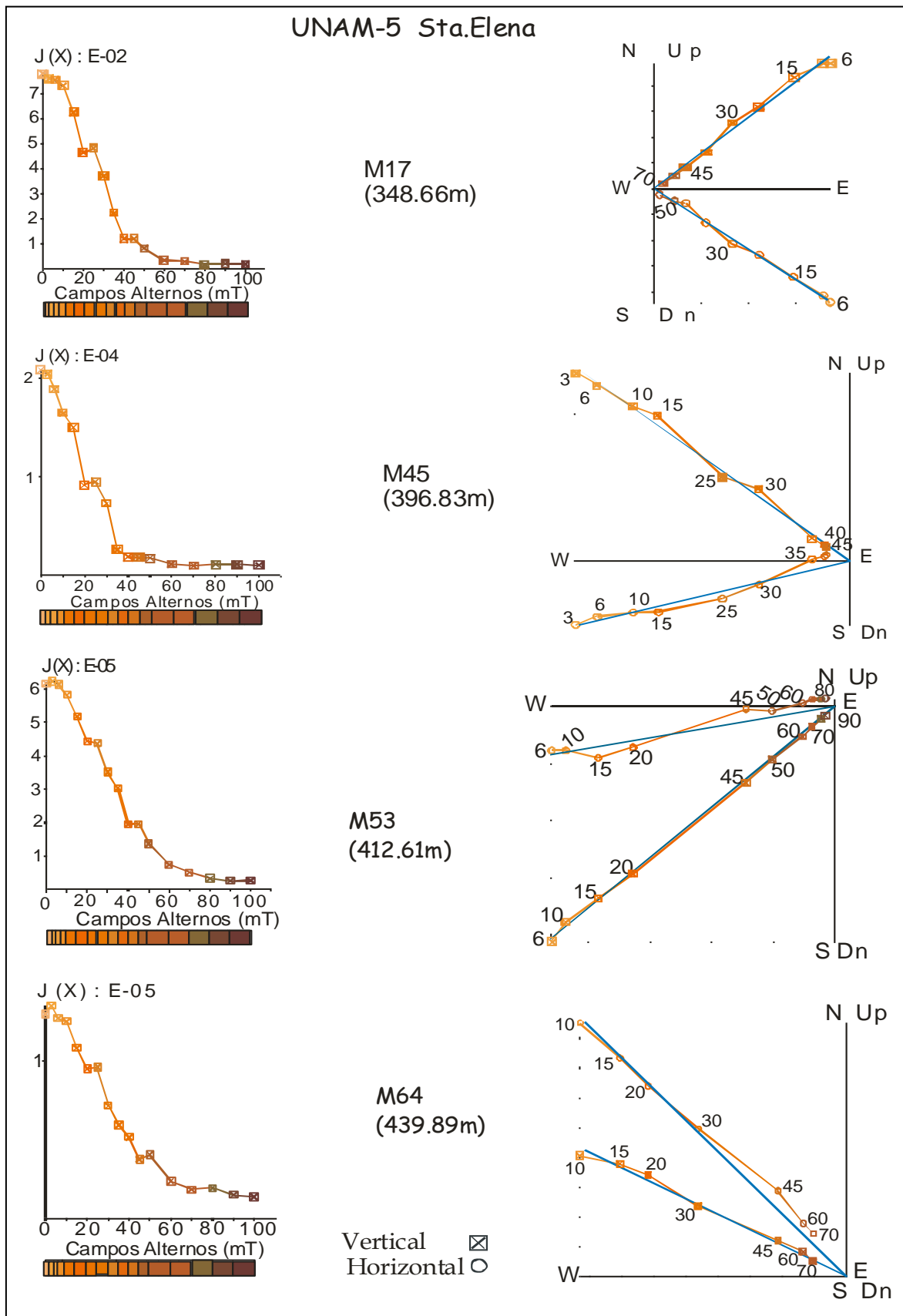


Figura 6.23a. Gráficos de magnetización versus campos alternos y proyecciones ortogonales durante la desmagnetización de campos alternos. Espécimen M17 pertenece a la subunidad U2A; m45 (U2B), m53 (U3A), m64 (U3B).

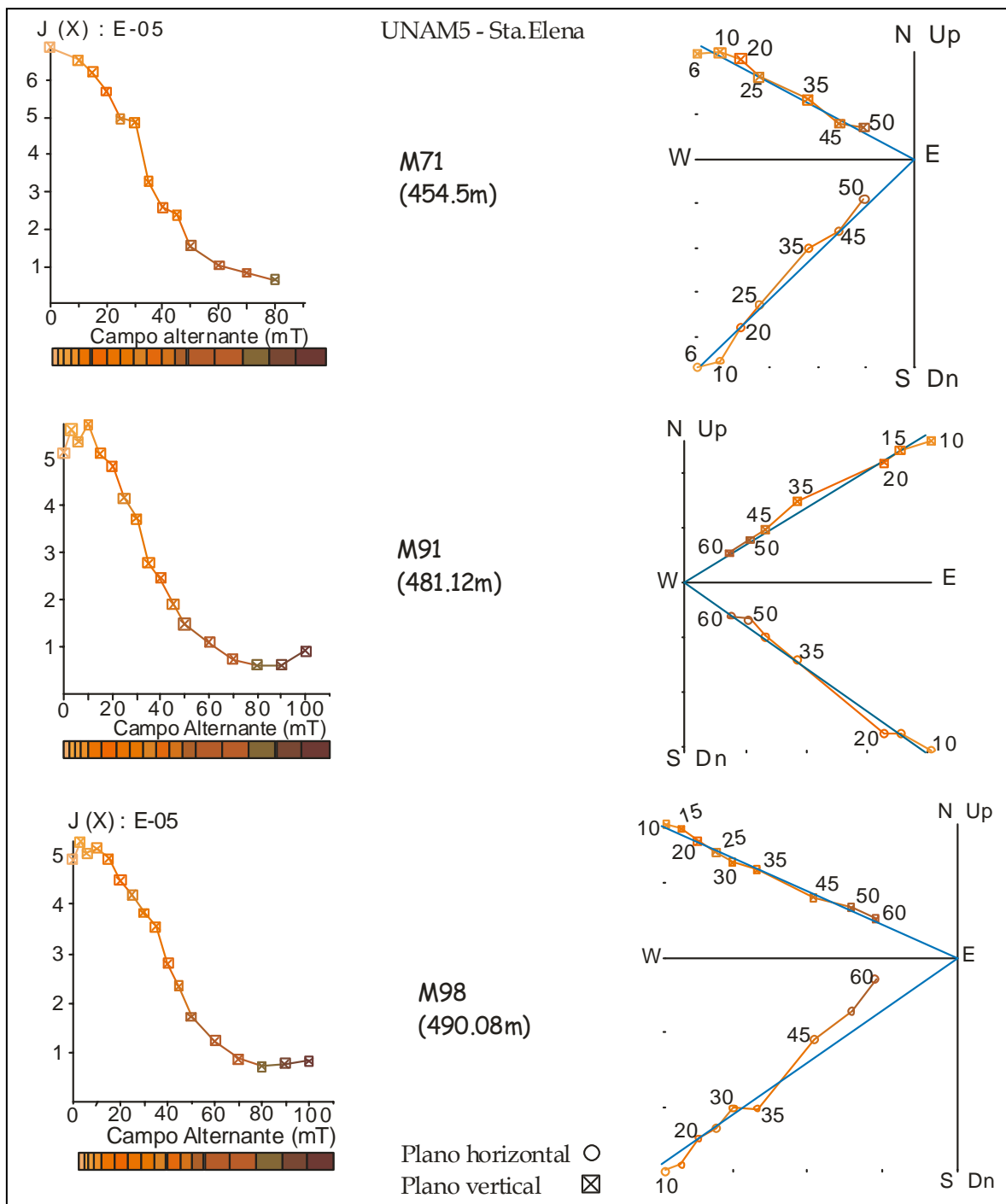


Figura 6.23b. Gráficos de magnetización versus campos alternos y sus proyecciones ortogonales. M71 pertenece a la subunidad U3C, m91 (U4A) y m98 (U4B).

En la figura 6.24 se muestra la inclinación característica en función de la profundidad. La inclinación característica fue calculada con el análisis de componentes principales, a partir de los datos de la desmagnetización (térmica y por campos alternos). En la figura hay un dominio de inclinaciones negativas, correspondientes a magnetizaciones de polaridad reversa, las

inclinaciones positivas corresponden a polaridad normal. El intervalo de inclinación varía entre -50° y -20° , correspondientes al Cron 29r y adquirida en el tiempo del impacto y emplazamiento de las brechas.

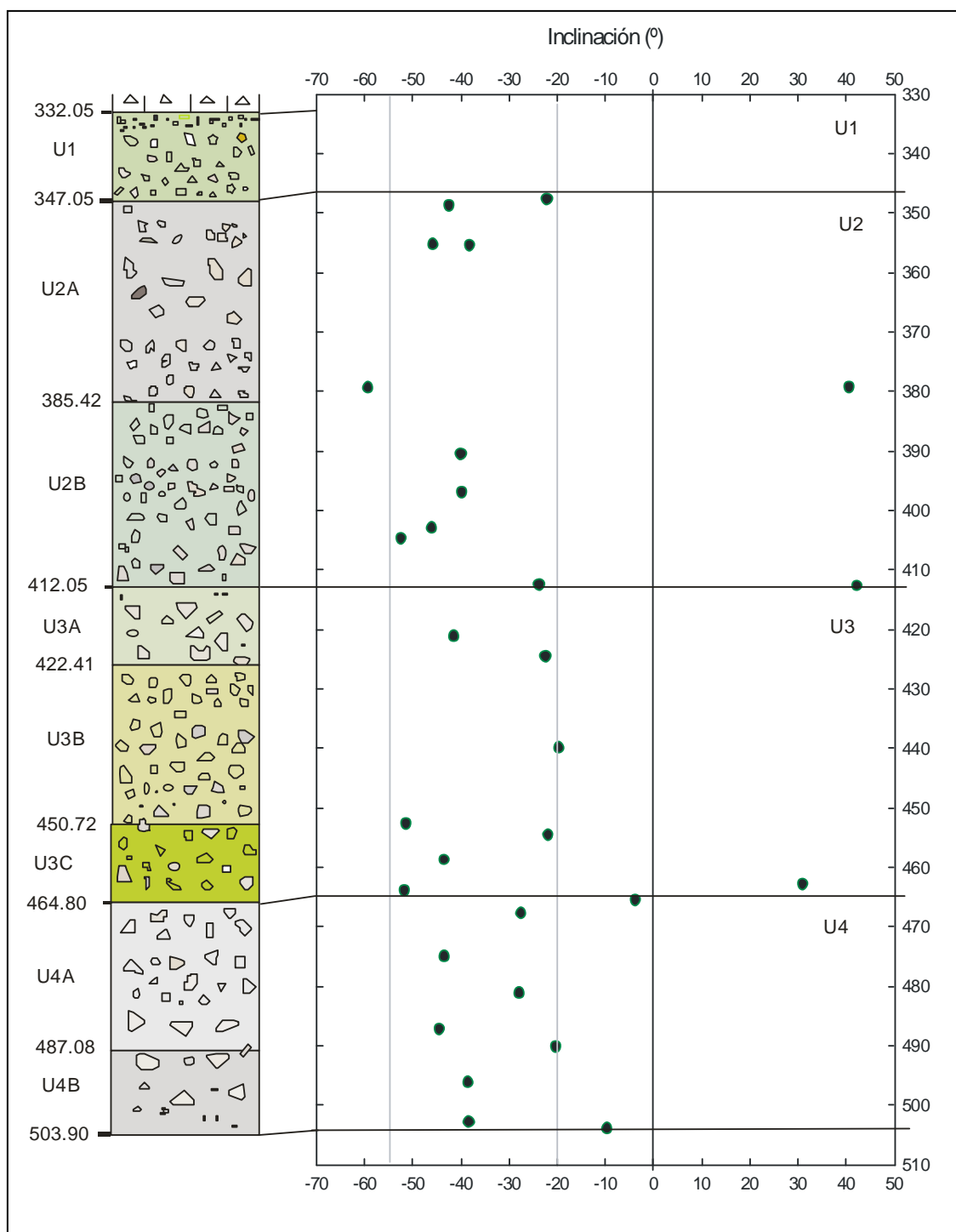


Figura 6.24. Gráfica de la inclinación remanente característica del UNAM-5 graficada en función de la posición estratigráfica, después de la desmagnetización térmica y por campos alternos. A través de la secuencia se observa una inclinación negativa entre -20° y -55° que corresponde a una polaridad reversa, C29r.

6.3.4.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura

La **figura 6.25**, muestra los experimentos de susceptibilidad versus temperatura que se realizaron en especímenes seleccionados de cada unidad. La primer columna (I) muestra el comportamiento de las muestras de la unidad 2 (SE-m21, SE-m36, SE-m45, SE-m49), las primeras tres graficas mostradas exhiben un comportamiento muy parecido; en el calentamiento se observan varias fases minerales, probablemente Ti-magnetita pobre en titanio, maghemita o pirrotita, y tal vez goetita; también se observa que la susceptibilidad no llega a cero y casi al final del calentamiento ($>600^{\circ}\text{C}$) hay un incremento de la susceptibilidad indicando una fase magnética, probablemente sea hematita. Durante el enfriamiento, en los primeros tres especímenes se observa un incremento de la susceptibilidad y la formación de un pico ($\sim 300^{\circ}\text{C}$) tal vez debido a la inversión o formación de nuevos minerales en el regreso, probablemente pirrotita o magnetita, la muestra SE-m49, presenta un comportamiento diferente, en el calentamiento se observa un pico de Hopkinson a los $\sim 560^{\circ}\text{C}$ indicando Ti-magnetita pobre en titanio. Al regreso, durante el enfriamiento, se observa que la susceptibilidad es mayor en el intervalo ($\sim 550^{\circ}\text{C}$, 700°C) y a partir de $\sim 550^{\circ}\text{C}$ la susceptibilidad va por debajo de la del calentamiento, es decir, es menor. La segunda columna (II), especímenes: SE-m53, SE-m57, SE-m71, pertenecientes a la unidad 3. En estas muestras se observa una mezcla de varias fases magnéticas, que probablemente sean magnetita o Ti-magnetita, pirrotita, maghemita y al final del calentamiento parece haber otra fase magnética probablemente sea hematita o del grupo de la serie de la hematita. Estas muestras presentan un comportamiento muy variable, la susceptibilidad de la SE-m57 durante el enfriamiento va por encima de la del calentamiento, es decir se incrementó y en la SE-m71 va por debajo del calentamiento. En la tercer columna (III) se muestran los especímenes pertenecientes a la unidad 4, SE-m78, SE-m91, SE-m98 y SE-m111. En esta unidad se presentan gráficos menos complejos, en los primeros tres la susceptibilidad al regreso es menor que la del calentamiento. En la SE-m111 se observa la formación de un pico como los de la unidad dos, solo que de menor amplitud que los de esa unidad. Al igual que los anteriores se ven varias fases magnéticas, probablemente Ti-magnetita, magnetita, pirrotita y maghemita, tal vez goetita? y otra fase magnética ($> 600^{\circ}\text{C}$) tal vez de la serie de la hematita.

La **figura 6.25**, las curvas no son reversibles y en algunos casos se observa cierta reversibilidad como en la SE-m49, SE-m78, SE-m91 y hasta ciertas temperaturas (300°C o 400°C durante el enfriamiento) como en los especímenes: SE-m91, SE-m98, SE-m111. También se observa un incremento de la susceptibilidad durante el enfriamiento que probablemente se deba a la formación de minerales secundarios y aunque el comportamiento de las curvas es muy variable las fases minerales probables son: magnetita, Ti-magnetita, probablemente pirrotita o maghemita y tal vez goetita. En casi todas las muestras se observa un incremento de la susceptibilidad a los 600°C y en algunas su descenso en los 700°C durante el calentamiento, sugiriendo una fase mineral a temperaturas $>600^{\circ}\text{C}$ probablemente de la serie de la hematita. En la **figura 6.25** las curvas de calentamiento se presentan con líneas continuas en color negro y flechas apuntando hacia la derecha. El enfriamiento se muestra con líneas punteadas y discontinuas en color gris con flechas apuntando hacia la izquierda.

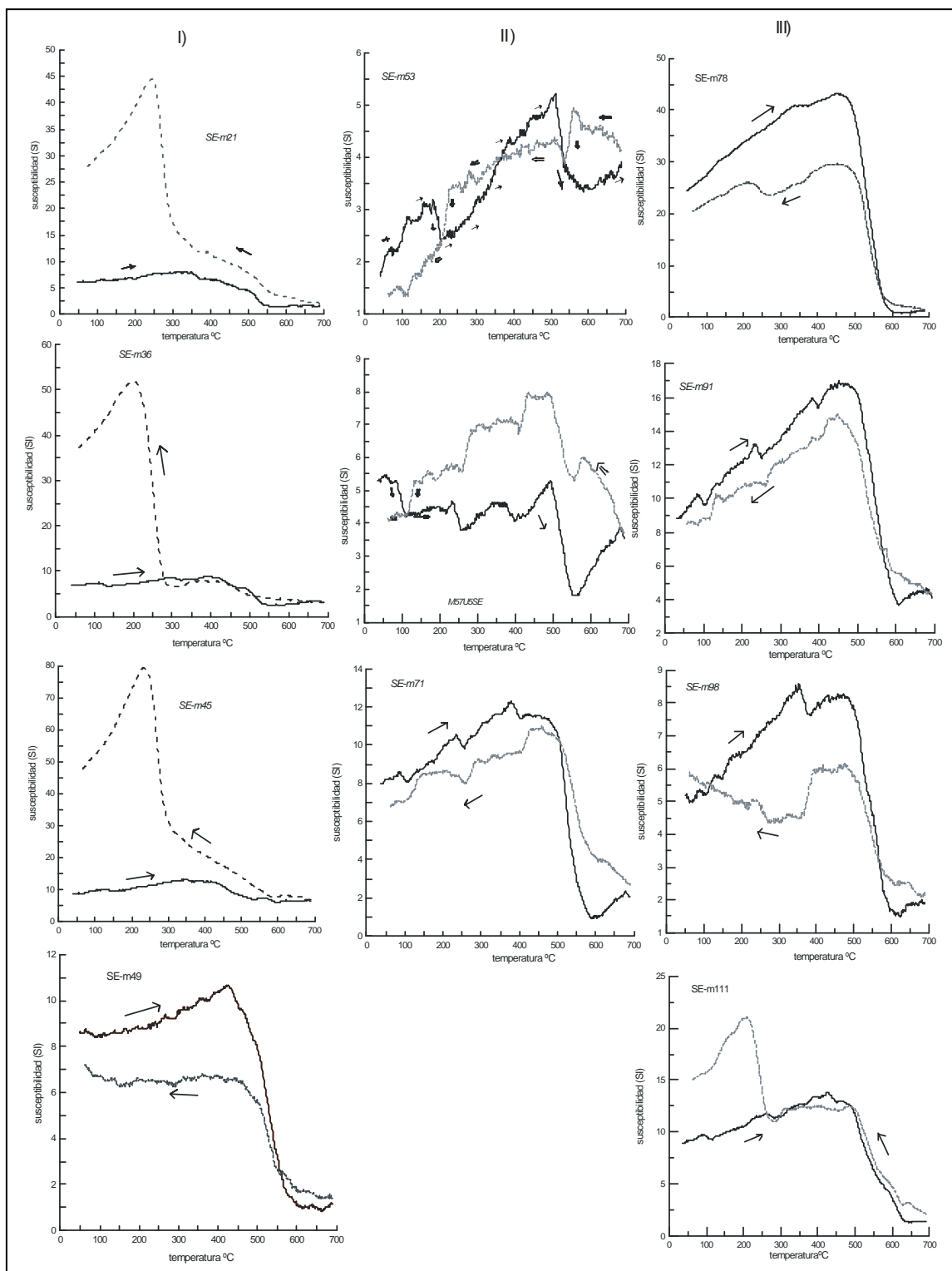


Figura 6.25. Gráficos K vs.Temperatura de muestras del UNAM5-SE. (I) Gráficos pertenecientes a la unidad 2. (II) gráficos de la unidad 3. (III) gráficos de la unidad 4. Calentamiento en líneas continuas de color negro y enfriamiento líneas punteadas y discontinuas en gris.

6.3.4.3. Ciclos de histéresis y adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM)

Las **figura 6.26 a, b y c**, presentan (i) ciclos de histéresis muy estrechos, algunos con pendientes paramagnéticas como el espécimen SE-m45 y SE-m57b, indicando poco material ferrimagnético y rico en fases portadoras de hierro o minerales arcillosos. La estrechez en los ciclos probablemente sugiera también granos de dominio PSD como el espécimen SE-m49. Algunos muestran comportamientos semejantes a magnetita SD/MD como las muestras parecidas a la SE-m71. (ii) En los ciclos corregidos, se observan ciclos que no cierran, indicando que la muestra no se satura. (iii) Las curvas de adquisición de la magnetización remanente isoterma IRM presentan una mezcla de minerales ferromagnéticos, probablemente como magnetita, magnetita y hematita y tal vez sulfuros de hierro.

6.3.4.4 Diagrama de Day

En la **figura 6.27** se presenta el diagrama de Day donde las muestras analizadas caen en la región PSD, entre ~ 0.14 y 0.30 de la fracción M_{rs}/M_s y entre 2 y 3 de la fracción H_{cr}/H_c . De forma similar a las del Yax-1 que también se encuentran en esta zona, así, la magnetización es portada por grano fino. La mayoría de las muestras analizadas del pozo Yaxcopoil-1 que caen en esta zona pertenecen a las unidades U3 (US) y U4 (MS), desde los 822.6m hasta los 861m de profundidad. A partir de los ~ 840 m, que es la parte inferior de la suevita superior (US) y hasta los 861m ya en la MS, es donde la susceptibilidad tiende a incrementarse y presenta los valores más altos así como un comportamiento variable. Mientras aquí, todos los especímenes a excepción de uno de la U2A, caen en la misma región PSD. En el UNAM-5 la subunidad U3C y la unidad 4 tienen la susceptibilidad más alta, sin embargo ésta es muy menor comparada con la del Yax-1.

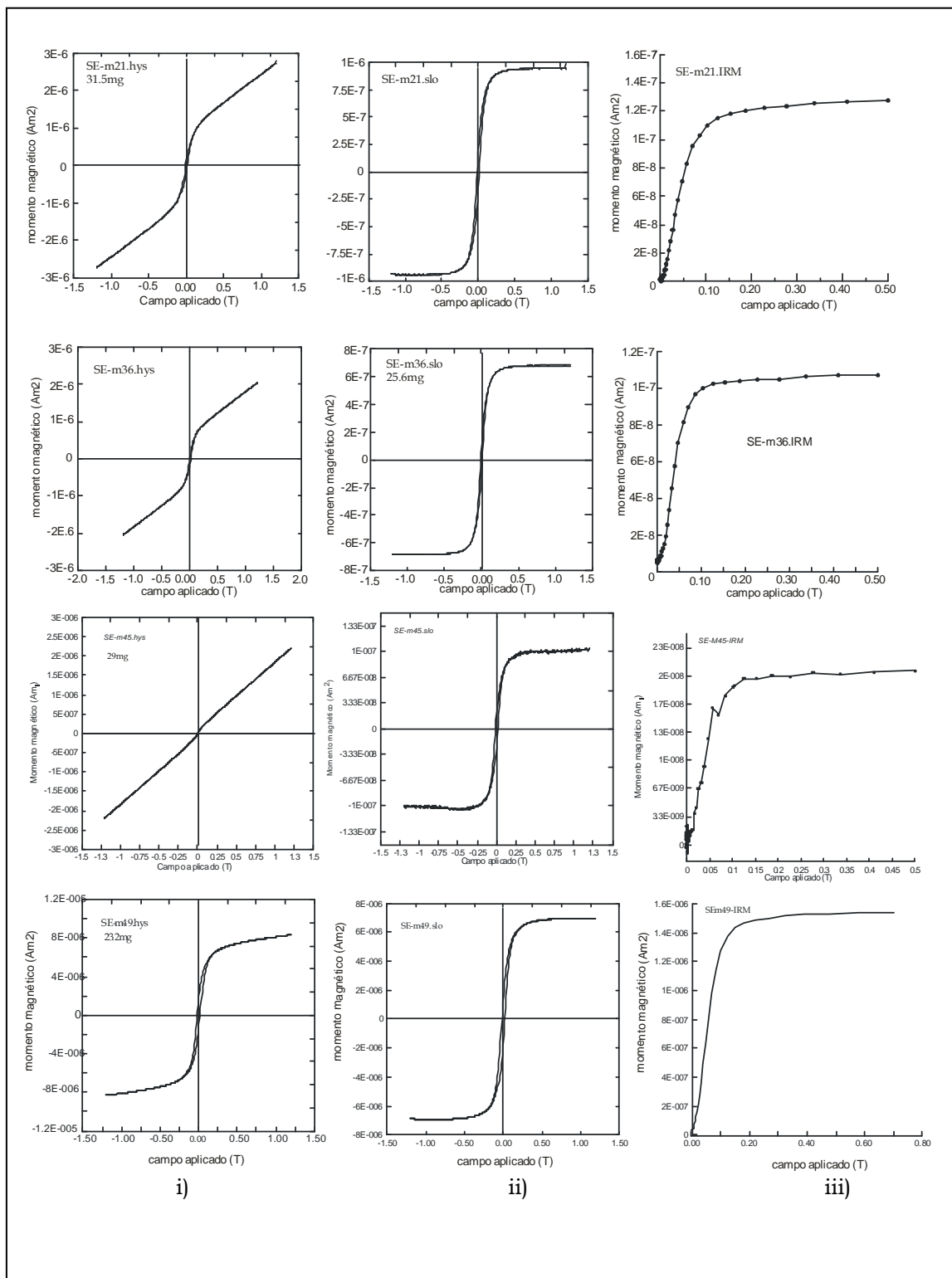


Figura 6.26a. Ciclos de histéresis y curvas de adquisición de IRM de muestras de la unidad 2. (i) ciclos sin corrección. (ii) con corrección. (iii) curva de adquisición de IRM

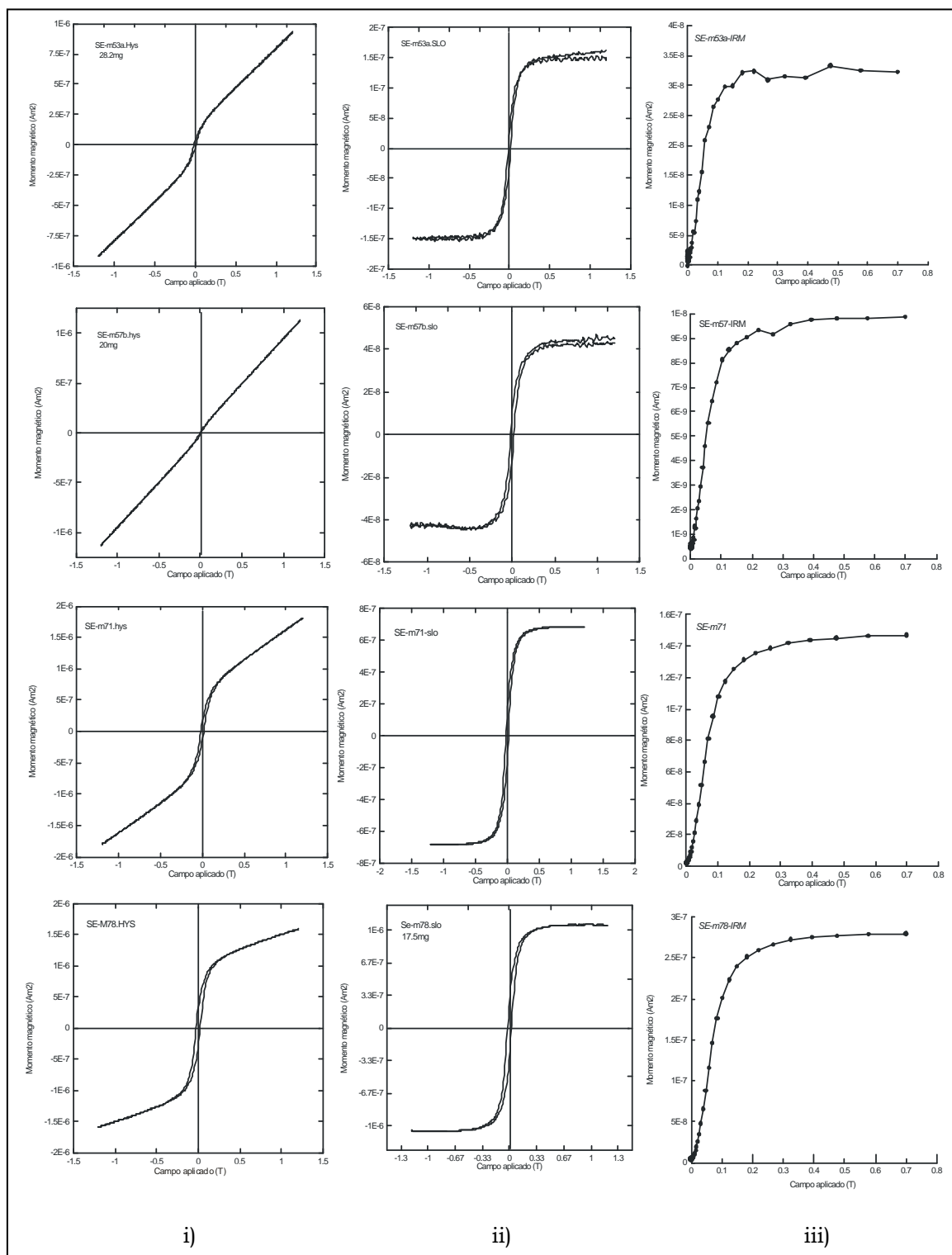


Figura 6.26b. Diagramas de histéresis y curvas de adquisición de IRM, de especímenes de la unidad 3 (A y C) y U4A. (i) Ciclos sin corrección, (ii) corregidos, (iii) curva IRM.

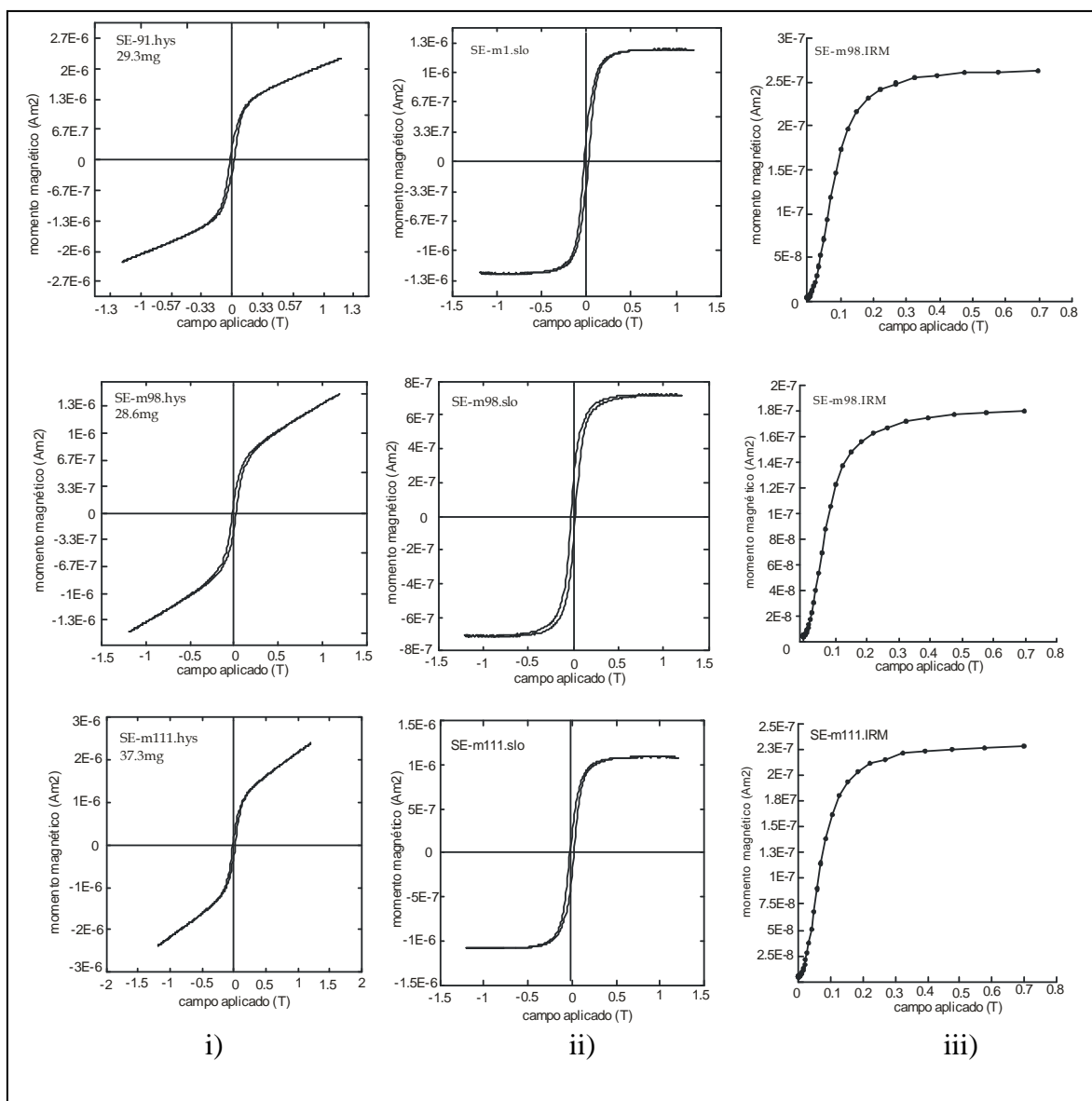


Figura 6.26c. Ciclos de histéresis y curva de adquisición de IRM. Subunidad U4A y U4B. (i) ciclos sin corrección, (ii) con corrección, (iii) curva IRM.

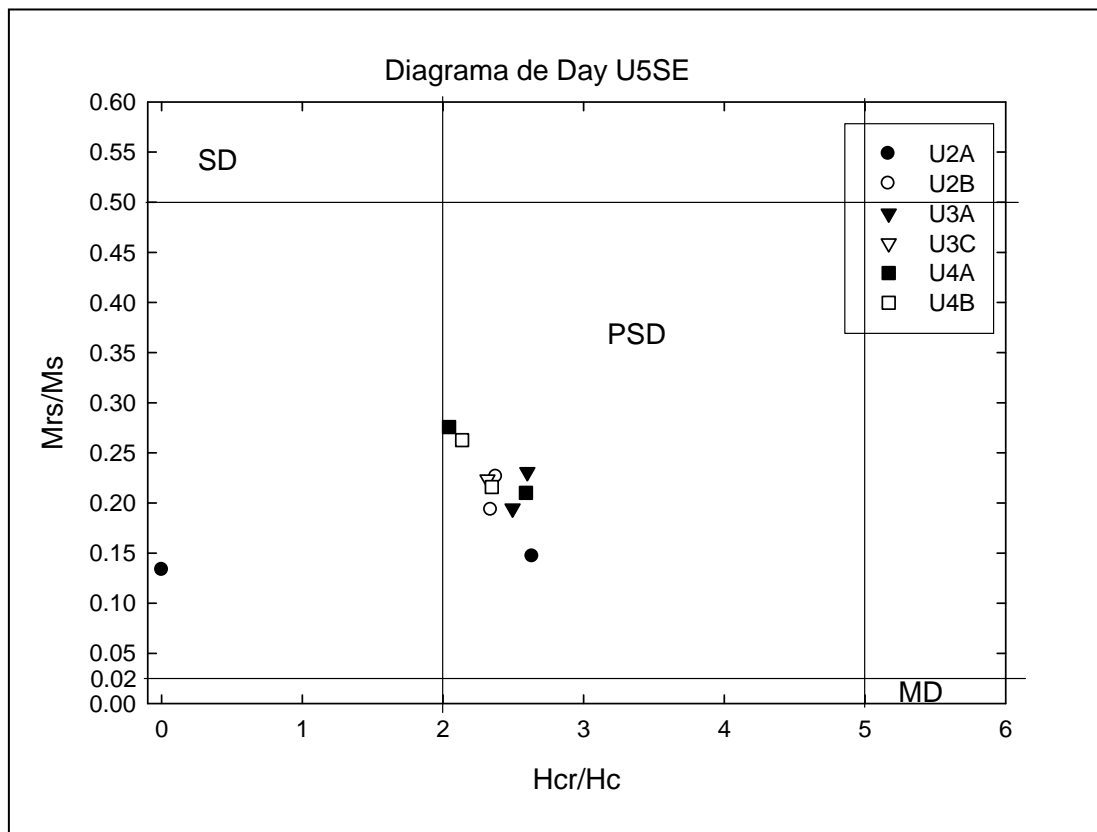


Figura 6.27. Diagrama de Day con límites de Dunlop (2002) del UNAM-5-SE. Las subunidades están representadas con diferentes figuras en blanco y negro.

CAPÍTULO 7

UNAM-6 PETO

7.1 Localización

El pozo UNAM-6 Peto, es otro de los que interceptaron la brecha de impacto durante las perforaciones científicas de Chicxulub. Éste se localiza a 151km al S-SE de Chicxulub Puerto (Figura 5.1, pág. 79) y a 3 km de la población de Peto en dirección a la población de Dziuche (Urrutia et al., 1996) ó en 89.04° longitud W y 20.07° latitud N, en Yucatán (Urrutia-Fucugauchi et al., 2008).

7.2 Estratigrafía del pozo UNAM-6

Desde la superficie hasta la base consiste de una cubierta de suelo de 1.5m de grosor, seguida por 255m de una secuencia carbonatada superior, después hay 25m de evaporitas, a continuación la **brecha evaporita** con ≈245m de grosor. Esta unidad escala hacia abajo dentro de una sucesión evaporítica (~173m de grosor) que presenta horizontes de margas intercaladas hasta los 700m de profundidad. (Urrutia et al., 1996). La perforación llegó hasta esta profundidad con un 89% de recuperación total (Rebolledo-Vieyra et al., 2000). Figura 7.1A.

Urrutia et al. (1996) mencionan que la secuencia carbonatada superior está compuesta de calcarenitas fosilíferas, carbonatos cristalinos dolomitizados, calizas cristalinas y calizas margosas. Las calcarenitas fosilíferas presentan un color blanco a crema, una composición de carbonato de calcio con granos de tamaños de 2mm, y abundantes esferoides y fragmentos (>1.5cm) de bivalvos, gasterópodos y corales. El estrato está pobremente consolidado y el contenido del fragmento fósil en algunos horizontes es >50%. Los carbonatos dolomitizados forman el volumen de la secuencia carbonatada y están caracterizados por colores pardos oscuros a cremas claros, de apariencia compacta con un alto grado de fracturamiento y fragmentación. La dolomitización está expresada en bandas, donde la estructura fósil de coral así como los bivalvos y gasterópodos son remplazados por carbonato de magnesio. El contenido fósil es mayor de 30%. Las calizas cristalinas son formadas por la recristalización del carbonato de calcio de las calizas de arrecifes de coral. Las margas muestran colores verdes a cremas y presentan texturas y tamaño del grano de las arcillas. El color y la composición fluctúan con la profundidad mostrando un incremento en el contenido de sulfato y coloración verde. El contenido fósil, en horizontes superiores está alrededor del 10 por ciento principalmente.

Las evaporitas son rocas cristalinas blancas con tonos marrones compuestos principalmente de yeso y anhidrita; contienen minerales arcillosos aleatoriamente distribuidos y muestran cristales bien desarrollados con aspecto macroscópico frágil. La brecha evaporita está compuesta por una intercalación aparentemente aleatoria de rocas evaporíticas de colores blancos a grises, texturas cristalinas y una brecha polimíctica gris de calizas, calizas dolomitizadas, yeso y clastos de anhidrita, de tamaños variables (alrededor de 4cm). Un 5% de los clastos está alterado a minerales arcillosos y la litología original es difícil de identificar. Alrededor del 60% de la matriz tiene una composición no carbonatada, con texturas y tamaño de grano de arena a arcilla. La secuencia de evaporitas de la base de la columna está formada por anhidritas y horizontes de margas intercalados aleatoriamente. Capas delgadas con estructuras características *algee* también están intercaladas. Horizontes mayores de 1m de grosor de calizas arenosas a margosas color crema muestran abundantes microfósiles y anhidrita (arriba del 30%); La unidad no muestra fracturamiento.

Sharpton et al. (1999) consideran la brecha del UNAM-6 como eyecta primario, porque son derivados de de la cavidad excavada del cráter y no un material local incorporado dentro del depósito de eyecta durante el emplazamiento. Esta brecha parece similar a la recuperada de los pozos de PEMEX (Yucatán-1, Yucatán-2, Yucatán-5A) que rodean al UNAM-6 (figura 5.1). La brecha Bunte esta constituida de dos materiales: uno, eyecta primario excavado de la cavidad transitoria y eyecta secundario local (~90%) de grandes distancias (Hörz et al., 1983; Osinski et al., 2011).

7.2.1 Estratigrafía de la sección de impactitas

En los núcleos del pozo UNAM-6 no se encuentra la brecha superior o suevita como en los núcleos del UNAM-7 y el UNAM-5. A partir de los ~282.8m se encuentra la sección de impactitas, descrita anteriormente como brecha evaporita (Urrutia et al., 1996), con un grosor de 244.6m. Estos mismos autores realizaron mediciones de susceptibilidad magnética caracterizadas por valores bajos, sin embargo no se observaron cambios en el contacto con la brecha evaporita (282.8 m), ni tampoco a los 527m donde la brecha evaporita grada hacia abajo con la secuencia evaporita. Ellos mencionan que los valores bajos de susceptibilidad sugieren la ausencia de clastos del basamento dentro de la brecha evaporita.

Al inspeccionar la columna de forma general se definió la división de forma macroscópica en cinco unidades: A(281.2m - ~325.6m), B(325.6m - ~374.3m), C(~374.3m – 412.60m), D(>412.60m- 432.20m) y E(>432.20m- 468.55m). Después de los 468.55m hay un corte interrumpido, de varios metros, de los núcleos, es decir, no hay material y a los 493.55m se encontró material de impacto que se continua hasta los 527.4m. Estos últimos metros ya no se clasificaron debido al material faltante superior. La descripción macroscópica se basó principalmente en los contrastantes cambios litológicos, después en la coloración de la matriz y en la concentración y tamaño de los clastos. En la figura 7.1B, se puede observar un dibujo de la secuencia de la brecha evaporita de impacto o impactitas o brecha bunte (Hörz et al., 1983). Durante la inspección de los núcleos se

encontraron 6 diferentes combinaciones de color en la matriz intercaladas entre sí: 1) matriz amarilla con clastos, 2) matriz parda con clastos, 3) matriz gris (se presume) anhidrita con hilos de matriz amarilla, 4) matriz gris (se presume anhidrita gris), 5) matriz marrón (se presumen anhidrita marrón y 6) matriz amarilla sin clastos. Generalmente la matriz amarilla y parda con clastos son de textura rugosa al tacto, mientras las matrices grises (se supone anhidrita) tienen una textura suave al tacto. En la [figura 7.3c](#) se puede ver un histograma del tamaño de los clastos obtenido de las muestras de mano.

Unidad A. definida a partir de los 281m y hasta los ~ 325.6m, (con un grosor de 44.6m) donde se presentan clastos subredondeados a redondeados desde 1mm hasta 4mm la mayoría (en escala de tamaño de grano); y muy esporádicos de 1, 2 y 3cm, varían de subangulosos a angulosos; hay clastos muy esporádicos de hasta 7cm en color beige claro. La estimación visual de porcentajes varía del 1 al 3%. Los colores de los clastos varían de color gris, beige claro y algunos oscuros. Muchos clastos tienen formas fluidas. Se observa también matriz compacta con diferentes combinaciones de color, matriz amarilla sin clastos, matriz amarilla con clastos, matriz parda con clastos, zonas de anhidrita con hilos de matriz amarilla, anhidrita de color gris y marrón y zonas de fusión. En esta unidad la mayoría de las oquedades son <<1mm y están donde parece haber habido zonas de fusión y en la menor parte solo hay algunos pequeños conjuntos.

La unidad B, definida desde los 325.6m hasta los ~374.3m, (con un grosor de 48.7m) muestra una matriz muy fina gris clara a blancuzca, compacta que parece anhidrita, otra de color marrón claro con capas intercaladas de matriz color pardo y matriz amarilla, ambas de textura rugosa, otra de anhidrita color claro. En estas capas, que varían en grosor (~ 20cm a 60cm) se observan clastos que van de subredondeados a subangulosos >1cm muy esporádicos y clastos negros que parecen como fluidos. En esta unidad casi no se observan clastos, pues la matriz es muy fina y compacta, algunas zonas están parcialmente dolomitizadas, y se observan algunas zonas como de fusión. Al observar con una lupa con aumento de 30X se observan oquedades esporádicas.

Unidad C que se inicia a partir de los ~374.3m hasta los 412.60m (grosor de 38.3m), se repite la matriz parda con clastos subangulosos, algunos mayores de 2cm, a subredondeados (~ 1cm), los clastos son de anhidrita de color gris, algunos beige y otros oscuros o del mismo material que la matriz parda. También se observan algunas oquedades muy esporádicas <<1mm, que parecen estar como degasificadas. Los clastos en esta unidad varían de 1 a 5mm en general con algunos clastos >6mm, se observan formas fluidas y matriz de anhidrita intercaladas con una matriz parda a diferentes profundidades, dentro de la matriz de anhidrita a veces se observan intraclastos, o con hilos con rasgos fluidos o con zonas con aureolas de fusión del mismo material.

Unidad D. Se inicia a partir de los >412.60m hasta los ~432.80m (20.2m de grosor) se observa la presencia de matriz fina en color gris claro a medio u oscuro como anhidrita con intercalaciones, desde algunos centímetros a decenas de éstos, matriz amarilla rugosa sin clastos y de matriz como

arenosa beige sin clastos. En la matriz fina de color gris se observan bandas de color beige que parecen a la vista como yeso y efervescen mucho con el ácido clorhídrico. A los 420.50m se presenta la reducción del diámetro de los núcleos. Así se continúa con la matriz gris fina y compacta. A los 432.20m la matriz cambia a beige oscura de textura rugosa con algunos clastos $\leq 1\text{cm}$ semi-redondeados muy esporádicos de anhidrita.

Unidad E, se inicia a partir de los $>432.80\text{m}$ hasta los 468.55m , con un grosor de 35.75m . Se observa la presencia de matriz parda con clastos e intercalaciones de capas de anhidrita. Los clastos varían de subredondeados a redondeados, los más pequeños $\leq 5\text{mm}$, hay clastos esporádicos $>2\text{cm}$, algunos son subredondeados y los demás son angulosos. En esta unidad hay un incremento en la cantidad de clastos.

Desde los 493m hasta los 533m se ve la presencia de anhidrita con intercalaciones de capas de matriz parda con clastos pequeños de $\sim 1\text{cm}$, redondeados, en colores beige y gris y algunos $>2\text{cm}$ redondeados también, hay zonas como fluidas de tamaño de decenas de centímetros en color gris oscuro. En la matriz gris claro hay bandas de color beige o amarillas rugosas al tacto, también dentro de ésta se observan como hilos de formas fluidas y a veces éstos tienen formas ovaladas. En general la matriz parda y la matriz beige o amarilla muestran textura rugosa, aunque la primera es la menos rugosa, la matriz gris es suave al tacto, parece como mármol. También hay zonas de color beige que son suaves al tacto parecen como fundidas con hilos, al final la matriz es casi completamente de anhidrita con listones o bandas fluidas en colores beige o amarillos. En estas profundidades hay cortes interrumpidos debido a que no se encontraron esas cajas de núcleos.

En la siguiente sección se presentan los resultados de los análisis obtenidos de la aplicación del método de AMS; primero se muestra una inspección de la sección de impactitas ($\sim 140\text{m}$) o brecha evaporita con sus respectivos parámetros y después los resultados de la desmagnetización por campos alternos.

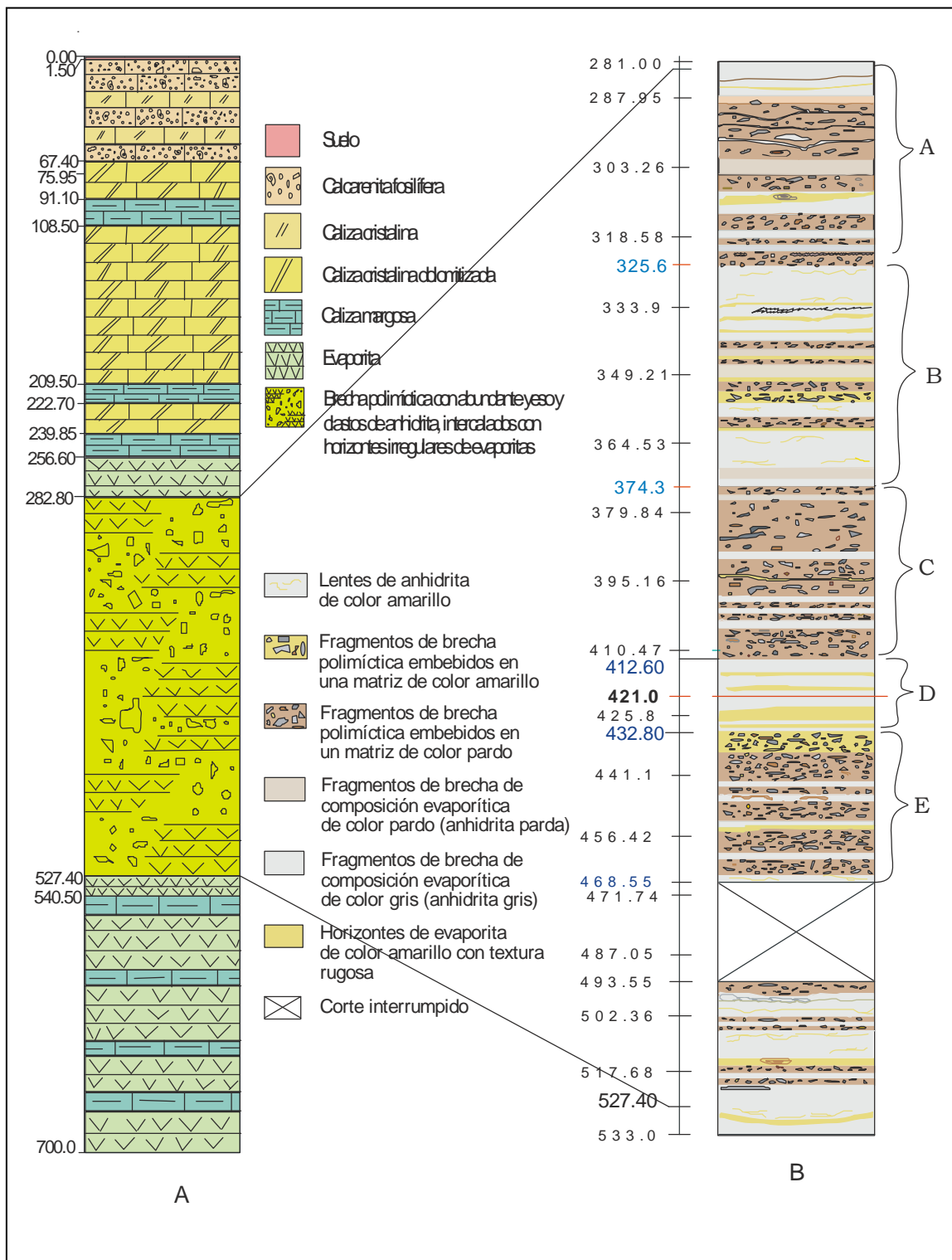


Figura 7.1. (A) Columna estratigráfica general del Pozo UNAM-6 Peto, obtenida de Urrutia et al., 1996. B) Columna de la sección de impctitas o brecha evaporita.

7.3 Resultados

7.3.1 Aplicación del método de anisotropía de susceptibilidad magnética

La **figura 7.2** muestra el gráfico de susceptibilidad magnética K y la magnetización natural remanente NRM contra la profundidad. K se presenta negativa y con un comportamiento variable, dentro de un intervalo de $(-9 \text{ a } -20) \times 10^{-6} \text{SI}$. A partir de los 325.6m y hasta aproximadamente 374.3m, se observa una disminución de K con comportamiento menos variable, más agrupado y luego ésta se incrementa otra vez a partir de los ~374m. Éstas variaciones permitieron identificar tres unidades: A(281.2 - ~325.6m), B(325.6 - ~374.3m) y C(~374.3m - 420.9m) que se corresponden bien con las encontradas con la inspección litológica. La magnetización natural remanente NRM, presenta un comportamiento menos variable que la susceptibilidad, más homogéneo y a partir de los 350m y hasta los 421m, la intensidad de la NRM se vuelve variable y se va incrementando con la profundidad; y que de los 281 hasta los ~340m la intensidad está más agrupada en el intervalo $(0, 4.05 \times 10^{-5}) \text{A/m}$. También se pueden ver algunos ciclos, uno entre 350-362m aprox.; otro de forma muy similar entre los 374-380m aprox. y otro a partir de los 408-417m aproximadamente todos con tendencia ascendente.

En la misma **figura 7.2**, también se muestra el gráfico del grado de anisotropía corregida P_j , el parámetro de forma T contra la profundidad. El parámetro P_j muestra un comportamiento variable con valores muy altos desde los 281m hasta los ~303m que corresponde con casi la mitad del principio de la unidad A. El comportamiento se vuelve homogéneo desde los ~303m hasta los 421m. También se observan algunos valores sobresalientes (m_{112} , m_{112A} , m_{113} , m_{115} , m_{117}) en ~360m y m_{160} y m_{165} entre 403m y 405m respectivamente. El parámetro de forma T presenta casi la misma cantidad de datos prolados y oblatos y se observan también varios datos que se pueden considerar neutros pues sus valores son muy cercanos a cero, pero no se observa una forma definida de los elipsoides a lo largo de la columna.

La unidad C abarca muestras pertenecientes a la unidad D, debido a que ya no se pudieron obtener más debido al proceso de obtención, por lo que estas muestras formarán parte de la unidad C en todos estos experimentos hasta que se pueda completar la extracción de los especímenes de la unidad D.

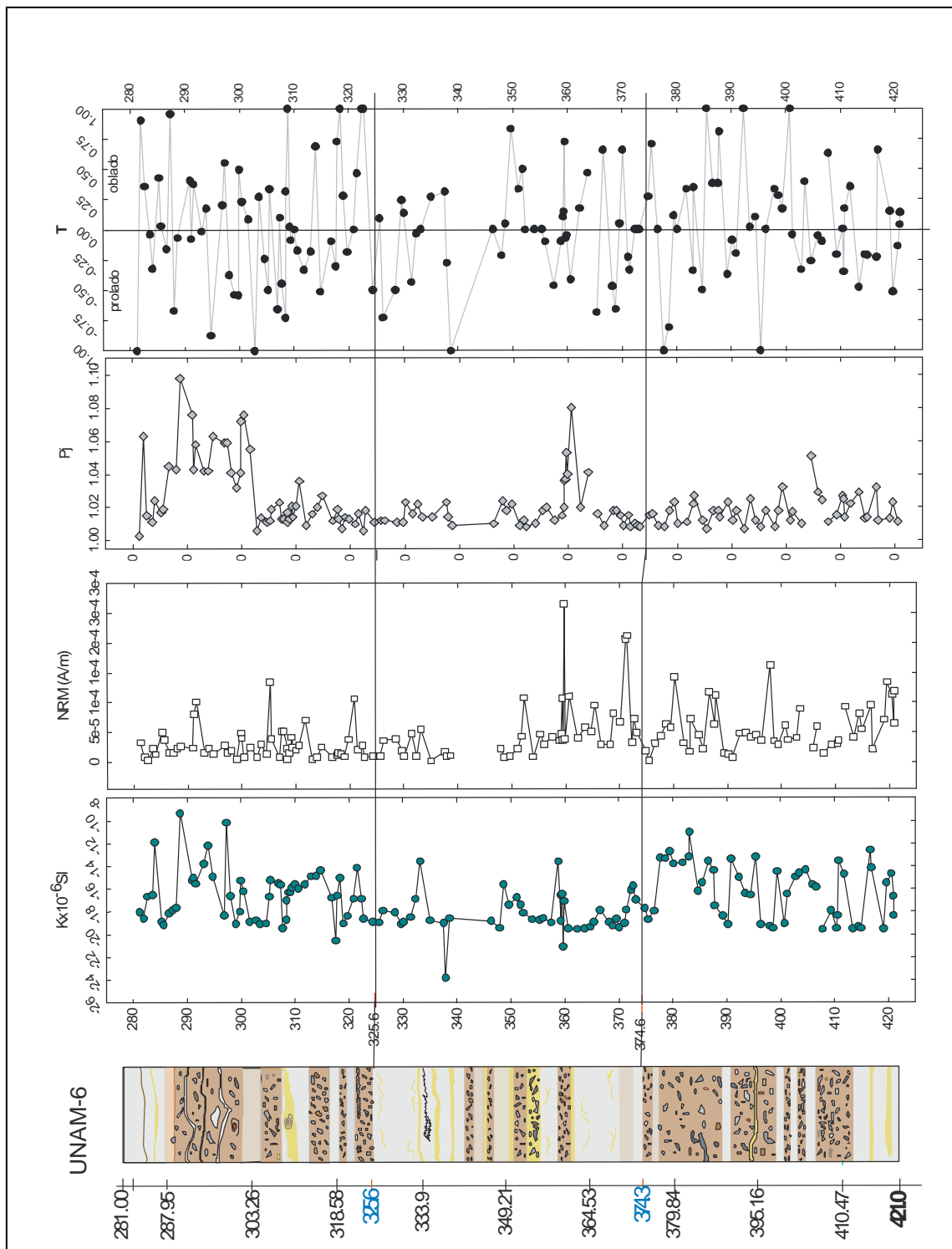


Figura 7.2. Columna litológica de la sección de impactitas y los gráficos de susceptibilidad magnética ($K \times 10^{-6} \text{SI}$), magnetización natural remanente (NRM), grado de anisotropía corregida (Pj) y parámetro de forma T, todos en función de la profundidad.

La **figura 7.3** muestra el histograma de los diferentes tamaños de clastos obtenidos de los especímenes de mano de este estudio. Los tamaños están descritos como sigue: el tamaño uno (T1) corresponde con clastos menores de 1mm, T2=1mm, T3=(1 a 2mm), T4=(3 a 5mm), T5=(6 a 9mm), T6=1cm, $1\text{cm}<T7<7\text{cm}$. La mayoría de datos se encuentran precisamente en las unidades A y C, pues el número de especímenes está ordenado según las profundidades de cada muestra. El tamaño T1 es el que predomina en la mayoría de las muestras.

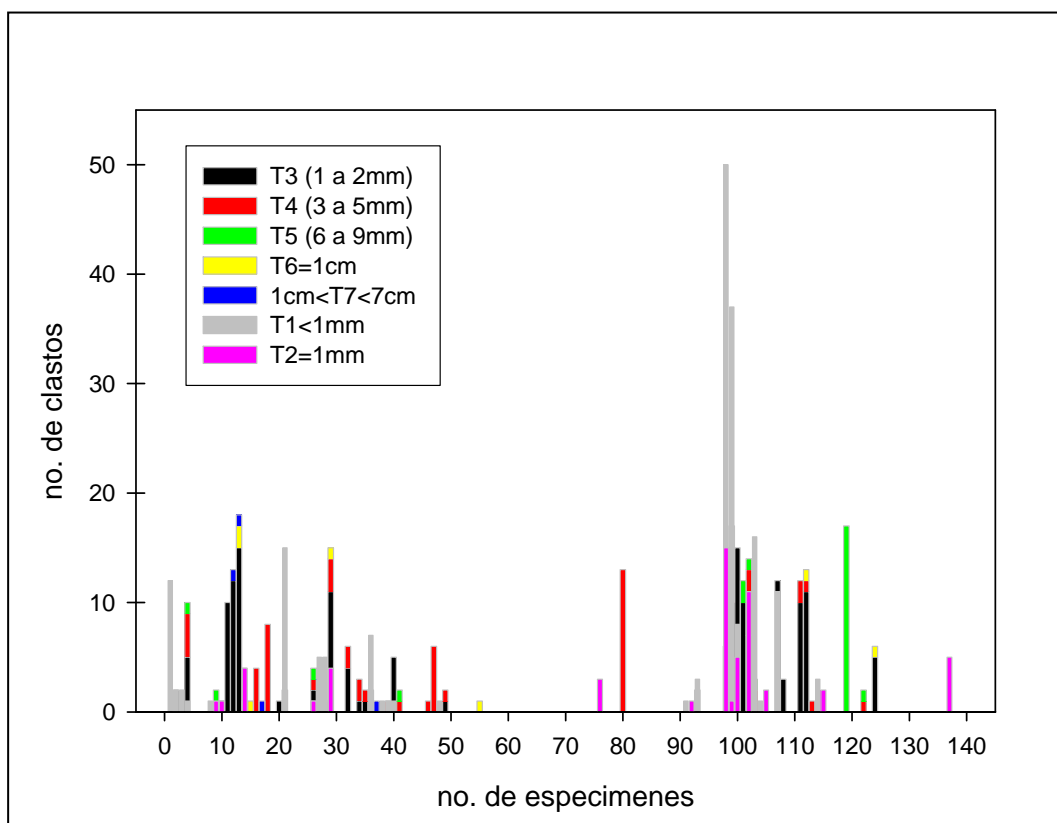


Figura 7.3. Histograma del número de clastos de la sección de impctitas del UNAM6.

La **figura 7.4** muestra el gráfico de Jelinek (1981) donde la mayor concentración de datos se encuentra en el intervalo (1, 1.03), en el intervalo (1.03, 1.05) hay una menor cantidad y valores de $P_j > 1.05$ hay una menor cantidad, la mayoría de estos valores se concentra en la unidad A; En estas gráficas no se muestran los valores mayores como uno con $P_j = 2.020$, oblado y pertenece a la unidad A, los siguientes pertenecen a la unidad C, los dos primeros son oblados con $P_j = 1.23$ y 1.12 y $P_j = 1.13$ prolado. Mientras T varía de la zona oblada a la prolada; casi hay la misma cantidad de datos en ambas zonas por lo que no se observa una clara definición de la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética.

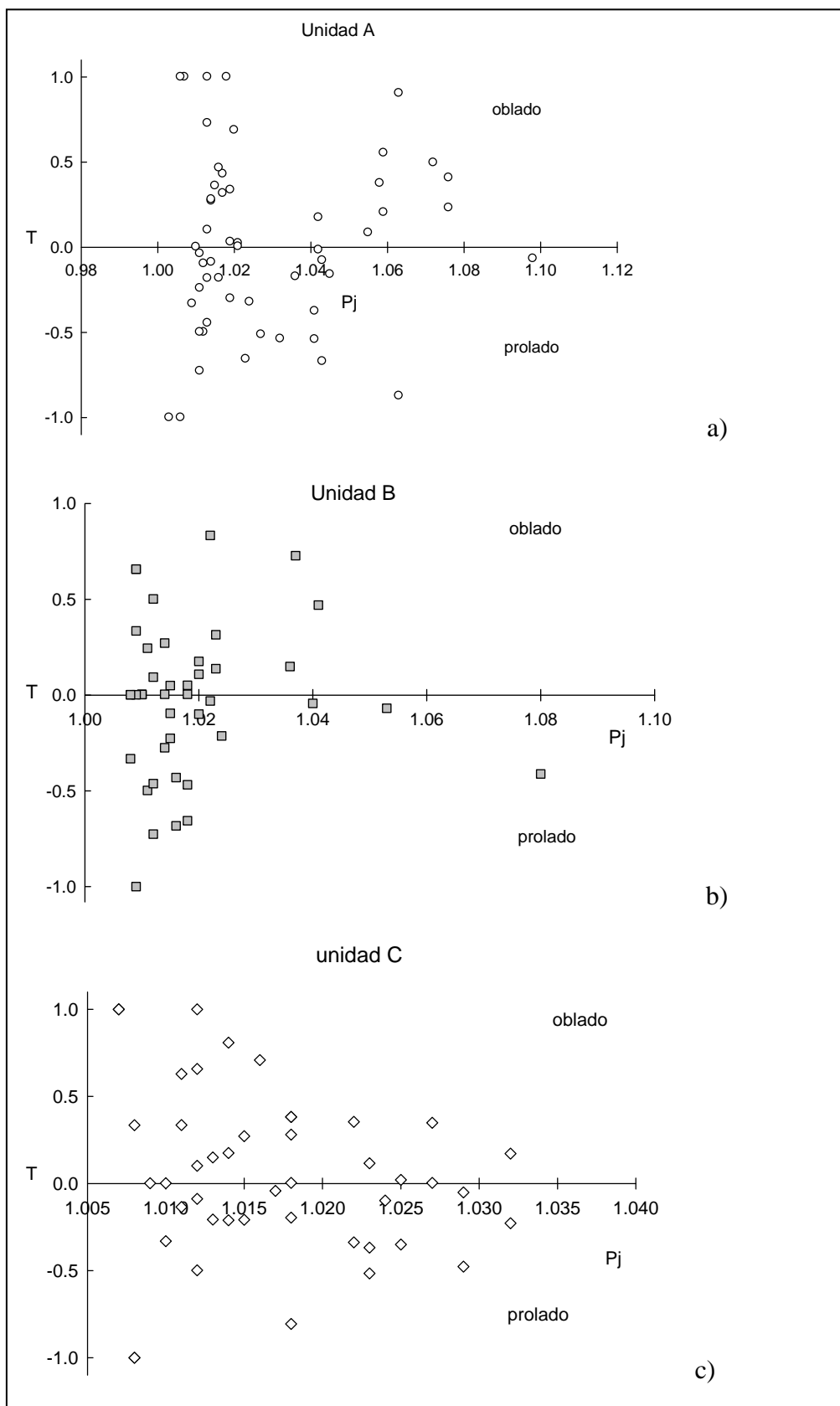


Figura 7.4. Diagrama de Jélinek (1981) de las tres unidades de las impactitas del UNAM-6.

En la **figura 7.5**, se observa que los tres ejes de susceptibilidad principales separados, porque en conjunto no se observa una orientación definida; los tres ejes principales separados presentan ciertos comportamientos: comenzando desde lo más profundo hacia la superficie. La unidad C muestra al eje k1 entre 30 y $\sim 70^\circ$ de inclinación y orientado hacia el Este de la proyección entre 25 y 65° de declinación. El eje k3 se presenta distribuido sobre el plano horizontal y con una tendencia hacia el centro de la proyección de varios puntos y un grupo casi sobre el plano vertical; el eje k2, se distribuye hacia el plano horizontal de la proyección. El eje k1 de la unidad B se ve distribuido en toda la proyección sin una orientación definida, los k3 se distribuyen sobre el plano horizontal de la proyección, mientras el k2 parece tender hacia el centro de la proyección. Para la unidad A, el k1 se distribuye entre 30 y 70° de inclinación y declinación entre 180 y 315° con tendencia al Oeste principalmente. El k3 se distribuye sobre el plano horizontal, el k2 también se distribuye hacia el plano de la proyección.

La **figura 7.6** presenta las gráficas de inclinación de los ejes de susceptibilidad principal k1 y k3, con la división estratigráfica de las unidades A, B y C. Con base en la inspección de las gráficas de inclinación de éstas se definieron las proyecciones de igual área en el hemisferio inferior. Solo para estas proyecciones el eje principal k1 es el círculo y el k3 es el cuadrado, k2 es el triángulo. Las proyecciones Fab1, Fab2 y Fab3 casi se corresponden con las unidades estratigráficas. La variación de la inclinación del eje k3 se escogió para definir estas proyecciones pues la inclinación del eje k1 exhibe demasiada variación. En general estas proyecciones muestran fábricas magnéticas complejas, donde no se observa una tendencia definida. Sin embargo dentro de estas fábricas magnéticas se encontraron las Subfab2 y Subfab3 correspondientes con la Fab2 y Fab3 respectivamente. Estas subfábricas magnéticas muestran orientaciones definidas de los ejes de susceptibilidad principal y elipses de confianza pequeñas. Esto sugiere que dentro de las formas complejas se puede vislumbrar cierto ordenamiento en el proceso. El eje principal k1 en las proyecciones Fab1 y Fab2 muestra un mejor agrupamiento delimitado por las elipses de confianza más pequeñas. Para la proyección Fab3 muestra una elipse pequeña del eje principal k3, sin embargo no se ve una fábrica tipo sedimentaria.

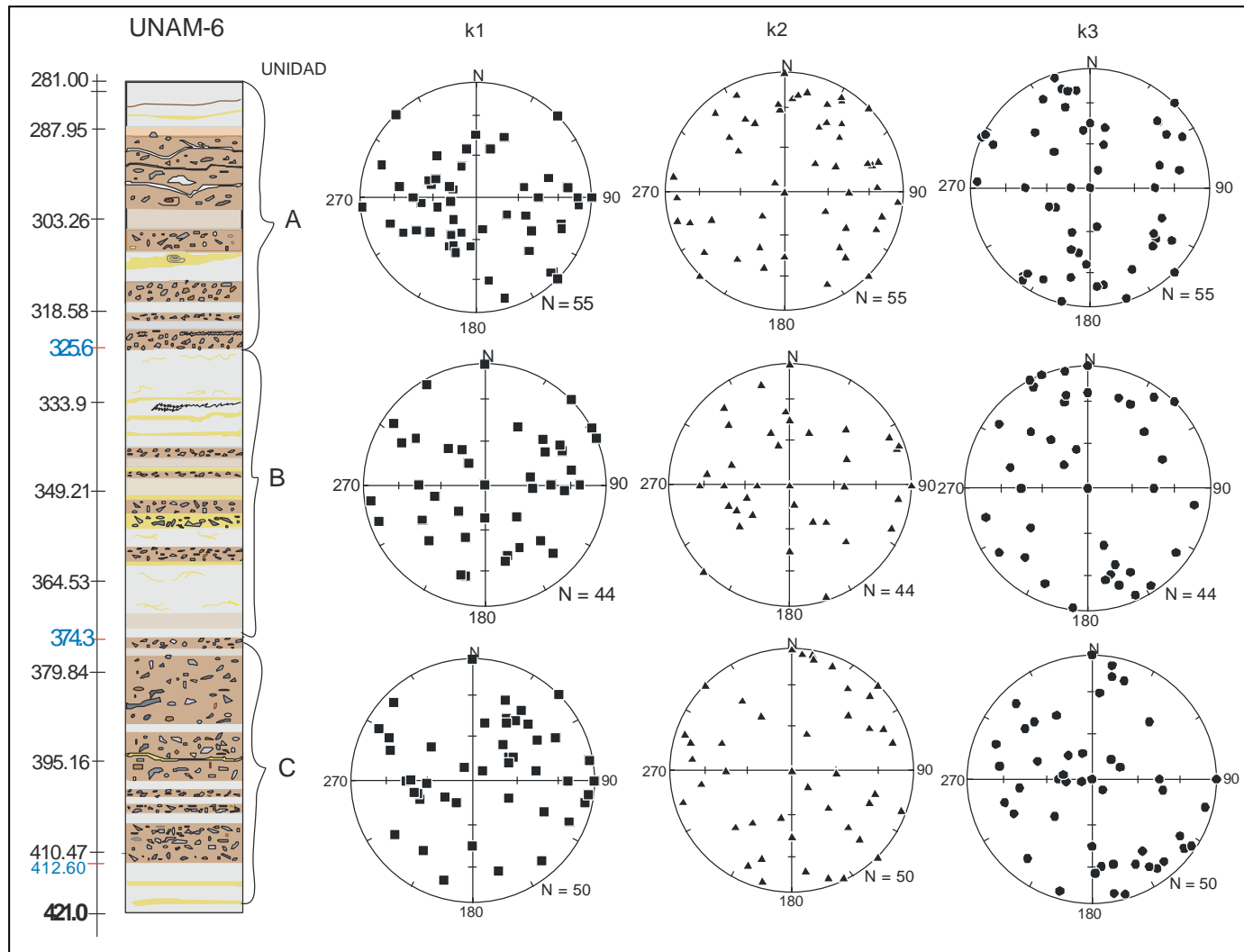


Figura 7.5. Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior de los ejes de susceptibilidad principal por separado de cada unidad de los núcleos del UNAM-6. k1 (■), k2 (▲) y k3 (●).

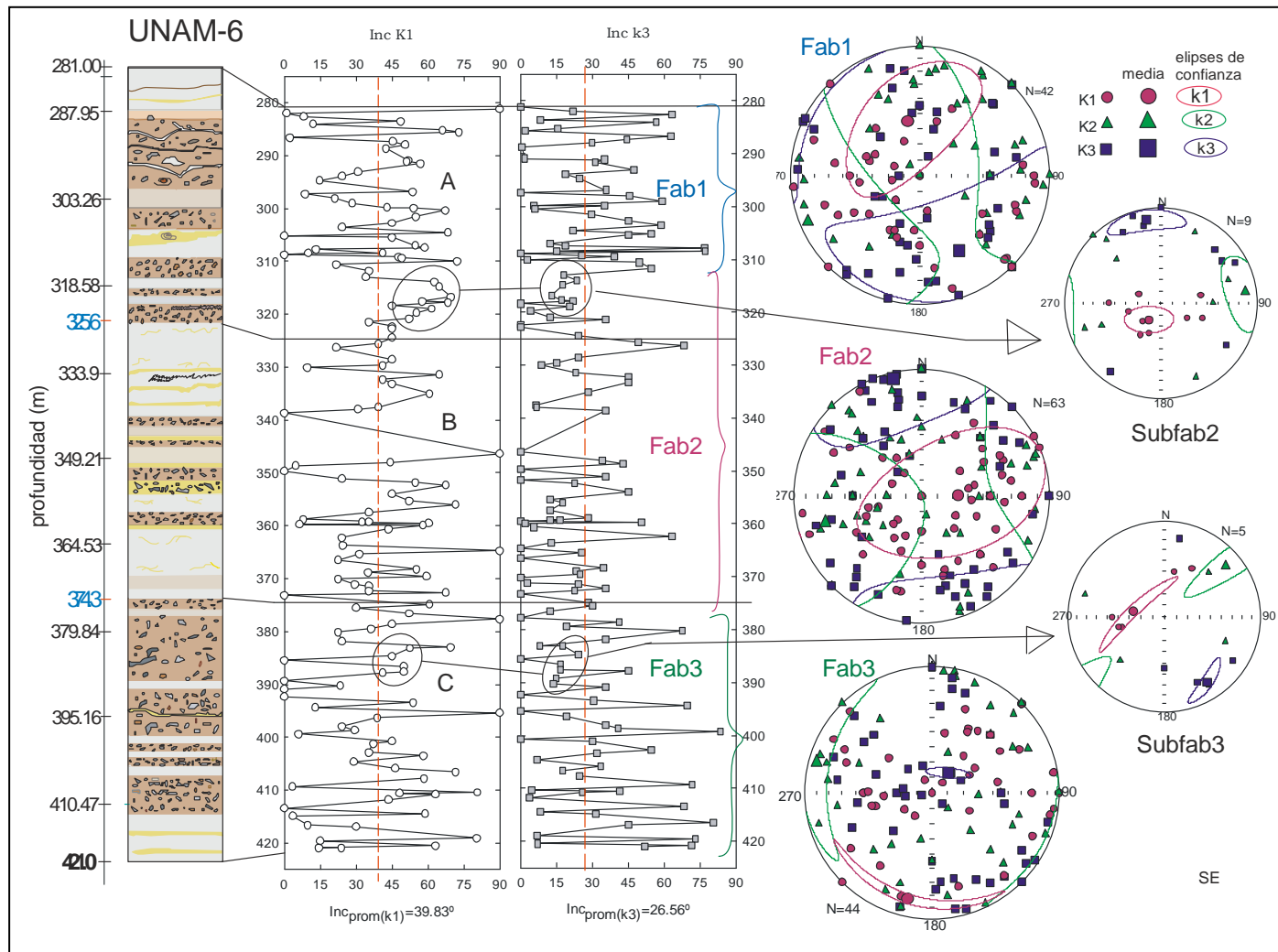


Figura 7.6. Gráficas de la inclinación de los ejes principales k1 y k3 contra la profundidad; Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior. A, B, C unidades estratigráficas. Fab1, Fab2, Fab3, fábricas definidas en base al eje principal k3. Sólo para esta figura el eje k1 es (●), el eje k2 es (▲), el eje k3 es (■).

7.3.2 Efectos de la desmagnetización por campos magnéticos alternos sobre los parámetros de AMS

7.3.2.1 Susceptibilidad

En la **figura 7.7a** se observa susceptibilidad magnética negativa en los especímenes correspondientes a la unidad A (m15U6, m15U6 y m56U6) en color gris y B (m100U6, m112U6, m115U6 y m119U6) en blanco con un punto y negro respectivamente. Ambas unidades presentan un comportamiento similar, la susceptibilidad presenta un pico entre 0 y 10mT y después entre 10 y 20mT un comportamiento estable y desde las 20mT el comportamiento cambia a un poco variable con tendencias decrecientes en la mayoría de estos especímenes hasta las 50mT.

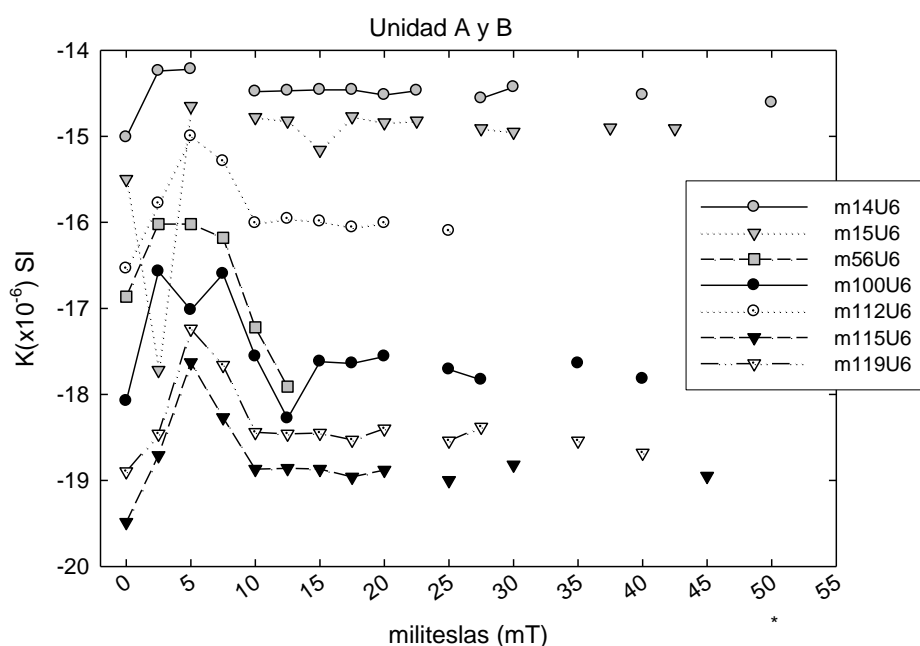


Figura 7.7a. Susceptibilidad magnética contra campo aplicado. Especímenes de la unidad A en color gris, en color negro y blanco con un punto los de la unidad B.

La **figura 7.7b** presenta a los especímenes de la unidad C (m146U6, m164U6, m167U6, m175U6, m178U6, m189U6 y m191U6). El comportamiento de la susceptibilidad es similar a las dos unidades anteriores, donde se nota un incremento de la susceptibilidad magnética hasta los 7.5mT aproximadamente y después se observa un comportamiento estable hasta las 20mT, donde entre 18.5 y 20mT la tendencia varía hacia un aumento o decremento de la susceptibilidad. Entre 25 y 30mT se observa una tendencia ligeramente decreciente de la susceptibilidad magnética.

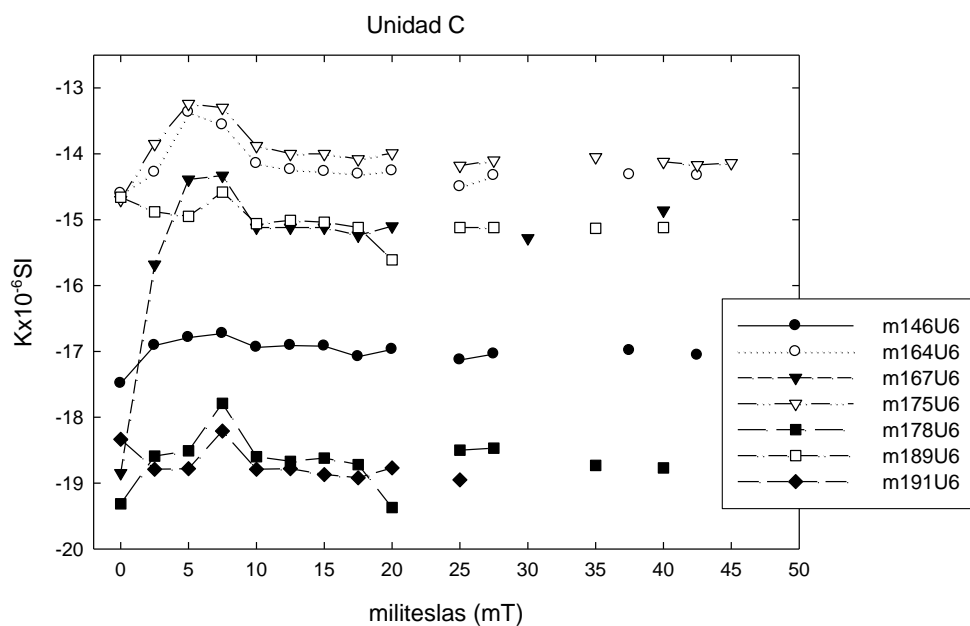


Figura 7.7b. Susceptibilidad contra campo aplicado; unidad C.

Las tres unidades muestran un comportamiento similar aunque en rangos diferentes de susceptibilidad, un incremento de la susceptibilidad desde 0 a 7.5mT y después desde 10 a 20mT un comportamiento estable y de 25 a ~50mT un comportamiento se puede decir regular con tendencias crecientes o decrecientes. ¿qué está pasando con la k ? En el trabajo de [Jordanova et al., \(2007\)](#) se muestra un incremento casi constante aunque irregular en las primeras aplicaciones del campo, ellos mencionan que el incremento en la susceptibilidad en rocas intrusivas, sedimentos y loess-paelosuelos se debe a cambios en el patrón de dominio y al movimiento de las paredes de dominio, produciendo un aumento del área de las paredes de dominio provocadas por los campos alternos. Según [Stacey \(1960\)](#), cuando una roca estacionaria es expuesta a campos alternos lentamente decrecientes a partir de una gran valor, el campo alinea los patrones de dominio de los granos multidominio, de tal forma que la direcciones de dominio, además de ser aleatorias, todas yacen mas cerca de la direcciones de fácil magnetización de los cristales en la dirección del campo. Esto incrementa la susceptibilidad de la roca en la dirección en la cual el campo fue aplicado y disminuye en la dirección inversa. También menciona que el efecto es una consecuencia directa del carácter multidominio de los granos en rocas ígneas. En [Dunlop y Özdemir \(1997\)](#) se dice que para granos multidominio la rotación del dominio es menor comparada con el desplazamiento de la pared de dominio, aumentando los dominios cuya magnetización está favorablemente orientada (paralela o casi paralela) al campo aplicado. Durante este proceso de desplazamiento de la pared, la estructura y energía de una pared no cambian a menos que defectos del cristal impidan el movimiento de la pared en el cristal.

En nuestro caso se observa en general, un incremento pequeño de la susceptibilidad en campos muy bajos, (0-10mT) y después un comportamiento bastante estable; lo que podría sugerir que éste débil incremento de la susceptibilidad se deba a que el movimiento de las paredes de los dominios

no se lleva a cabo, semejante a muestras de paleosuleos donde hay magnetita oxidizada parcialmente durante la alteración pedogénica (Jordanova et al., 2007) y el comportamiento estable se deba a que la configuración original de las paredes de dominio están fuertemente fijadas por lo que el efecto de los campos alternos en la susceptibilidad es menor (Jordanova et al., 2007) para nuestro caso.

7.3.2.2. Grado de anisotropía corregida

En la figura 7.8, en general, se observa un fuerte incremento del parámetro P_j , desde el inicio hasta 10mT, a continuación se presenta un comportamiento que se podría decir casi estable con pequeñas variaciones de los datos hasta las 20-23 mT y después hay un incremento ligero entre ~25 y 30 mT, finalmente se vuelve a un comportamiento un poco mas estable a partir de las 35 mT hasta las ~50mT. Este comportamiento es casi el mismo en todos los especímenes de las tres unidades.

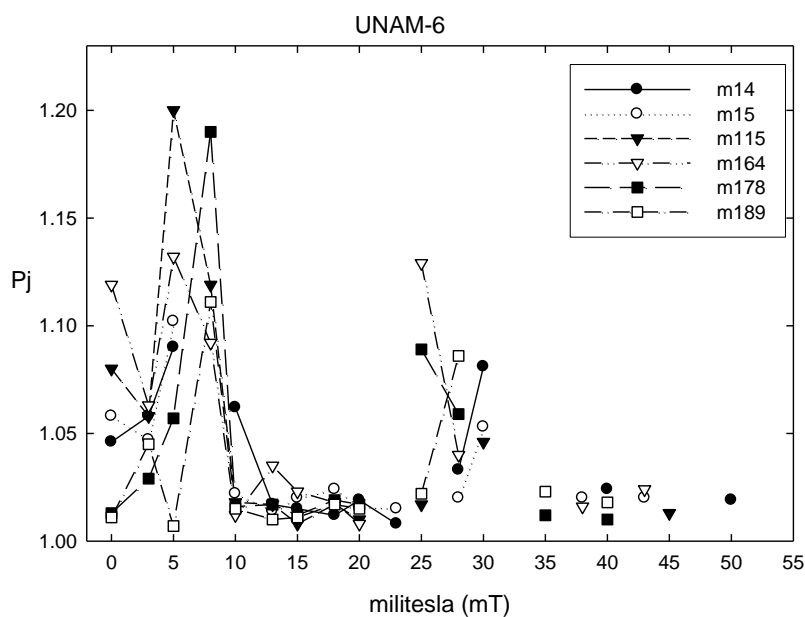


Figura 7.8. Grado de anisotropía corregida versus campo aplicado. Especímenes correspondientes a la unidad A: m14U6 y m15U6; el perteneciente a la unidad B m115. Los de la unidad C son m164, m178, m189.

En todas las unidades el comportamiento es muy similar, se observan dos incrementos importantes de P_j , uno al inicio de la medición entre 0 y 10 mT y otro entre 25 y 30mT, el segundo no tan notable como el primero y después de estos incrementos se observan comportamientos estables, lo que pareciera ser como un ciclo, sin embargo habría que hacer mas mediciones hasta alcanzar las 100mT y observar si es un patrón. Podría decirse que este comportamiento sugiere que estas muestras sufrieron un mismo trabajo físico.

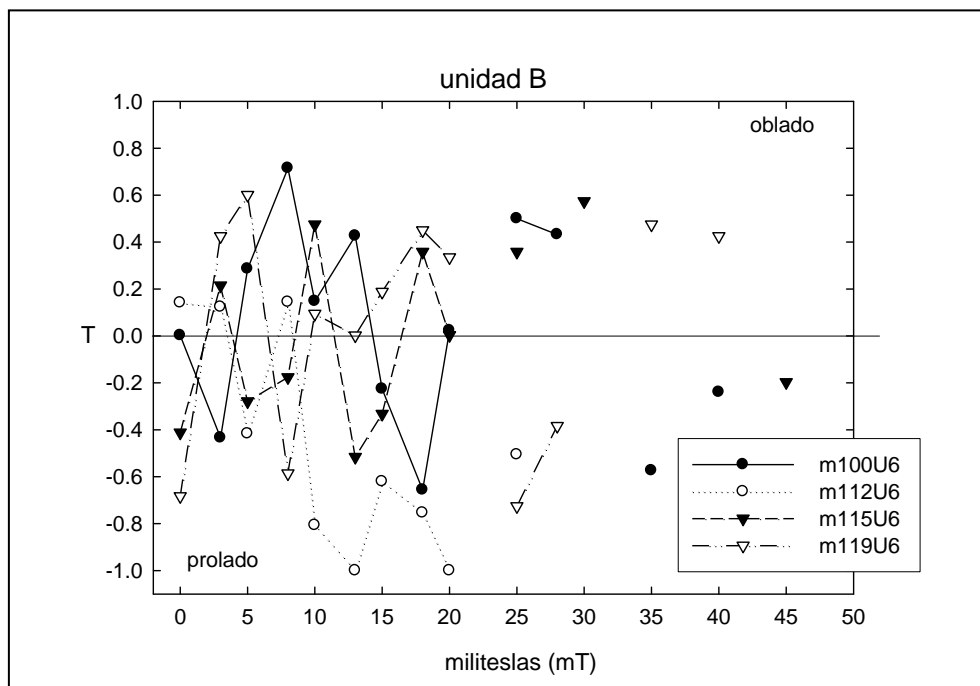
7.3.2.3 Parámetro de forma T 

Figura 7.9a parámetro de forma T en función del campo aplicado

Figura 7.9a. Para la unidad B se tiene que el espécimen m100U6 es oblado desde 5mT hasta 12.5mT y cambia a prolado a partir de 15mT hasta 17.5mT, entre 25 y 50mT varía de una zona a otra. La muestra m112U6 es oblada desde 0 a 7.5mT y cambia a prolada a partir de 10 a ~25mT que fueron todas sus mediciones. La m115U6 es prolada entre 0 y 7.5mT, cambia a oblada a partir de 17.5mT hasta 30mT y en ~45mT, ya al final de su proceso se la encuentra en la parte negativa u prolada. La m119U6 se inicia en la zona prolada y se define oblada desde 0 a 20mT con una visita a la zona prolada en 7.5mT, entre 25y 30mT es prolada y entre 35 y 40mT es oblada. Los especímenes de la unidad A muestra un comportamiento similar al de la unidad B y C.

Para la unidad C, figura 7.9b. La muestra m146U6 se define prolada desde 3 a 22.5mT y parece tender a la zona oblada desde las ~30 a ~45mT. La m164U6 es muy variable en su comportamiento, se pasea por ambas zonas casi en cada paso del procedimiento de desmagnetización. La m167 también presenta variación en su comportamiento en ambas zonas pareciendo tender a la zona oblada sin embargo se observan valores en los campos siguientes en la zona prolada con tendencia ligeramente ascendente. La muestra m175U6 se inicia en la parte oblada hasta las ~15mT con dos visitas a la parte prolada (7.5 y 12.5mT) y cambia a prolada en 17.5 y 20mT. En las mediciones sucesivas sus valores están en la parte negativa de T , en general presenta una tendencia descendente hacia la parte prolada hasta las 45mT.

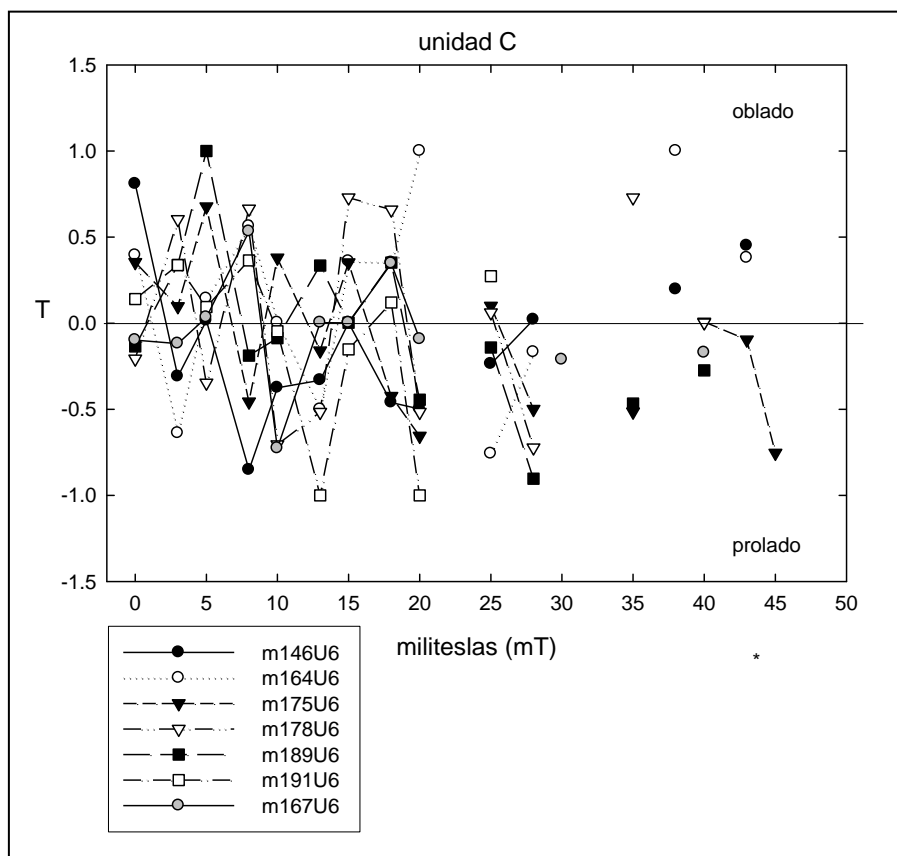


Figura 7.9b. Parámetro de forma T en función del campo aplicado.

La muestra m178U6 (figura 7.9b) varía desde la zona prolada a oblada en cada paso del procedimiento con tendencia descendente a la parte prolada, este comportamiento lo presenta desde el inicio al fin de sus mediciones, en general su comportamiento es muy variable. La m189U6 también presenta un comportamiento variable paseándose por la zona oblada y prolada pero con tendencia ascendente hacia la zona oblada hasta las 20mT. En las mediciones siguientes se observan los datos en la zona prolada entre 25 y ~30mT y 35 y 40mT. El espécimen m191U6 se inicia en la zona oblada (0-7.5mT) y a partir de las 10-20mT se ubica en la zona prolada con la excepción de que a 17.5mT visita la zona oblada, en la última medición que se obtuvo el parámetro esta en la zona oblada. Los especímenes de la unidad A muestran un comportamiento muy similar a los de la unidad C.

El campo aplicado en el parámetro de forma T provocó una gran variación en los especímenes de las tres unidades y no muestran una definición hacia alguna forma del elipsoide de susceptibilidad magnética, ya sea oblada u prolada pues oscilan por ambas zonas en cada paso de desmagnetización. Solo algunas muestras como la m56U6 se mantiene oblada casi desde el inicio de su medición con alguna visita a la zona prolada; la m112U6 se define prolada a partir de las 10mT. En muchos especímenes en campos altos (35-50mT) se encuentran en las regiones opuestas o se mantienen en las mismas zonas dependiendo del espécimen. Esta variación de T

podría deberse a que la orientación de los ejes principales cambia en cada aplicación del campo, indicando que la intensidad del campo aplicada no es suficiente para alinear la dirección de los ejes y así definir una forma, sino que la forma va cambiando según la intensidad del campo van cambiando en cada aplicación. Debido a esta gran variación se graficó cada eje principal k_1 y k_3 durante los campos alternos y los gráficos de cada eje son semejantes a como son los del grado de anisotropía corregida (P_j), solo que para el eje principal k_3 , el pico apunta hacia abajo y para k_1 el pico apunta hacia arriba, y ambos ejes principales entre 10 y 20mT presentan un comportamiento muy regular. El campo los afecta, a los ejes de susceptibilidad principal en cada paso, por lo que la forma del elipsoide no se alcanza a definir.

7.3.2.4 Lineación magnética

En la **figura 7.10** se presenta un comportamiento semejante en las tres unidades, la formación de un pico entre 3 y 10mT después una tendencia ascendente, descendente o casi constante de forma casi gradual entre 10 y 20mT ó hasta 30mT en algunos casos; de 35 a ~50mT el comportamiento en algunos casos es casi gradual descendente o ascendente, por ejemplo para los especímenes de la unidad A estos presentan un incremento casi gradual desde 10 y 15mT hasta 27mT y después hay un descenso en 35-50mT. Las unidades B y C presentan un comportamiento casi constante con ligeras variaciones entre 10 y 20mT y un incremento entre 25 y 30mT y un comportamiento casi homogéneo entre 35 y 50mT. La lineación se ve afectada en los primeros pasos de la desmagnetización por campos alternos y un incremento gradual lo tienen la unidad A desde 10 a ~30mT.

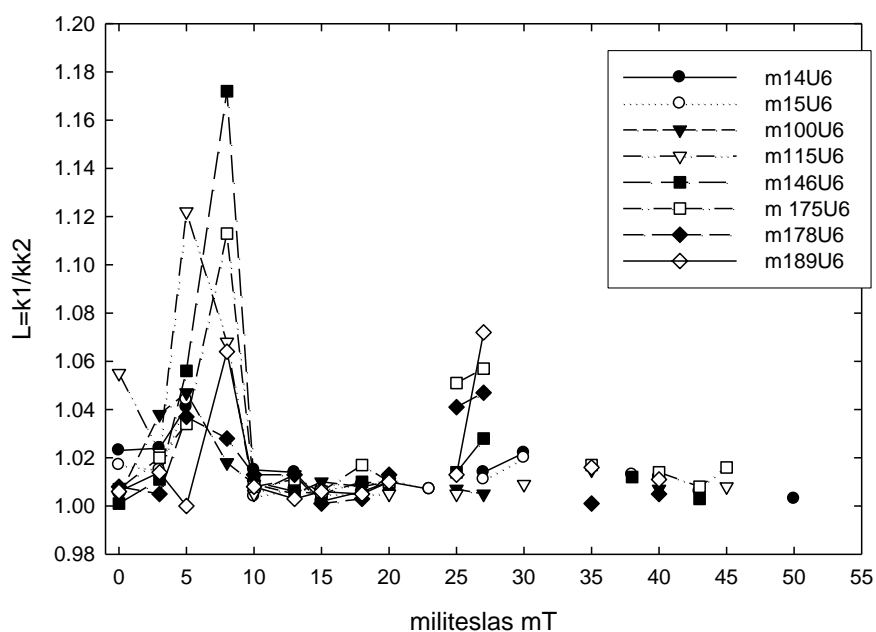


Figura 7.10. Lineación magnética versus campo aplicado. Muestras de la unidad A: m14U6 y m15U6. Unidad B: m100U6, m115U6. Unidad C: m146U6, m175U6, m178U6, m189U6.

7.3.2.5 Foliación Magnética

En la **figura 7.11** se observa un comportamiento similar al de la Lineación magnética, con un pico en las primeras mediciones hasta las 10mT después un comportamiento donde las mediciones son menos variables, se podría decir que regulares pues no hay mucho incremento del parámetro entre 10 y 20mT, después algunos especímenes de la unidad A y B muestran una tendencia creciente entre ~22 a 30 mT, y entre 35 y 50mT se observa una tendencia ligeramente creciente de algunas muestras de ambas unidades. Algunos especímenes de la unidad C muestran un comportamiento variable con tendencias crecientes y decrecientes entre 25 y 30mT y un comportamiento semejante entre 35 y 45mT.

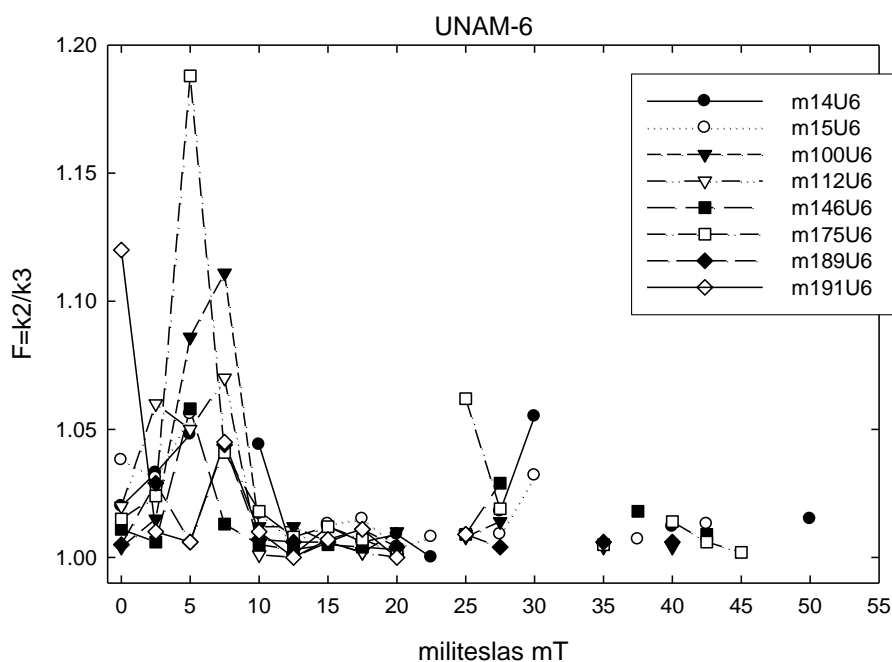


Figura 7.11. Foliación magnética versus campo aplicado. Especímenes pertenecientes a la unidad A: m14U6 y m15U6. Unidad B: m100U6 y m112U6. Unidad C: m146U6, m175U6, m189U6, m191U6.

7.3.2.6 Diagrama de Jélinek

Unidad A. Los especímenes de esta unidad muestran que durante la aplicación del campo el Pj se incrementa desde el paso 1 al 3 ó 4 y desde el 5º paso disminuye con la aplicación del campo. El parámetro de forma T cambia a la zona oblada en las muestras m14U6 y m56U6, ésta última se define oblada después del paso número 2 ó de las 2.5mT, ver [tabla 7.1](#) de correspondencia, hasta el fin de su procedimiento. El grado de anisotropía corregida Pj se mantiene en el intervalo (1.0, 1.03).

Unidad B. Los especímenes de esta unidad muestran que Pj se incrementa desde el paso 1 al 3 ó 4 y disminuye a partir del 4º ó 5º paso. El Pj se mantiene entre 1 y 1.03 desde el paso 5 hasta el fin

del procedimiento de cada muestra. El parámetro de forma T varía de oblado a prolado casi en forma vertical desde el paso 5 hasta el fin del proceso. La m112U6 se define prolada desde el paso 5 hasta su fin y la m119U6 se define prolada desde el paso 5 hasta el 9 con algunas visitas a la zona positiva de T. En los últimos pasos se comporta variable perdiendo la definición en la forma.

Unidad C. En las muestras de esta unidad el Pj se agrupa entre 1 y 10.4 desde el paso 5 hasta el fin del procedimiento. Desde el paso 1 al 3 ò 4 Pj se incrementa y disminuye desde el 5º. T es muy variable desde las primeras mediciones, cambia de la zona oblada a prolada o viceversa. **Figura 7.12.**

Se observa que el grado de anisotropía corregida Pj se incrementa desde 2.5 hasta 10mT y después disminuye desde las 10mT hasta el fin del procedimiento de cada muestra (en todas las unidades). También se mantiene en el intervalo (1, 1.03) principalmente hasta las 20mT y después varía en algunas muestras hasta el fin del proceso de cada espécimen. Mientras T no se define durante el procedimiento y solo dos muestras: la m112U6 y la m119U6 definen la forma oblada o prolada al final o en medio del proceso de desmagnetización, ambos pertenecen a la misma unidad estratigráfica B.

Tabla 7.1 de correspondencia

#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
mT	0	2.5	5	7.5	10	12.5	15	17.5	20	22.5	25	27.5	30
#	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
mT	32.5	35	37.5	40	42.5	45	50	60	70	80	90	100	

#: número de paso; mT: miliTeslas.

7.3.2.7 Proyecciones ortogonales de AMS

En la **figura 7.13** se nota que durante la aplicación de campos alternos, los ejes de susceptibilidad principal no mostraron una secuencia de desmagnetización consecutiva, las proyecciones de igual área muestran un comportamiento complejo durante la desmagnetización, la dirección de los ejes principales es aleatoria. El agrupamiento observado entre 0 y ≈ 10 mT donde se forma el pico y el agrupamiento entre 10 y 20mT con el comportamiento más estable (de las mediciones de los parámetros anteriores) no se ve reflejado en las proyecciones ortográficas. Esto sugiere que durante este proceso de desmagnetización no se lograron concentrar los momentos magnéticos de los dominios con coercitividads más bajas que la amplitud entre 0 y 10mT del campo aplicado y por lo mismo no hay una orientación definida en los ejes de susceptibilidad principales.

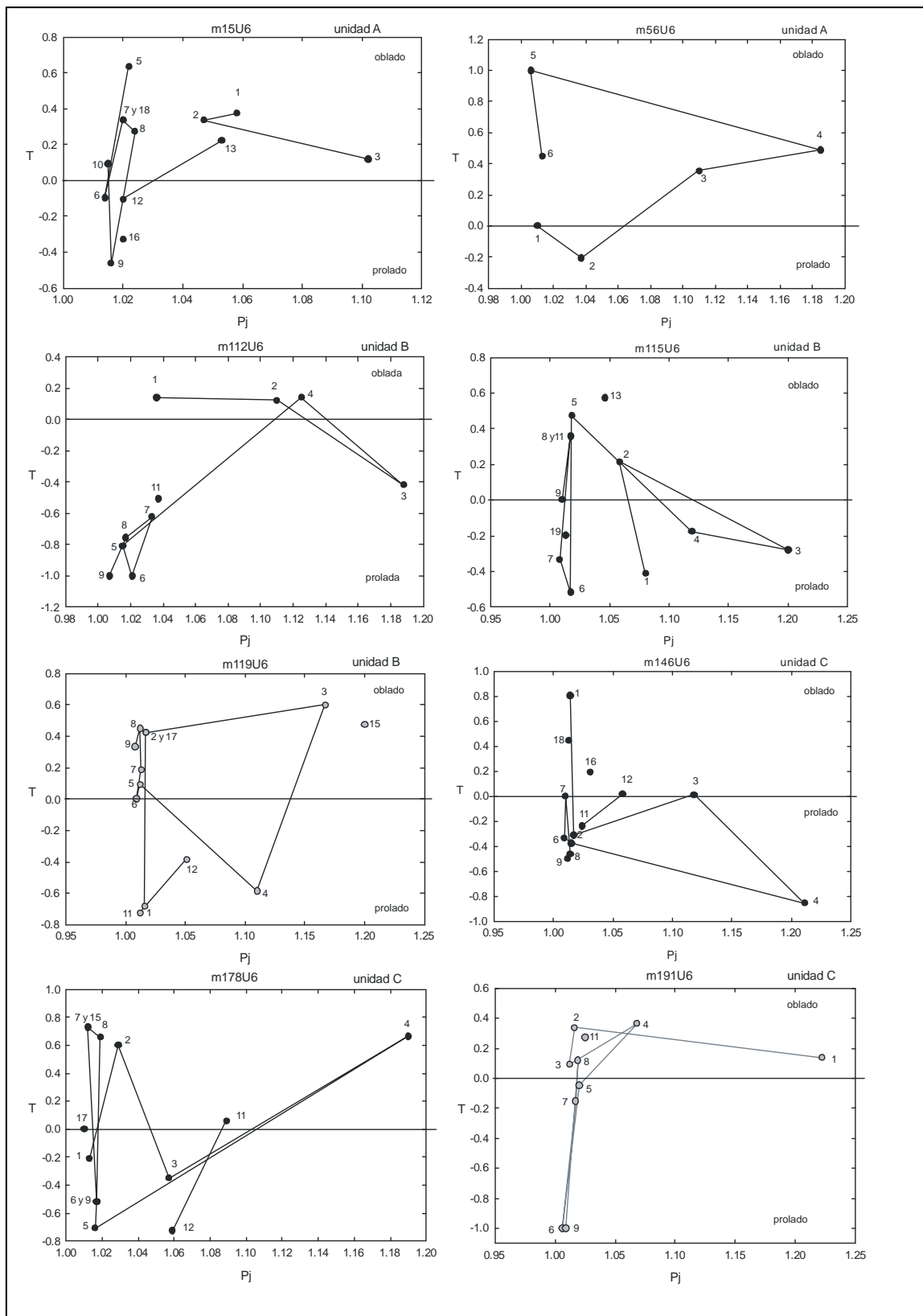


Figura 7.12. Diagramas de Jélinek (P_j vs T) durante campos alternos de muestras representativas.

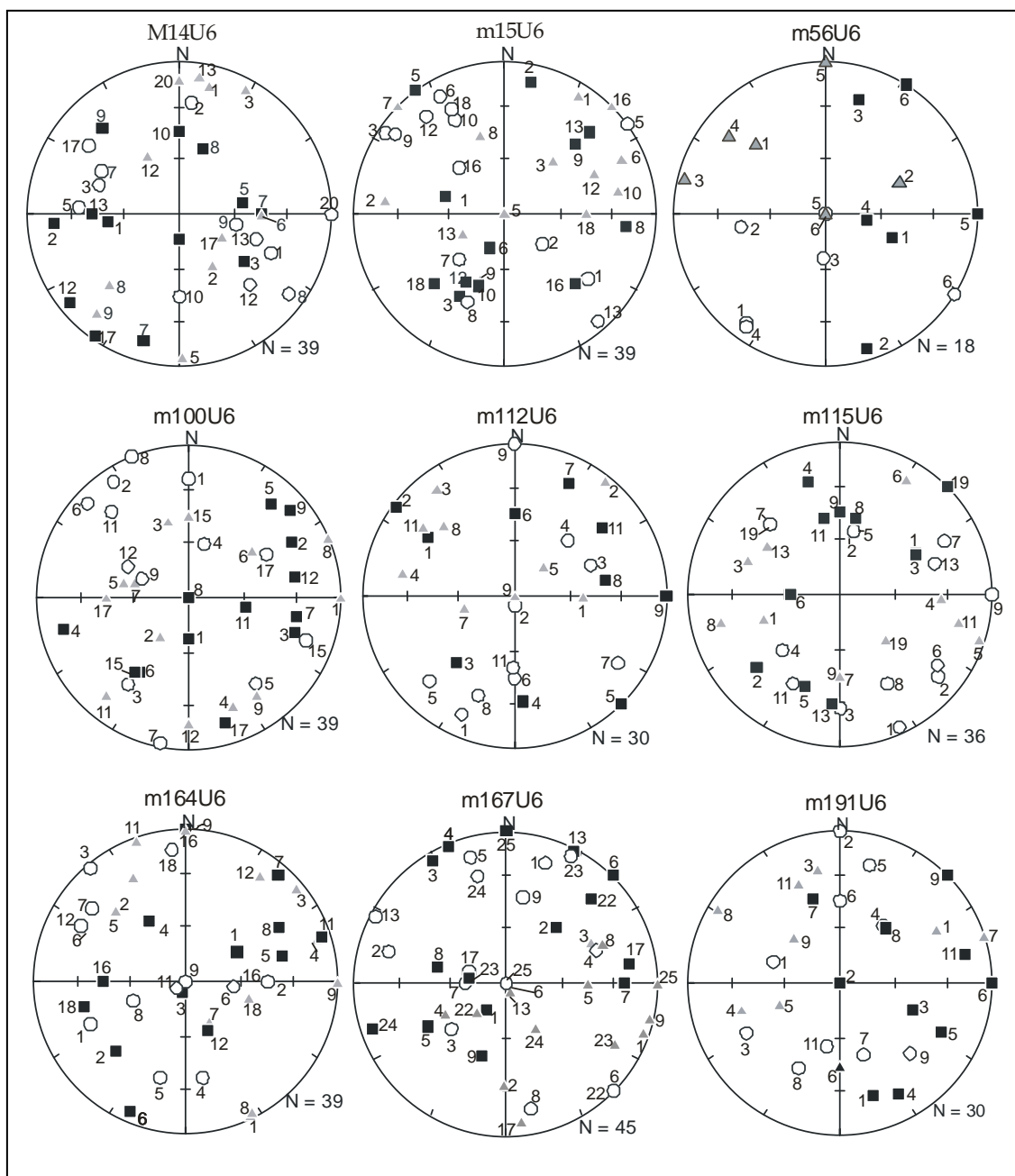


Figura 7.13. Proyecciones de igual área en el hemisferio inferior de los ejes de susceptibilidad principal durante la desmagnetización por campos alternos. Los especímenes de la primera línea de proyecciones, m14U6, m15U6 y m56U6 pertenecen a la unidad A. La segunda a los de la unidad B y la tercera a la unidad C. Los números al lado de cada eje significan el número de pasos que se corresponden con el campo aplicado Ver [tabla 7.1](#) de correspondencia. El eje máximo k1 (■), el mínimo k3 (●) y el intermedio k2 (▲).

7.3.2.8 Grado de anisotropía corregida P_j en función de susceptibilidad K

Se realizó también el análisis del grado de anisotropía en función de la susceptibilidad magnética P_j vs. K , durante este proceso de desmagnetización, en la [figura 7.14](#) se presentan especímenes representativos del comportamiento de estos parámetros. Se puede ver que ambos parámetros

aumentan al incrementarse el campo, desde 0 hasta 7.5 ó 10 mT y después disminuyen agrupándose entre 10 y 25mT y siguen agrupándose en un intervalo, hasta el fin de la desmagnetización, dependiente de cada muestra; lo que sugiere una relación entre ambos parámetros;

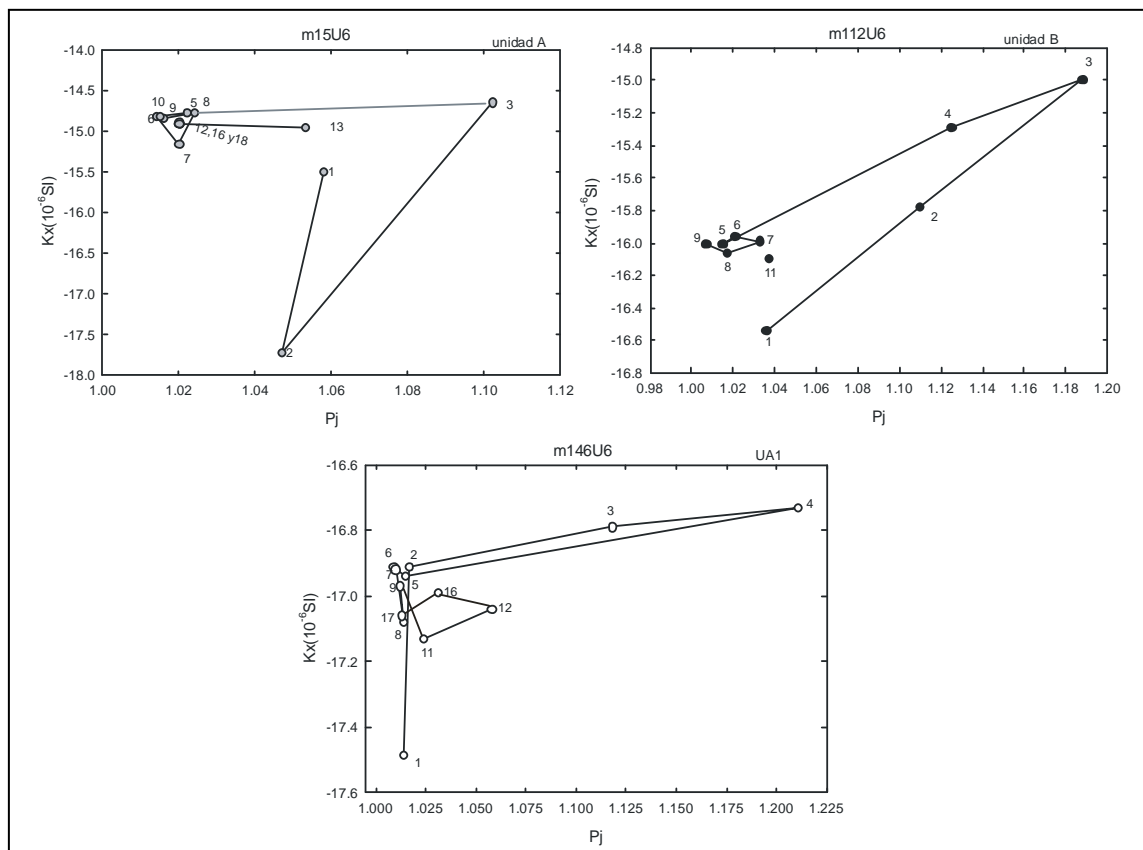


Figura 7.14. Diagramas de susceptibilidad contra el grado de anisotropía corregida. Los números al lado de cada punto significan el número de paso correspondiente al campo aplicado; ver [tabla 7.1](#) de correspondencia.

La relación de ambos parámetros desde 0 a 10mT presenta el incremento visto en los demás parámetros y luego la estabilidad mostrada en el agrupamiento desde 10mT hasta el fin del procedimiento. El incremento de la susceptibilidad magnética no se presenta como en el trabajo de [Jordanova et al. \(2007\)](#) y de [Bernard H. et al. \(2007\)](#) para rocas carbonatadas o diamagnéticas. Se muestra distinto. En [Jordanova et al \(2007\)](#) el incremento se ve variable en los loess-paleosuelos, pero incrementándose inicialmente entre 0 y 10mT y después un incremento mayor entre 20 y 50mT y en campos mas altos las variaciones son relativamente moderadas (hasta las 200mT).

En cambio, nuestros especímenes muestran un pico entre 0 y 10mT y después su comportamiento es estable hasta las 20mT, a partir de las 25-50mT parece mantenerse un comportamiento similar, es decir moderado. Sin embargo entre 50mT y 100mT no se sabe cual es el comportamiento pues ya no se aplicó más campo, debido a que las susceptibilidad magnética y la magnetización remanente mostraban valores demasiado bajos, sólo una muestra la m167U6 está desmagnetizada hasta las 100mT y el comportamiento que presenta es estable con tendencia decreciente hasta las

100mT; lo que podría sugerir que las demás muestras se pudieran comportar así, para verificar habría que continuar con las mediciones a partir de los campos donde ya no se aplicaron y medir la AMS en cada paso.

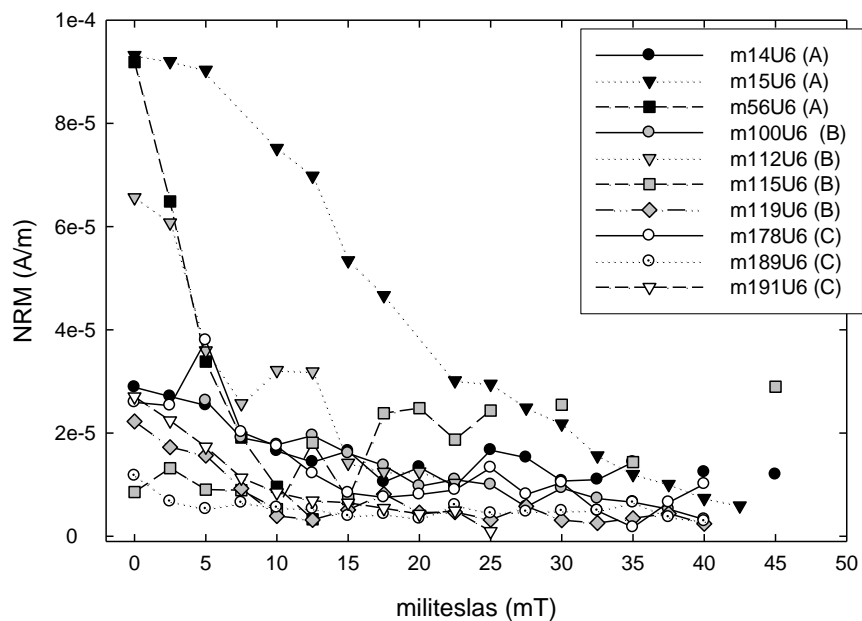
7.3.2.9 Magnetización natural remanente durante la desmagnetización por campos alternos

La [figura 7.15a](#) corresponde con los especímenes que presentan un comportamiento semejante. Los especímenes de la unidad A presentan tendencia decreciente y comportamiento gradual, el espécimen m14U6 tiene un comportamiento mas variable pues disminuye hasta las 22.5mT y después se incrementa un poco y va disminuyendo de forma variable para disminuir desde 35 a ~50mT.

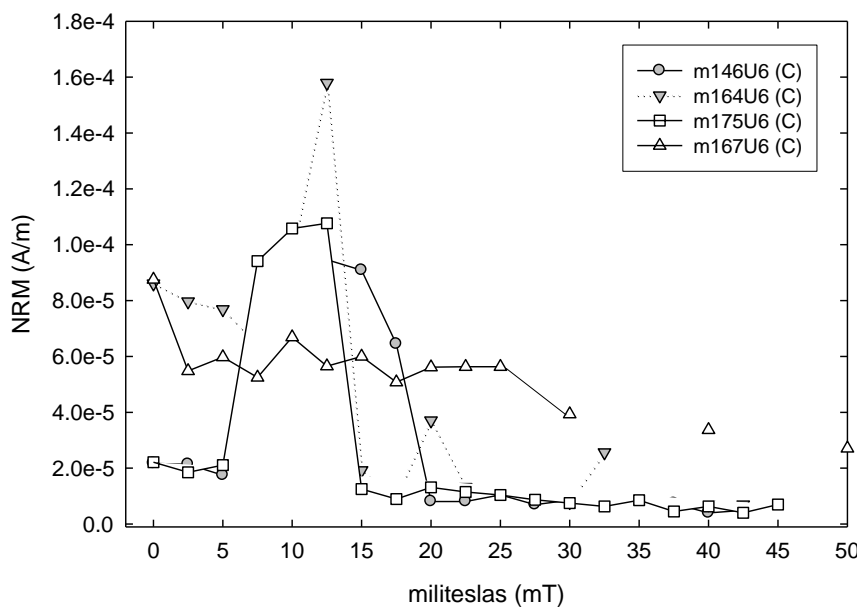
Los especímenes de la unidad B muestran también disminución de forma variable y desde las 30mT el descenso se ve mas gradual, de forma similar le ocurre a la muestra m112U6 entre 15 y 22.5mT. La excepción es el espécimen m115U6 que se incrementa desde las aproximadamente 12.5mT sugiriendo que se comenzó a magnetizar desde el campo mencionado.

La NRM, de la unidad C, durante campos alternos presenta dos comportamientos distintos, uno que se pueden ver en la [figura 7.15b](#), donde después de las 5mT estas muestras (m146U6, m164U6, m175U6) forman picos o una curva entre 5 y 15 ó 20mT y después se observa un comportamiento estable hasta el fin del procedimiento. El otro comportamiento es similar al de las unidades A y B ([figura 7.15a](#)), con la tendencia decreciente de la magnetización y algunos comportamientos variables al final del proceso como la muestra m178U6, donde a partir de las 35mT a 40mT se incrementa. La m167U6 presenta un comportamiento muy variable desde el inicio, pero desde 17.5 hasta 20mT se observa un comportamiento más estable y después presenta datos con tendencia decreciente.

La desmagnetización por campos alternos provocó un decremento de la NRM para la mayoría de los especímenes analizados y en algunos casos ya mencionados en el párrafo anterior se observa un comportamiento diferente desde 5 a ≈20mT y después un comportamiento estable. Esto podría sugerir que estos especímenes contienen algún componente que se perturba en estos campos, tal vez perdiendo o solo alterando la intensidad magnética, pues por el comportamiento siguiente a la perturbación que es casi homogéneo con tendencia decreciente, parece continuar con la desmagnetización de forma consecutiva en estos especímenes.



a)



b)

Figura 7.15 a y b. Magnetización Natural Remanente durante la desmagnetización por campos alternos.

7.3.3 Técnicas de magnetismo de rocas

7.3.3.1 Desmagnetización vectorial por campos alternos

En las [figuras 7.16a y b](#) las proyecciones ortogonales o diagramas de Zijdeveld presentaron trayectoria complejas de una a dos componentes secundarias fuertes en la mayoría de las muestras. Una componente secundaria fuerte entre 25-80mT pertenece a la muestra m167U6, aunque no se desmagnetiza completamente, indicando minerales con fuerza coercitiva alta. Pocas muestras presentan una componente estable, m15U6 y m56U6 encontradas en campos medios a bajos ~28-38mT y 8-13mT respectivamente. La magnetización presenta valores muy bajos (de E-08 o menos). La m56U6 se desmagnetizó en los primeros pasos (15mT). Todos los especímenes muestran comportamientos intrincados (m175U6 y m164U6), unos mas que otros, en la [figura 7.16c](#) se muestran dos ejemplos de éste comportamiento.

Usando el método de mínimos cuadrados ([Kirschvink, 1980](#)) se obtuvo la inclinación magnética característica. Como se puede ver en la [figura 7.17](#) son muy pocos datos a los que se les aplicó este método; los resultados obtenidos presentan muy pocas inclinaciones características y están dispersas entre -45° y 45° en las unidades A y C.

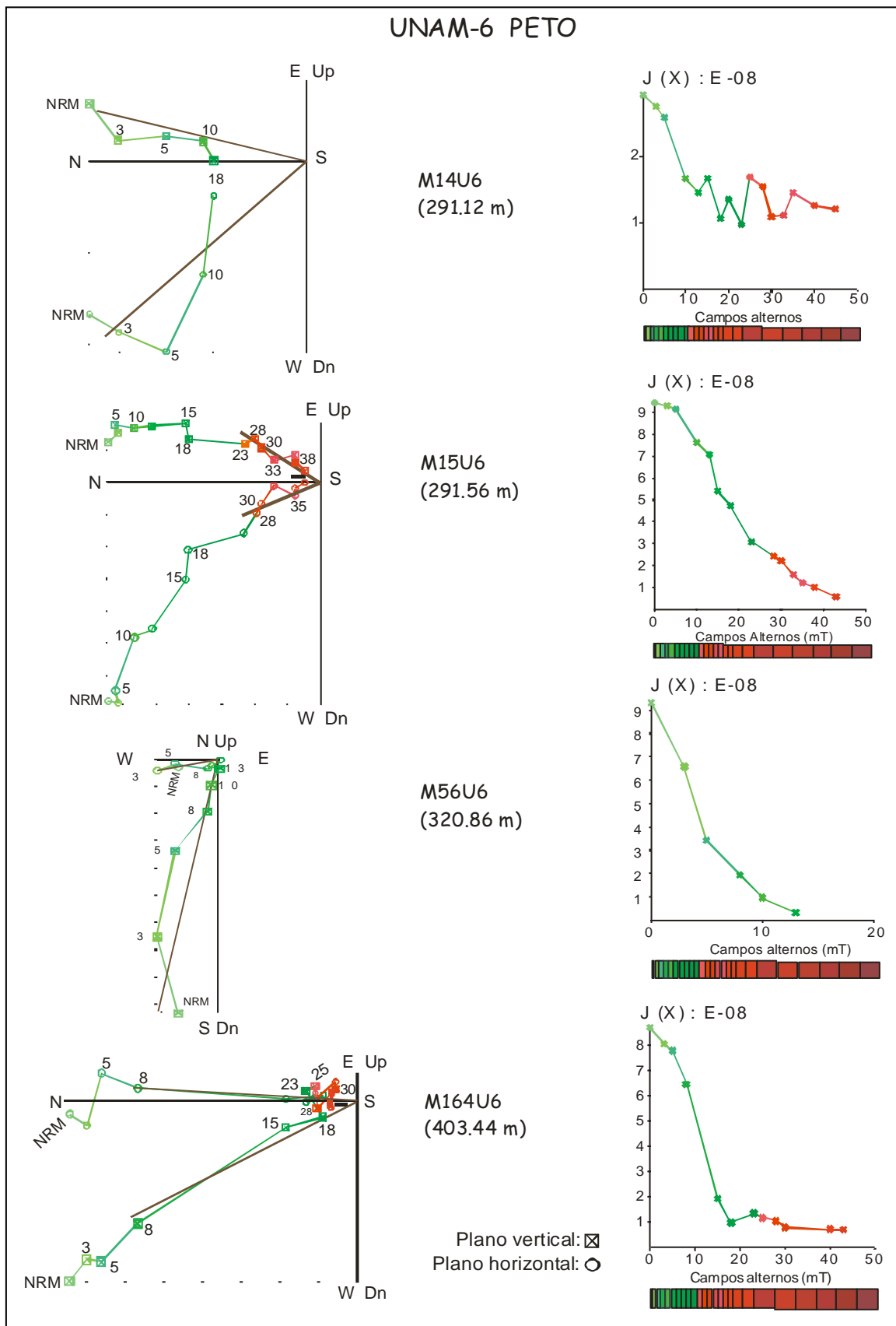


Figura 7.16a. Diagramas vectoriales y magnetización en función del campo aplicado.

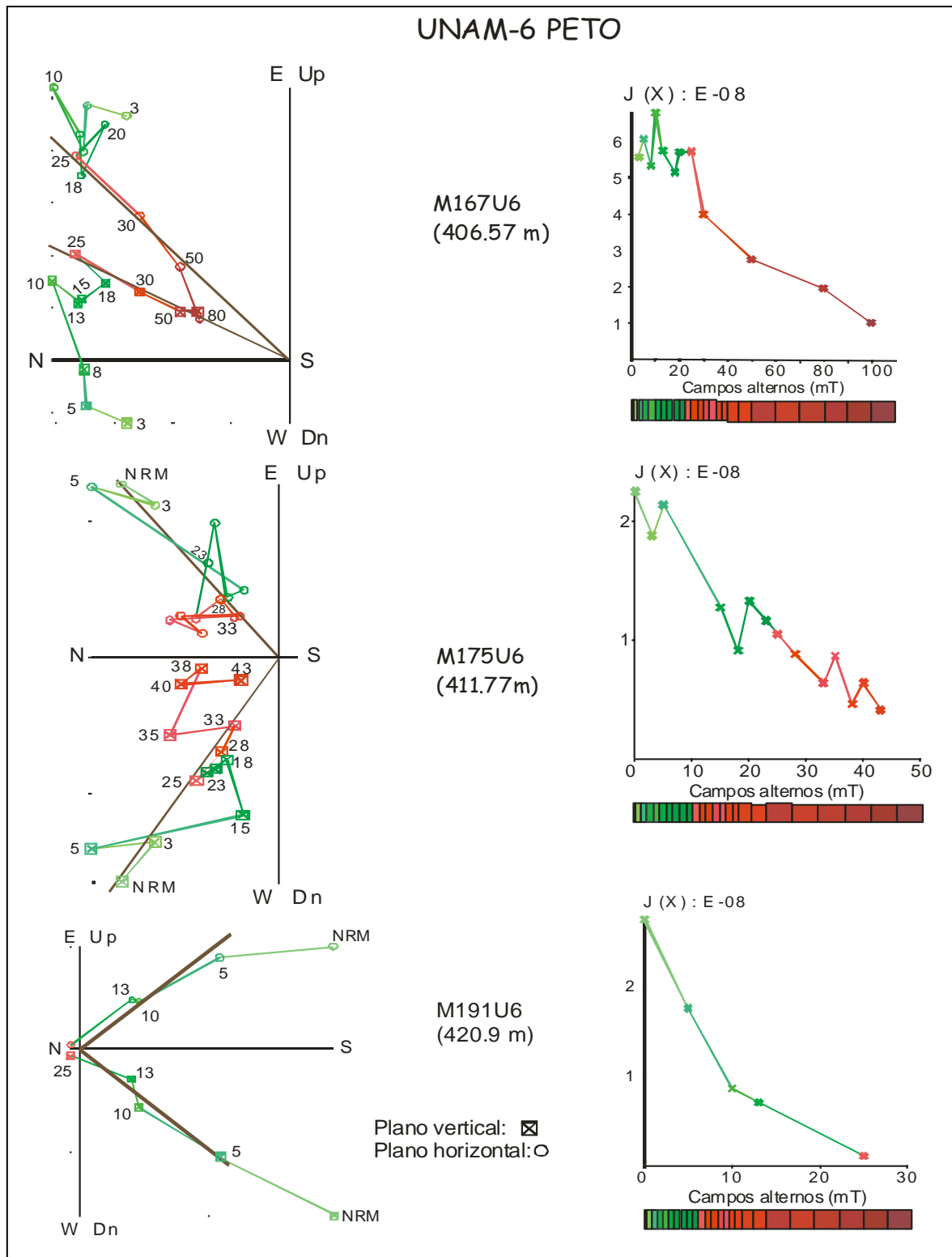


Figura 7.16b. Diagramas vectoriales de especimenes seleccionados.

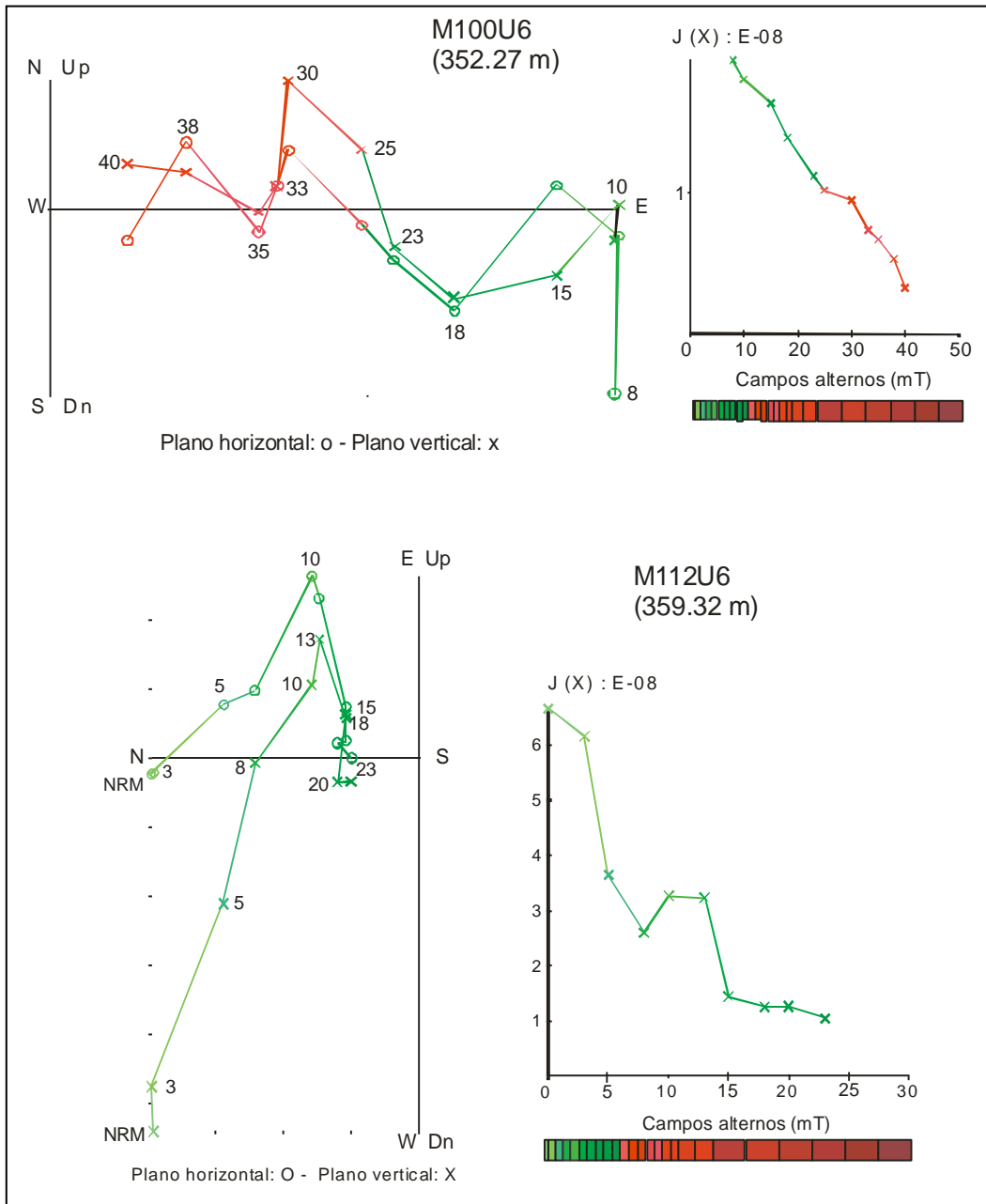


Figura 7.16c. Diagramas de desmagnetización vectorial de especímenes seleccionados.

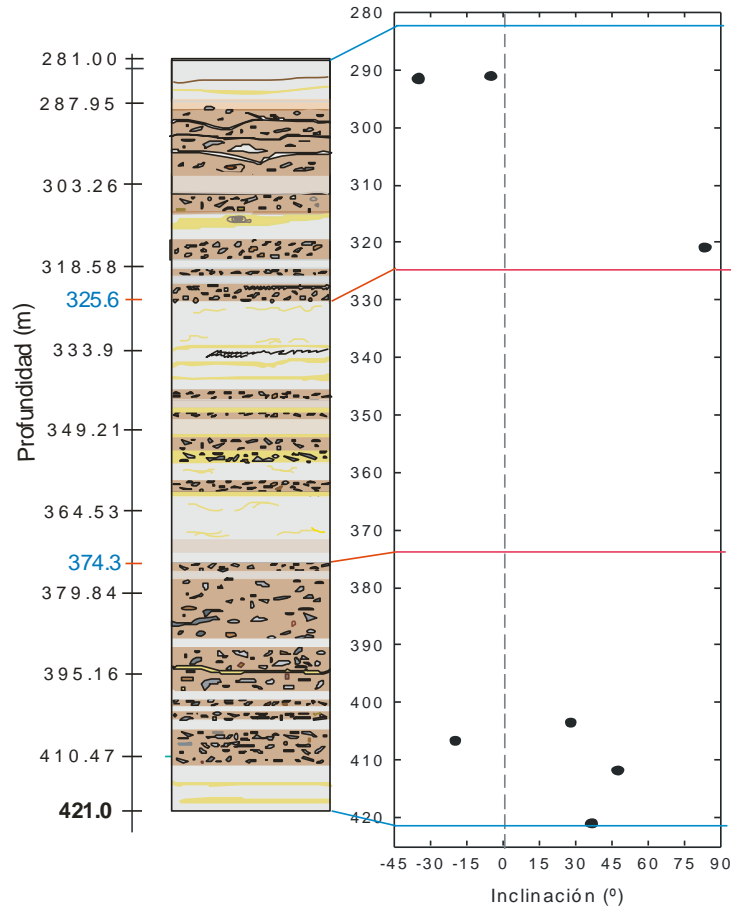


Figura 7.17. Inclinación característica remanente después de la desmagnetización por campos alternos graficada en función de la posición estratigráfica del UNAM-6.

7.3.3.2 Experimentos de susceptibilidad versus temperatura

En las gráficas de susceptibilidad en función de la temperatura, **figuras 7.18a y b**, es difícil definir los minerales contenidos en los especímenes pues la susceptibilidad es demasiado baja, acercándose al cero y hasta dando señal en números negativos. Por lo que solamente se sugerirán los minerales que se infieren. Para el espécimen m15U6 se sugiere maghemita que se transforma en hematita durante el enfriamiento. La m34U6 podría tener magnetita con diferentes proporciones de titanio (Ti) y maghemita y que al regreso se transformó en magnetita; la m51U6 posiblemente sea pirrotita y regresa como magnetita mas otra fase que tal vez sea la misma pirrotita. Para los especímenes de la unidad B, se muestran valores muy bajos de susceptibilidad y hasta negativos, se infiere Ti-magnetita con diferentes proporciones de Ti y tal vez Ti-maghemita para la m119U6 y m130U6 respectivamente, en el enfriamiento probablemente sean magnetita y maghemita mas otra fase magnética.

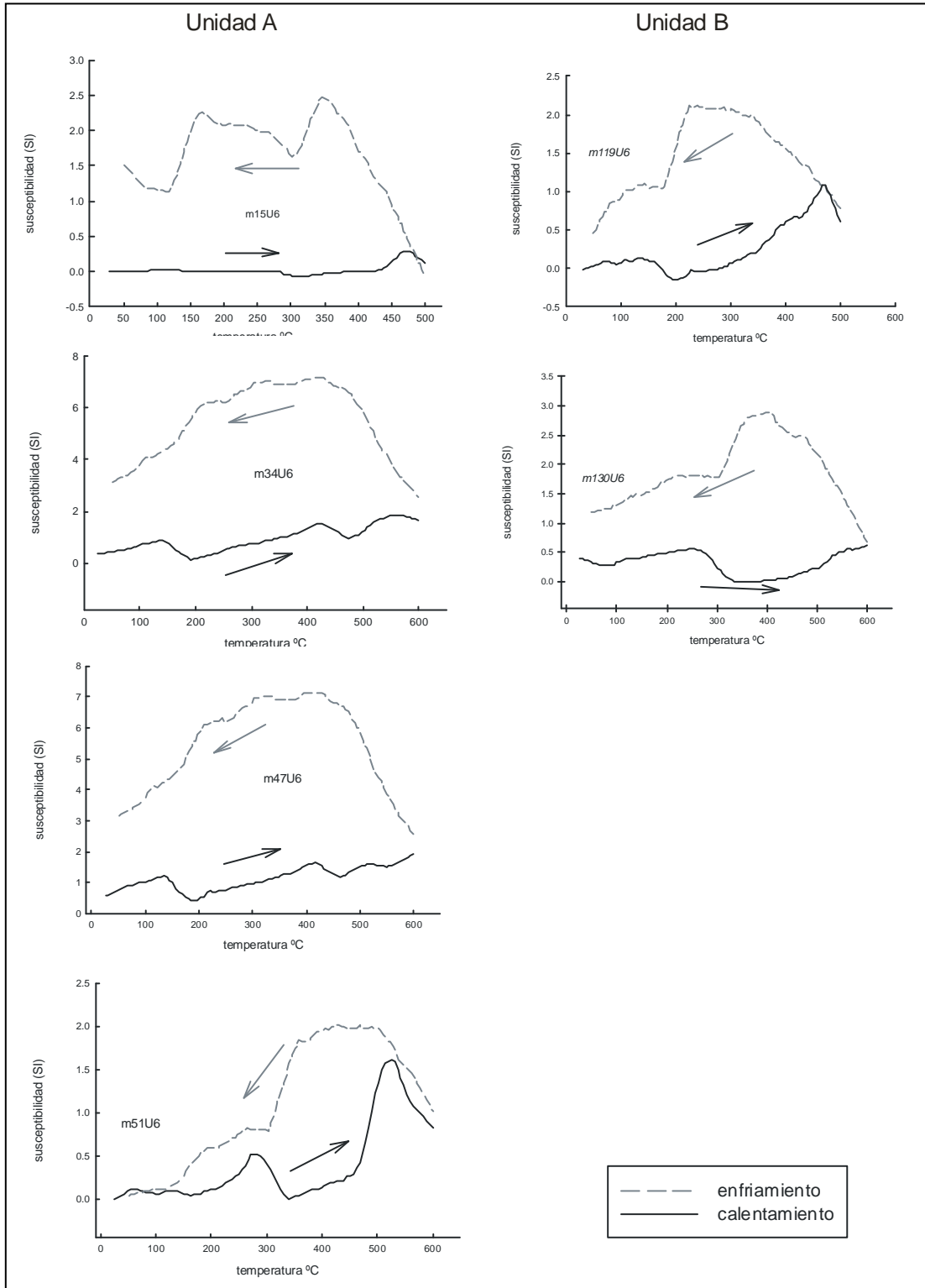


Figura 7.18a. Susceptibilidad versus temperatura. En la columna de la izquierda se muestran los especímenes de la unidad A y en la columna derecha los de la unidad B de los núcleos del UNAM-6 Peto.

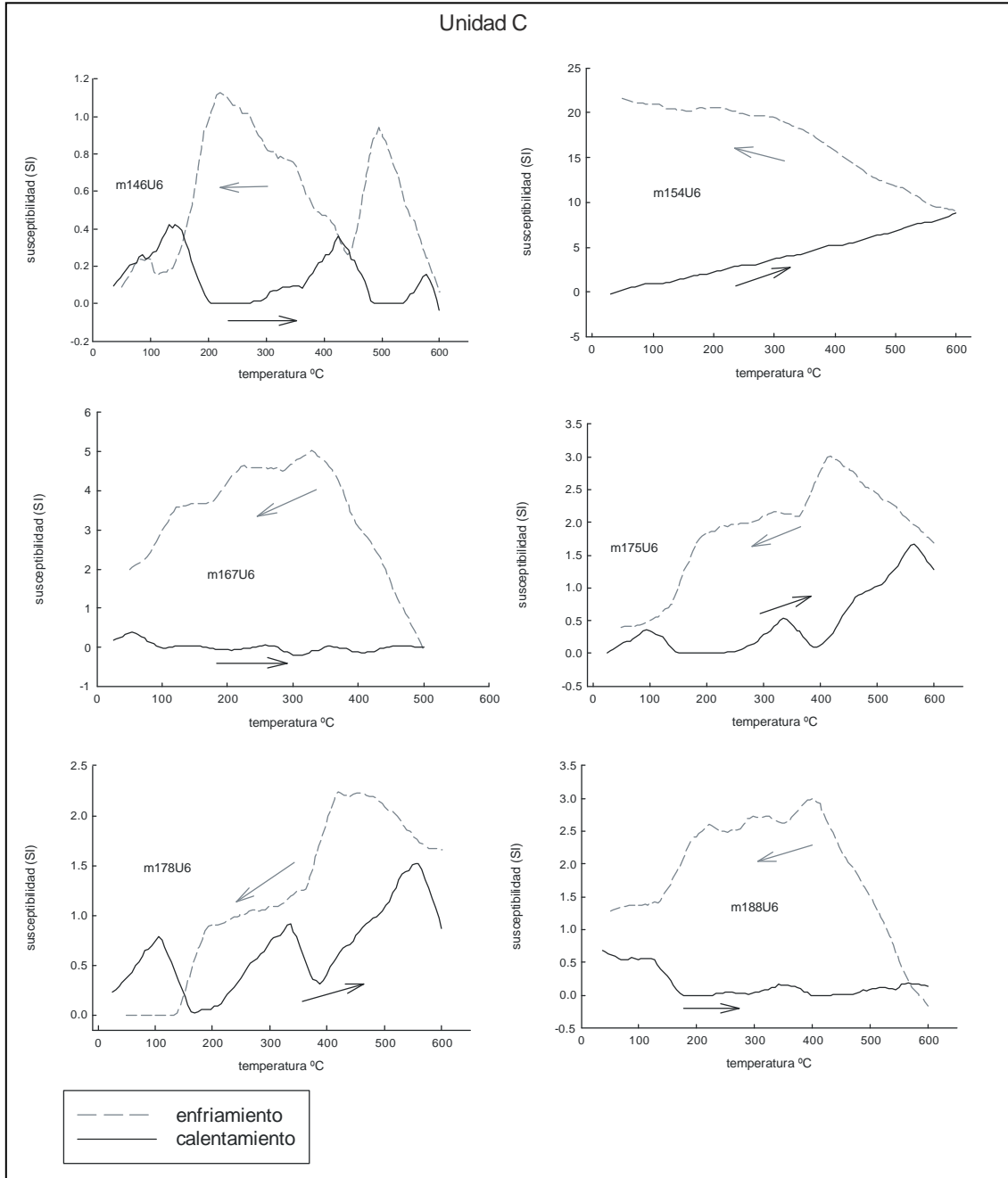


Figura 7.18b. Susceptibilidad versus temperatura de la unidad C de los núcleos del UNAM-6 Peto.

La unidad C muestra variados comportamientos y varias fases magnéticas; entre 350 y 400°C se observa una inflexión en la curva del calentamiento de m175U6 y m178U6 probablemente sea maghemita y un decaimiento en ~580°C sugiriendo magnetita, en el enfriamiento el comportamiento es similar indicando en general dos fases magnéticas, probablemente maghemita y magnetita. Las muestras m167U6 y m188U6 presentan un comportamiento semejante durante el enfriamiento sugiriendo una fase magnética probablemente magnetita. Durante el calentamiento la susceptibilidad es muy baja y no se

puede definir el mineral. Las muestras m154U6 y m146U6 muestra varias fases con caídas en 200, ~500 y en ~600°C indicando tal vez magnetita o hematita, ambas con contenido de Ti. En el enfriamiento se observan dos picos principales probablemente magnetita y maghemita. La m154U6 solo muestra una tendencia lineal creciente, de la que no infiero que podría ser.

7.3.3.3 Ciclos de histéresis y adquisición de magnetización remanente isoterma

Para la figura 7.19a y 7.19b, el inciso i) muestra los diagramas de histéresis no corregidos donde se presenta la pendiente negativa indicando material diamagnético, el inciso ii) exhibe los ciclos después de la corrección de la pendiente donde se observan ciclos muy estrechos con mucho ruido en estos, sugiriendo material paramagnético y superparamagnético, probablemente halla una mezcla de magnetita y hematita. En Channell y McCabe (1994) se menciona que los valores altos de la proporción de coercitividad y el ciclo de histéresis con cintura de avispa para calizas remagnetizadas han sido interpretadas como indicativas de una distribución bimodal de coercitividades en magnetita, donde la remanencia isoterma es portada por la fracción SD de alta coercitividad y el volumen total de magnetita es dominado por los cristales de magnetita de grano grueso de baja coercitividad (Jackson, 1990).

Los gráficos de adquisición de la IRM, inciso (iii) muestran adquisiciones de magnetización muy variables y no se alcanza la saturación, indicando una mezcla de partículas, se sugieren minerales como la magnetita probablemente hematita y goetita. Muchos de los especímenes que están muy ruidosos es porque quizás tengan valores muy pequeños (medidas muy bajas) y/o el equipo no tenía la resolución necesaria para leer los datos reales de la muestra, esto también se ve en los ciclos de histéresis corregidos.

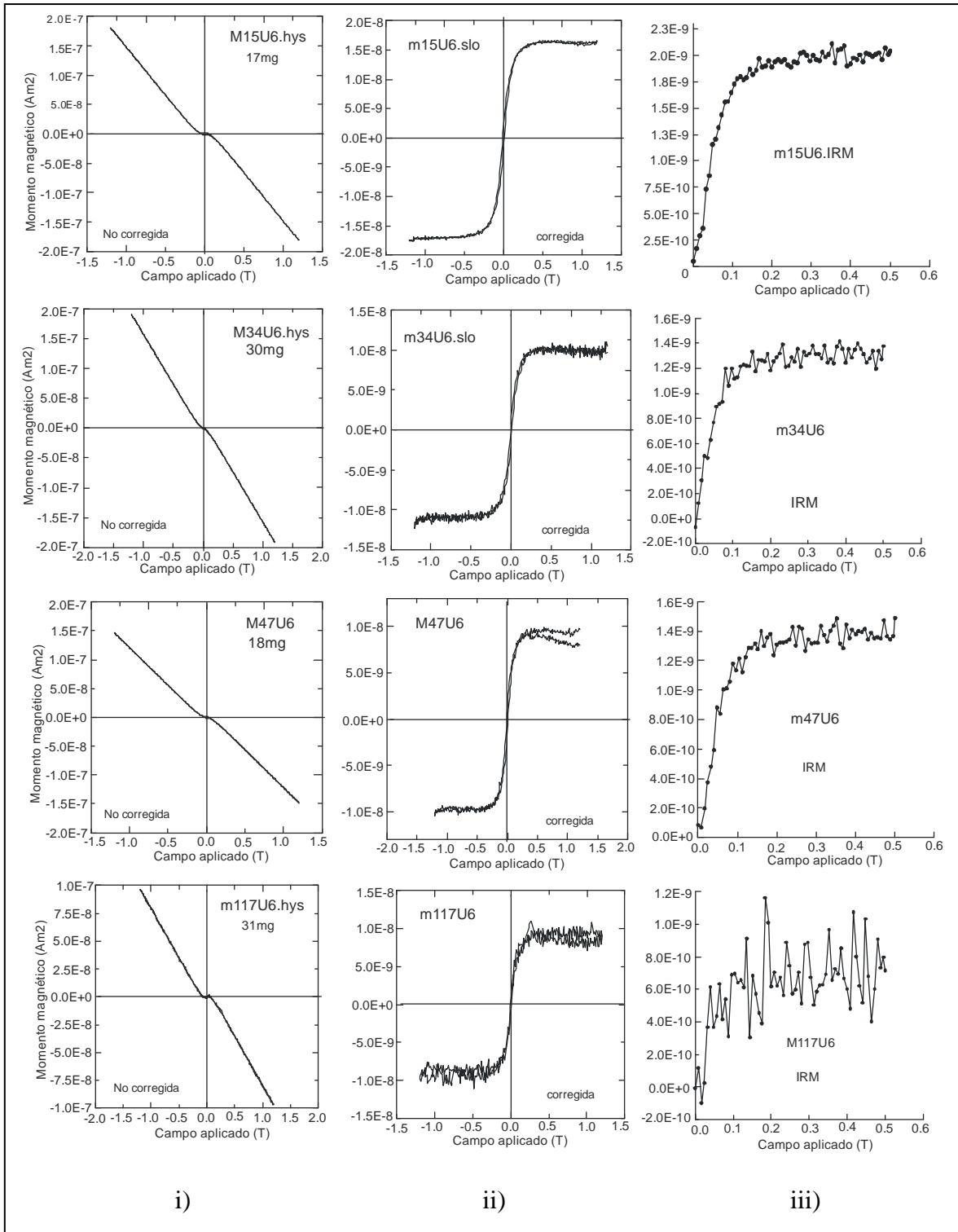


Figura 7.19a. Diagramas de histéresis y de adquisición de remanencia isotermal para especímenes seleccionados del UNAM-6 PETO.

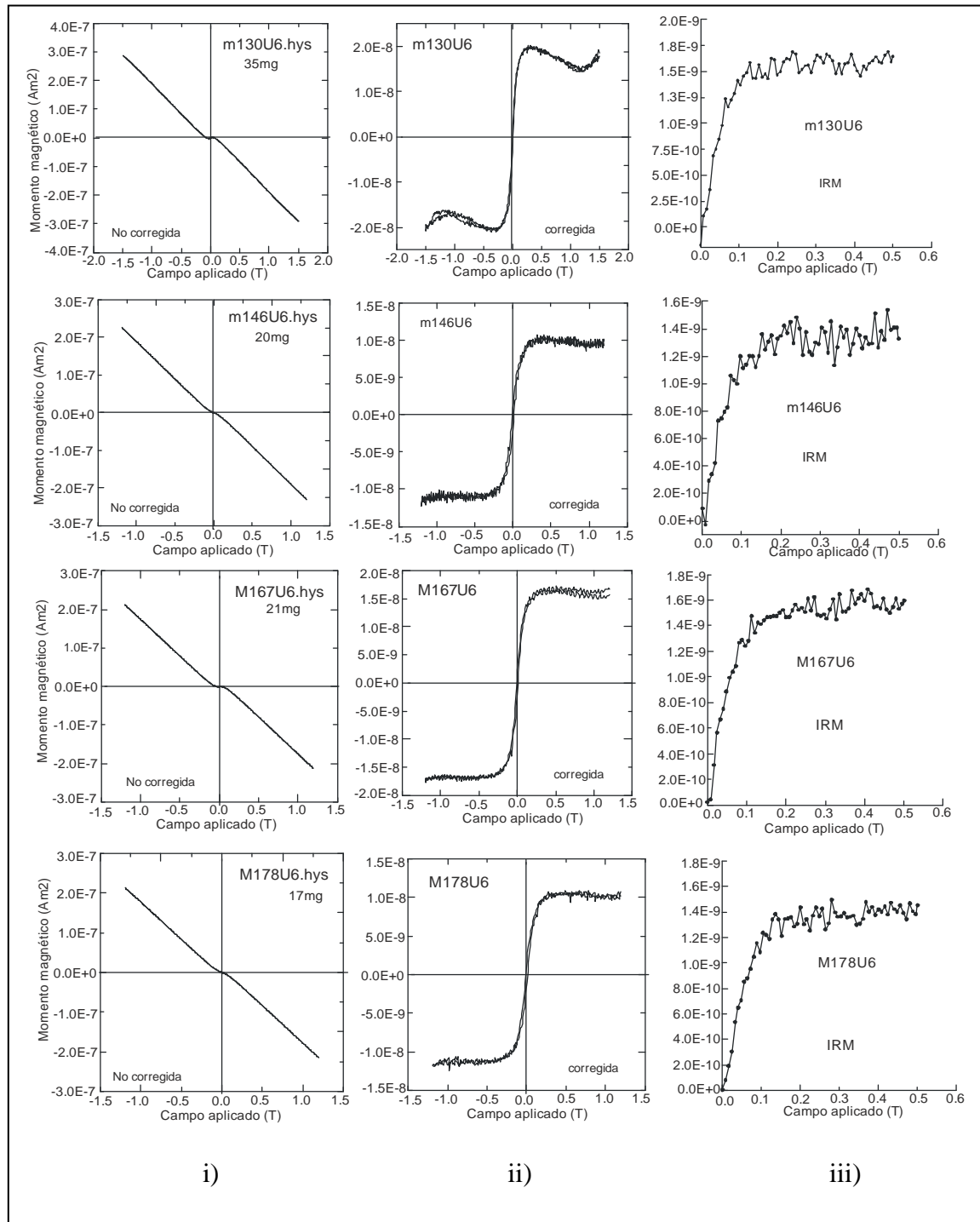


Figura 7.19b. Diagramas de histéresis y de adquisición de remanencia isotermal de especímenes seleccionados del UNAM-6 PETO.

7.3.3.4 Diagrama de Day

Se puede observar que en la figura 7.20 la mayoría de las muestras caen en la región de pseudo dominio sencillo PSD. También se observa que se forman tres grupos, el primero con $0.1 \leq Mrs/Ms \leq 0.25$ y $2 \leq Hcr/Hc \leq \sim 3.2$; el segundo con $0.05 \leq Mrs/Ms \leq 0.15$ y $\approx 3.6 \leq Hcr/Hc \leq 5$ y el tercero dentro del mismo intervalo para la proporción Mrs/Ms pero con la relación de coercitividad $Hcr/Hc > 5$, sugiriendo granos gruesos; también se observan valores menores que caen fuera del límite inferior de la proporción de coercitividad. Se puede observar que varios de los especímenes pertenecientes de la unidad C caen en la región donde la proporción de coercitividad es mayor a 4 según el límite de Day (Day et al., 1977). Estos grupos indican tamaños de grano fino y grueso que portan la magnetización con dominios SD, MD y PSD.

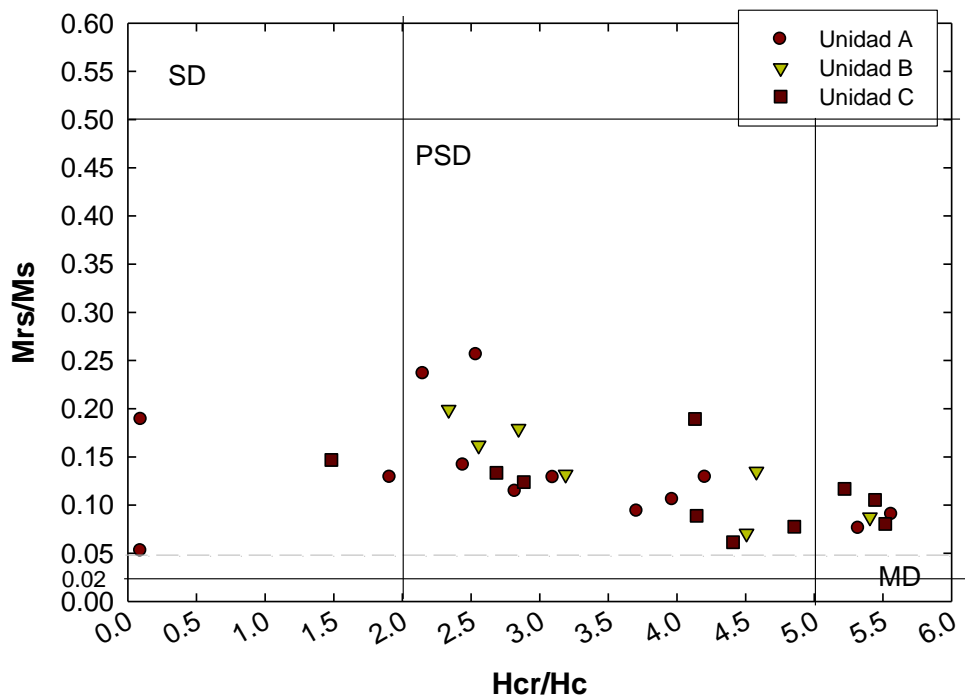


Figura 7.20. Diagrama de Day con límites de Dunlop (2002). La línea en rayas grises muestra el límite entre las regiones PSD-MD asumido por Day et al. (1977) para $Mrs/Ms=0.05$. Cada unidad esta representada por diferentes figuras geométricas.

CAPÍTULO 8

DISCUSIÓN

8.1. Pozo Yaxcopoil-1

Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

La unidad de brechas en el pozo Yaxcopoil-1 presenta variaciones en composición, mineralogía y texturas que indican diferentes condiciones y modos de emplazamiento. La unidad está conformada por subunidades con la sub-unidad basal emplazada a alta temperatura en flujo y la subunidad superior como depósito de caída libre o retrabajado. Estas diferencias y distintos modos de emplazamiento están registradas en las fábricas magnéticas. Las brechas tienen un espesor de ~100m (Stoffler et al., 2004; Kring et al., 2004). La unidad de brechas se caracteriza por un comportamiento paramagnético, con variación en relación con las sub-unidades.

La susceptibilidad magnética más baja (0 y $1000 \times 10^{-6} \text{SI}$) pertenece a la unidad 6 reflejando la composición de suevita rica en carbonatos y en partículas de roca fundida de impacto y con una matriz principalmente de carbonato, clastos líticos y textura carbonatada. Las unidades 5 y 3 muestran una variación parecida entre 1000 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$. La unidad 3 tiene una matriz de grano fino constituye más del 60% del volumen total de la roca, en la cual las partículas de roca de fusión y clastos líticos están flotando, y las partículas de roca de fusión son el componente dominante (Stöffler et al., 2004). La unidad 5 está definida como una roca de fusión de impacto brechada (BMR), compuesta principalmente de roca fundida de impacto intensamente fracturada en una matriz clástica de residuos finos que en su mayor parte se fundieron juntos (Wittmann et al., 2007) y donde la matriz esta restringida a pequeñas regiones intersticiales y delgadas bandas entre partículas de roca de fusión, es cristalina y constituye el 10% de la roca (Stöffler et al., 2004). Hay una diferencia en cuanto a la composición de ambas unidades, sin embargo muestran una susceptibilidad magnética muy parecida. Análisis petrográficos de las unidades 3 y 5 muestran que ambas que contienen abundantes óxidos de hierro (Fe) secundarios relleno las vesículas asociadas con cuarzo y también dentro de la matriz (Pilkington et al., 2004); indicando que éstos son los que portan la señal magnética en ambas.

La susceptibilidad magnética más alta la presenta la unidad 4 (~ 2000 - $7700 \times 10^{-6} \text{SI}$). Los estudios petrográficos de Pilkington et al. (2004) en esta unidad mostraron que los fragmentos de vidrio alterado son de color marrón anaranjado posiblemente debido a los oxi-hidróxidos de hierro (Fe) ó marrón chocolate oscuro debido al hierro ferroso. Las esférulas de óxido de hierro parcialmente llenan amígdalas o vesículas con carbonato-saponite-cuarzo y también existe la presencia de magnetita en las vesículas. Lo que indica que es la magnetita y los oxi-hidróxidos de Fe, en los fragmentos y la matriz la que provoca los altos valores y concuerda con nuestros experimentos K-Temperatura. Para esta unidad es necesario

hacer más estudios petrográficos. Los especímenes correspondientes a las unidades 1 y 2 presentan valores alrededor de $1000 \times 10^{-6} \text{SI}$. El contenido de matriz es bajo, compuesto por un conglomerado de clastos y partículas fundidas de grano fino. La unidad 2 es similar en color y componentes pero el tamaño de grano es más grueso, la matriz está presente intersticialmente entre las partículas fundidas y los líticos (Stöffler et al., 2004). Las unidades 1 y 2 son consideradas como unidades de depósito de eyecta de caída que sufrieron selección debido a la interacción atmosférica y muy poco re-trabajo acuático (Stöffler et al., 2004 y Dressler et al., 2004) esto concluido a partir de la interpretación petrográfica que es similar a la secuencia del cráter del Ries (Wittmann et al 2007), basados en la distribución del tamaño del grano y petrografía de la secuencia de la suevita gradada (Jankowski, 1977 citado en Wittmann et al., 2007). La gradación del eyecta se debe al intercambio de *momentum* de diferentes tamaños de partículas con el flujo de gas Shuvalov (2003). Por lo que Wittman et al. (2007) sugieren que el aventamiento de partículas finas y la pobre selección de las unidades 1 y 2 se dieron tentativamente en condiciones algo turbulentas durante el re-establecimiento atmosférico antes de los 2m más superiores de la unidad 1 (USS).

La magnetización remanente natural (NRM) a lo largo de la columna varía entre ~ 0.001 a ~ 1.4 A/m, la mayoría de los datos se encuentran entre 0.01 a 0.3 A/m y los valores más altos se encuentran entre 0.3 y ≈ 1.4 A/m. La NRM despliega un comportamiento similar al de la susceptibilidad con respecto a la posición estratigráfica, se observa un ligero incremento desde la unidad 3 ($\approx 822\text{m}$) hasta la base de la unidad 4 ($\approx 861\text{m}$) y desde ahí hay una disminución de la NRM hasta los 895m, intervalo que corresponde a la unidad 5 (BMR) y unidad 6 (suevita inferior LS), en ésta última los valores son los más bajos ($0.001 - >0.05\text{A/m}$) reflejando la composición principalmente de las suevitas ricas en carbonato. El valor promedio de la NRM, sin ningún proceso, de la sección de impactitas es de 0.17A/m.

El parámetro de anisotropía corregida (P_j) graficado con respecto de la profundidad muestra dos comportamientos; uno, desde los $\approx 821\text{m}$ hasta los $\approx 861\text{m}$ (unidad 3 y 4) varía entre 1 y 1.04; y a partir de la U5 hasta la U6 el P_j varía de ~ 1.02 a ~ 1.17 , los valores de $P_j > 1.05$. Estos valores indican un comportamiento parecido al de las rocas sedimentarias e ígneas respectivamente (Hrouda, 1982; Tarling y Hrouda, 1993). Una observación más detallada muestra que la unidad 4 tiene los menores valores de P_j ($\approx 1.01-1.02$) y los valores de K más altos, lo que probablemente indica que es la mineralogía magnética de la matriz la que produce la magnitud de la anisotropía, en cambio, la unidad 5 macroscópicamente es distinta pues no despliega las características de suevita porque parece en grandes partes una roca de fundido monomítica cataclástica (Stöffler et al., 2004) y la unidad 6 que tiene una matriz más carbonatada pero incluye abundantes partículas fundidas de la roca de fusión de la unidad 5. En estas dos unidades inferiores P_j es muy variable, con valores > 1.04 , semejante a rocas ígneas y metamórficas (Tarling y Hrouda, 1993) pero K muy baja, reflejando el trabajo sufrido de estas dos unidades. En los diagramas por unidades de P_j vs. T se observa que la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética no se define por la forma oblada o prolada, Esto también se verifica en la figura 5.3 de T vs profundidad, donde se observa casi la misma cantidad de datos oblados y prolados.

Las proyecciones de igual área en el hemisferio inferior ([figura 5.5](#)) se muestran en conjunto y separadas por unidades y por cada eje; éstos últimos presentan ciertas tendencias en su arreglo o distribución, sin embargo, en conjunto presentan fábricas magnéticas pobremente definidas reflejando el carácter heterogéneo de los componentes del depósito, carbonatos, material del basamento y roca fundida de impacto que parecen correlacionarse con fábricas mezcladas ([Urrutia et al., 2012](#)).

Buscando una mejor definición de la fábrica magnética se graficaron las inclinaciones de los ejes de susceptibilidad principal k_1 y k_3 en función de la profundidad, ([figura D1](#), anexo de discusión) en estas se observan ciertos agrupamientos alrededor y alejados del valor promedio de cada eje, con base en éstos se obtuvieron nuevas proyecciones ortográficas

¿Qué nos dicen estas proyecciones estereográficas? La interpretación se da con respecto al proceso de depósito del eyecta de impacto, que podría ser el siguiente: La proyección [Fab5](#) de la unidad 6 muestra orientaciones de los ejes principales muy dispersos y elipses de confianza muy abiertas, aunque los ejes k_1 tienden hacia el plano horizontal. No es una fábrica magnética definida sino una fábrica magnética compleja, pero que concuerda con el origen propuesto de que los componentes de esta unidad 6 (LS) fueron probablemente transportados y mezclados en un flujo hacia fuera, por un proceso *ground-surge* (colada expansiva y turbulenta) cubriendo el piso del cráter durante la última etapa de la formación del cráter transitorio ([Stöffler et al., 2004](#)). Este material fue producido en las etapas tempranas del flujo de excavación, el cual interactuó con la pluma del eyecta en expansión y durante la modificación del cráter, este material fue arrastrado hacia abajo y hacia adentro junto con los megabloques derrumbados o hundidos ([Wittman et al., 2007](#)). La proyección [Fab4](#), muestra una fábrica magnética con elipses de confianza muy amplias para k_1 y k_2 y más estrecha para los ejes k_3 , los cuales están alrededor del plano vertical, mostrando un mejor agrupamiento indicando probablemente que el material se estaba compactando y/u orientándose. Esta [Fab4](#) está dentro de la unidad 5 o BMR, el origen de esta unidad de roca de fusión es una pequeña capa ($\approx 20\text{m}$) de *Melt* que estaba encima de la elevación central y cuando ésta colapsó hacia abajo y afuera hizo interferencia con la cavidad transitoria que también se estaba hundiendo hacia abajo y adentro generando el anillo de picos ([Collins et al., 2002](#); [Ivanov, 2005](#)) esta delgada capa de roca de fusión con baja viscosidad y suficiente energía sobrepasó el anillo de picos y se estableció dentro de la depresión anular ([Wittmann et al., 2007](#)) lo anterior indicando varias fases en su proceso de formación ([Stöffler et al., 2004](#)), este tipo único de roca BMR era una capa mas o menos coherente que se enfrió en el sitio de emplazamiento, al menos debajo de la temperatura de transición del vidrio (680°C , [Engelhardt et al., 1995](#)) antes de que fuera retrabajada y brechada por un proceso secundario ([Stöffler et al., 2004](#)) y que probablemente estemos observando esto en la [Fab4](#), material coherente y enfriamiento lento. Dentro de la misma unidad 5 se observan las inclinaciones de k_1 y k_3 muy variables probablemente indicando otro proceso, que concuerda con un proceso secundario propuesto por [Stöffler et al. \(2004\)](#) donde mencionan que éste pudo haber afectado delgadas lenguas de material fundido que habían estado fluyendo radialmente hacia fuera dentro de la depresión anular

desde la región del anillo de picos y fueron incorporadas después a un flujo en masa, de escombros de impacto, altamente dinámico que fluía hacia fuera y responsable de la mezcla con otras litologías.

Las unidades de suevita media (U4 o MS), superior (U3 o US), seleccionada inferior (U2 o LSS) y seleccionada superior (U1 o USS), son clasificadas como suevitas de material de eyecta de caída (Stöffler et al., 2004; Wittman et al., 2007). La proyección Fab3 incluye la parte superior ($\approx 10\text{m}$) de la unidad 5 y la mayor parte de la unidad 4 ($\approx 10\text{m}$) y los aproximadamente 5m superiores de la unidad 4 correspondientes con la proyección Fab2b. Esta proyección presenta elipses de confianza muy abiertas y ejes principales sin dirección preferente indicando un comportamiento muy variable desde los 870m hasta los 850m. En el gráfico de la inclinación de k1 y k3 contra la profundidad parece como un solo proceso de la Fab3 y un cambio evidente con la Fab2b sugiriendo otro proceso. Wittmann et al. (2007) mencionan que en el contacto con la unidad 4 (MS) y la unidad 5 (BMR) está caracterizado por un retrabajo erosivo del material de la BMR y que las estructuras de brecha en brecha son testigos de una colada expansiva turbulenta (*surge*) erosiva durante el colapso de la pluma de eyecta caliente muy turbulenta que resultó en el arreglo pobremente orientado de las partículas fundidas en la unidad 4 (MS). También mencionan que la matriz fundida y la corrosión periférica de las partículas de roca de fusión completamente cristalizadas con textura fluida sugieren reacciones reomórficas, lo anterior lo comparan con las partículas fundidas con estructura fluida similar y microbrechas de los depósitos del cráter Sudbury que fueron también interpretados como depósitos de *ground-surge* que gradan a una secuencia de depósito de caída de eyecta (Stöffler et al., 1994; Avermann, 1999). Lo anterior parece estar de acuerdo con la Fab3 indicando condiciones turbulentas que gradan a condiciones más estables, indicadas por la Fab2b, que muestra una fábrica triáxica con los ejes k3 casi verticales y los ejes k2 y k1 alrededor del plano horizontal, con valores principalmente oblatos; indicando posiblemente un lapso de tiempo para la orientación de los ejes principales y donde el material se estaba compactando u enfriando(?).

La proyección Fab2a muestra gran dispersión del eje k3 y el k1 presenta tendencia hacia el plano de la proyección, las elipses de confianza son muy amplias, no hay una orientación preferente de ninguno de los tres ejes, lo que indica una fábrica magnética no definida. Esta proyección está dentro de la unidad 3 o suevita superior (US) y pareciera una continuación de la Fab3, sin embargo, se observan dos agrupamientos del k3, uno con valores de inclinación ($\approx 10^\circ$) y la Fab2b con inclinaciones alrededor de los 55° ; el eje principal k1 muestra un cambio en las inclinaciones a como se venía comportando (850-~838m) (figura D1). Wittmann et al. (2007) mencionan que el depósito de las brechas de impacto unidas por la matriz terminó durante un progresivo enfriamiento de la nube de residuos de eyecta en la parte superior de la unidad 3 (US). Dressler et al. (2004) proponen que la U4 y U3 fueron formadas similarmente en un proceso de depósito donde la coexistencia de matriz fundida y clástica, la ubicación en un ambiente de alta temperatura y la evidencia de movimiento turbulento es similar a las características de las avalanchas ardientes de flujos piroclásticos con una base gruesa (Unidad 4) y más fina en la cima (Unidad 3) como una nube ardiente. Sin embargo, los dos agrupamientos del k3, en

posiciones opuestas de la inclinación y también del k_1 sugieren procesos diferentes, probablemente como los de [Wittmann et al. \(2007\)](#) y [Stöffler et al. \(2004\)](#) que proponen que en la unidad 3 la forma y textura de dos tipos de partículas fundidas indica que la fuente del material ha sido parte de la pluma de eyecta y que éstas se derivan de dos regimenes termales diferentes de la pluma de eyecta, uno donde la presión de gas se liberó explosivamente de las vesículas de la partícula y dos, los fragmentos de roca fundida mas grandes representan roca de fusión que se rompió durante el vuelo balístico. Ambos procesos turbulentos, probablemente indicados en la Fab2a.

La proyección [Fab1](#) presenta los ejes k_1 cerca del plano vertical dentro de una elipse de confianza y los k_3 y k_2 con tendencia hacia el plano horizontal de la proyección, con elipses de confianza muy amplias. Manteniendo la clasificación de eyecta de caída, entonces probablemente esté reflejando una fábrica magnética controlada por el viento en condiciones menos turbulentas de la atmósfera. Indicado por el eje k_1 que se orienta por la fuerza del viento ([Junyi et al., 2014](#)). Estos autores mencionan que en sus resultados, la lineación magnética está agrupada en orientaciones similares dentro de una misma región de Loess chinos y muestra diferentes direcciones en regiones diferentes, sugiriendo que el alineamiento de los granos magnéticos durante la sedimentación de los depósitos eolianos se debió a la circulación del aire y que la AMS de loess chinos es determinada por un patrón de circulación de aire superficial regional durante el depósito de polvo mas que por un patrón uniforme de circulación atmosférica a gran escala.

Efectos de la desmagnetización termal sobre AMS

Los resultados muestran un incremento de la susceptibilidad magnética desde casi el inicio del proceso hasta los 250-300°C y a partir de los 300 ó 350°C ([figura 5.6](#)) comienza a disminuir; en algunas muestras se observa un pequeño incremento entre los 500 y 600°C y algunas muestras presentan un comportamiento muy estable durante la desmagnetización. La reducción en la susceptibilidad debido al calentamiento entre 250 a 350°C indica la destrucción de una fase magnética o el efecto de la oxidación; y el incremento de la susceptibilidad magnética entre los 500-600°C probablemente esté indicando la producción de un mineral magnético que podría ser magnetita a estas temperaturas ([Urrutia et al., 2012](#)). La muestra m77 que incrementa su susceptibilidad a partir de lo 400°C hasta el fin del proceso, probablemente se deba a su composición, pues es considerada principalmente anhidrita y presenta valores bajos de P_j después de los 400°C. Lo que concuerda con los análisis hechos por [Jeleńska y Kądziałko \(1990\)](#) para carbonatos y calizas. Ellas también mencionan que el incremento de la susceptibilidad no está asociado con el incremento de la magnetización remanente (MR) lo que concuerda con nuestro resultado de la MR, que disminuye desde el principio.

En las gráficas de susceptibilidad magnética (K) en función del grado de anisotropía corregida P_j ([figura D2](#) anexo de Discusión) se muestra un incremento de P_j y K hasta los 400°C y después un decremento

de ambos parámetros indicando una relación fuertemente positiva. El incremento de ambos indica la presencia de susceptibilidad ferrimagnética (Jeleńska y Kądziałko, 1990). En los diagramas Pj vs. T, el Pj (figura 5.10) muestra un decremento entre 300 y 400°C lo que indica la disminución en la magnitud de la anisotropía de los minerales magnéticos, mientras T se comporta variablemente y no se observa una relación clara de ambos parámetros. El parámetro de forma T presenta el 56.25% de muestras oblatas, el 12.5% son proladas, el 25% cambian de forma de prolado a oblado y a neutra. El 6.25% no se define.

La Lineación (L) y la Foliación (F) magnéticas (figura 5.9) muestran valores <1.034 en la mayoría de las muestras, el 34.37% de los datos muestra una disminución casi gradual del parámetro conforme se incrementa la temperatura, mientras que aproximadamente el 66% presenta un incremento muy variable en ambos parámetros. En el caso de valores bajos de L y F y el cambio de prolado a oblado está entre 300°C y 400°C, estos comportamientos son semejantes a las rocas metamórficas y sedimentarias (ambas con hematita), gabros con magnetita e ígneas y pórfidos félsicos (magmáticas) de Jelenska y Kadzialko (1990); En las muestras que no cambian la forma del elipsoide magnético, su comportamiento es similar al de rocas metamórficas (areniscas cámbricas) de Jelenska y Kadzialko (1990) con la excepción de que nuestros valores son bajos y ellas tienen altos y bajos. La semejanza de nuestros resultados concuerdan con los de Jelenska y Kadzialko (1990) nos indican que estas variaciones se deben a un cambio en la estructura interna, tal vez por el movimiento de los dominios magnéticos, y no un cambio de fase; además de que en nuestros especímenes existe una mezcla de rocas y minerales como lo atestiguan los experimentos de susceptibilidad vs temperatura, donde se presentan varias fases magnéticas como magnetita y hematita principalmente.

En las proyecciones ortográficas de igual área (figura 5.11), las direcciones de los ejes de susceptibilidad principal muestran dos comportamientos: (a) k1, k2 y k3 permanecen constantes, principalmente los de la unidad 5 (o BMR), o con desplazamientos mínimos. (b) Se presentan cambios en las posiciones de los tres ejes de susceptibilidad principal. La m9 presenta tres cambios de posición del k1, de 20-150 después de 200-525°C y de 500-600°C mientras k2 y k3 se desplazan gradualmente desde 20 a 600°C. Para la m33, de 20 a 200°C, 250-350°C y 400-600°C; el eje k3 inicia en 20°C hasta 400°C y cambia de lugar en 450°C hasta 600°C. El camino en forma de guirnalda o cinturón perpendicular a k3 en las m69 y m81, sugiere una desmagnetización exitosa. Los cambios de posición como en la m33 indican un cambio de la fábrica magnética inicial a una nueva (Henry et al., 2007), o se deban a dos minerales parecidos que se revelan en la misma proyección y por lo tanto están mezclados, indicando una fábrica magnética compuesta (Housen et al., 1993) aunque hay que tener mas precaución con esta interpretación; este espécimen no cambia la forma del elipsoide de susceptibilidad. Por lo que, los cambios en las orientaciones de los ejes de susceptibilidad principal en temperaturas más altas sugieren la formación de una fábrica magnética nueva de acuerdo con Henry et al. (2007). Las que cambian de forma, de prolado a oblado, probablemente se deba a la recristalización (Jelenska y Kadzialko, 1990), es decir, un cambio en el tamaño de grano (agrandamiento), o textura de los cristales del mineral; o un cambio en la

composición mineralógica (Jelenska y Kadzialko, 1990), como una transformación imitando al mineral preexistente en la muestra, pero sin cambiar la posición de los ejes principales. La constancia de la posición de los ejes principales de los especímenes de la unidad 5, uno de la unidad 6 y algunos de la unidad 4 indican un realce de la fábrica magnética o que la temperatura causó un mejor agrupamiento de los ejes, de acuerdo con Jelenska y Kadzialko (1990). Estas mismas autoras mencionan que con la temperatura, desde los 450°C y 500-600°C las direcciones de los ejes de susceptibilidad principales se ordenan hacia una fábrica primaria en carbonatos y calizas y magmáticas y metamórficas, respectivamente. Mientras en gabros y corneana (*hornfels*) la distribución de las direcciones de los ejes de anisotropía permanecen sin cambio. En nuestras muestras se observa una fábrica triáxica, indicado por el 62.5% de los especímenes que no cambian su distribución indicando un comportamiento parecido a los hornfels (metamórfica) y gabros de Jelenska y Kadzialko (1990); el 37.5% de los especímenes cambian sus posiciones en temperaturas arriba de 450°C indicando probablemente una fábrica magnética nueva o compuesta.

Efectos de la desmagnetización por campos alternos sobre la AMS

La desmagnetización por campos alternos provocó un incremento con comportamiento variable de la susceptibilidad magnética (figura 5.13) hasta las 50 mT y en las siguientes mediciones desciende hasta 90mT. Entre 90 y 100mT se observa un crecimiento que forma un pico. Este comportamiento es parecido al de rocas intrusivas y sedimentos de loess y paleosuelos de Jordanova et al. (2007) donde en estos últimos se observa un comportamiento variable de la susceptibilidad hasta ~ 65mT y después continua constante hasta los 200mT. Como los campos alternos no causan cambios químicos mineralógicos o estructurales, probablemente estos cambios se deban a la modificación de los dominios magnéticos. En Bathal y Stacey (1969) y Jordanova et al. (2007) se menciona que en el caso de magnetita con direcciones fáciles la rotación de dominios en la presencia de campos alternos se completa alrededor de 38mT. El incremento mas fuerte de la susceptibilidad (en gneis) se da entre 20 y 50mT, sugiriendo que la redistribución de las paredes de dominio juegan un papel importante (Jordanova et al., 2007). En nuestros resultados también el incremento se produce en estos campos, sin embargo se observa un decremento después. En los gneises (Terre Adélie) de Jordanova et al. (2007) la mineralogía consiste de una mezcla de magnetita y titanomaghemita donde el incremento de cambio de la K con el incremento del grado de anisotropía (27%) indica que el efecto observado depende de la propia anisotropía de la roca.

En nuestro caso, los gráficos de P_j vs. K (figura D3) también presentan un incremento de K, hasta los 45-50mT, así como un incremento ligero en P_j , sugiriendo un comportamiento similar al de los gneises. Además P_j se divide en dos, varía en el intervalo (>1.06 , ≥ 1.10) en las muestras pertenecientes a las unidades 5 y 6 y ($1.00 < P_j < 1.03$) en las unidades 3 y 4. En la grafica del porcentaje de cambio de K (figura D3a) hay un incremento del 3% en la mayoría de los especímenes y del $\approx 12\%$ para un solo

espécimen. El Pj aumentó apenas el 1% y un solo espécimen se incrementó casi el 5% (figura D3c), es el mismo espécimen que aumentó en la susceptibilidad. La relación K vs. Pj se acrecentó el 3% (figura D3b). En los experimentos de K vs. Temperatura se muestra que también hay magnetita. Es posible que este incremento de la susceptibilidad se deba al tamaño del grano. Worm et al. (1993) citado en Hrouda (2002) investigó la dependencia del tamaño de grano con la variación de la susceptibilidad, donde encontraron un cambio eminente en granos grandes (cientos de micrómetros) y difícil de observar en granos pequeños $<30\mu\text{m}$. Jackson et al. (1998) investigaron la variación de la susceptibilidad en titanomagnetitas modificando la composición y variando el campo entre 0.1 a 2000 A/m. Ellos no encontraron ningún cambio en magnetita pura y sí fuerte modificación en titanomagnetitas con mayor contenido de titanio. Por lo anteriormente mencionado y como nuestras muestras son una mezcla de rocas debidas al impacto, el incremento de la susceptibilidad se podría deber a varios factores como son: el tamaño de grano, el diagrama de Day muestra que las mediciones se encuentran en la región PSD, (figura 5.28) indicando una mezcla de granos MD y SD, (especímenes de la U5 y uno de la U6 muestran una alta proporción de fuerza coercitiva, indicando un tamaño de grano mayor); a la rotación de los dominios indicado por el incremento de la susceptibilidad entre 20 y 50mT de acuerdo con Jordanova et al. (2007), aunque los nuestros disminuyen después; y en menor grado a la propia anisotropía de las muestras indicada por el 3% de incremento en la relación Pj vs. K. Además de la mineralogía similar con magnetita y Ti-magnetita encontradas en los experimentos K-Temperatura.

Para los demás parámetros de AMS, la Lineación y la Foliación magnéticas (figura 5.16 y 5.17) muestran un comportamiento parecido al de Pj. Las unidades 5 y 6 con valores mayores de $(1.03 < L < 1.05)$ y $(1.03 < F < 1.07)$; las unidades 3 y 4 con valores menores $(1.00 < L < 1.01)$ y $(1.00 < F < 1.01)$. El parámetro de forma T muestra que el 50% de las muestras no cambian de forma (proladas u obladas), y el otro 50% cambia de prolado a oblado o de la zona neutra a prolado o se definen bien. En nuestras mediciones el Pj ha mostrado un comportamiento muy variable durante la aplicación de AF que se puede ver en los diagramas Pj vs T (figura 5.18). De la figura 5.14 en especímenes que cambian de forma (T), las proyecciones ortográficas presentan ejes de susceptibilidad principal bien agrupados o con leves desplazamientos, cuando los parámetros Pj y L aumentan, indica que se saturaron en la dirección de susceptibilidad máxima (Kapicka, 1981). En muestras que se mantienen proladas u obladas se observan ejes de susceptibilidad desplazados y fijos. Para ejes desplazados, cuando Pj, L y F aumentan indica que se saturaron en la dirección de susceptibilidad máxima; Si Pj y F disminuyen y L es casi homogénea implica que se saturó en la dirección de susceptibilidad mínima. Para ejes fijos, cuando Pj aumenta pero F y L se comportan variablemente con ambas tendencias ó Pj tiene ambas tendencias y L y F son homogéneas, es difícil saber la dirección de saturación y esto implica que los tres parámetros no dependen uno del otro, pero si existe una relación entre ellos y entonces sea otro factor que mantiene los ejes fijos, como puede ser el aumento de la susceptibilidad magnética, en todos los casos.

De los resultados obtenidos se tiene que el incremento o disminución de Pj inducido por el campo alterno se debe a muestras saturadas en la dirección de susceptibilidad máxima o mínima respectivamente,

según el modelo conceptual de [Kapicka \(1981\)](#); y las variaciones en F y L se deban a cambios en la estructura de dominios magnéticos, ya que este mismo autor menciona que en un arreglo antiparalelo de dominios de igual volumen, la dirección de susceptibilidad mínima está asociada con la dirección de orientación preferente (dirección de saturación magnética) de los dominios; mientras la dirección de susceptibilidad máxima está asociada con la dirección más antiparalela de la orientación de los dominios. Los cambios en las posiciones de los ejes de susceptibilidad principal no implican necesariamente un cambio en la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética; y las posiciones fijas se deban a una fuerza coercitiva alta que indica una fuerte concentración de barreras que fijan las paredes de dominio ([Kapicka, 1981](#)) y por lo tanto la energía del campo alterno no fue suficiente para mover la estructura de dominios o de alinear el momento magnético del grano (prolado) con su eje largo y los cambios sean limitados por la inclinación y desfijamiento de la pared de dominio ([Henry et al., 2007](#)).

Técnicas de magnetismo de rocas

Desmagnetización vectorial

Los análisis de desmagnetización vectorial termal ([figuras 5.21, 5.22, 5.23](#)) muestran la presencia de uno a tres componentes de desmagnetización definidos por su tendencia hacia el origen (BM-9 y BM-62). Los componentes de la magnetización característica son aislados entre los 350, 400-600°C. Muchas muestras presentan componentes secundarias complejas y el vector de magnetización característico de alta estabilidad es pequeño. Los gráficos de la magnetización remanente (MR) ([figura 5.20 a y b](#)), presentaron dos comportamientos: i) comportamiento homogéneo con tendencia descendente desde el inicio del tratamiento; este comportamiento lo presentan las muestras pertenecientes a las unidades 3 y 4 y algunas de las unidad 5. (ii) Un comportamiento muy variable desde el principio de la desmagnetización, se observa una disminución más uniforme a partir de los 450 ó 500°C, indicando posiblemente magnetita baja en Ti como portador magnético aunque en algunas muestras disminuye un poco antes de las temperaturas mencionadas. Este comportamiento lo presentan los especímenes de la unidad 5 pero más cercanos a la unidad 6 y los de ésta última y se pueden relacionar con el carbonato fundido en la matriz y en los clastos de carbonato que predominan en la unidad 6.

Los análisis de desmagnetización vectorial por campos alternos AF ([figuras 5.24 a y b](#)) muestran la presencia de uno a dos componentes de magnetización, los cuales muestran inclinaciones positivas y negativas. Las coercitividads por AF son bajas a intermedias, el campo destructivo medio se da entre 20 y 40 mT, donde los componentes de baja coercitividad son removidos por AF. En algunas muestras las trayectorias lineales sobrepasan el origen indicando una posible remagnetización durante el tratamiento o la separación incompleta de componentes de alta coercitividad. En algunos casos (Bm13 y Bm32) las trayectorias del vector sin considerar los puntos de los datos a través del origen sugieren que durante el tratamiento se pueda estar adicionando una magnetización remanente anhística (ARM) ([Velasco et al., 2011](#)). Los gráficos de desmagnetización de la intensidad de la MR muestran un

comportamiento homogéneo con tendencia descendente y hay una inflexión entre los 25 y 35mT, implicando minerales de coercitividad media como Ti-magnetita pobre en Ti en la mayoría de los especímenes, la desmagnetización muestra que los componentes son aislados entre 50 y 100mT (minerales de alta coercitividad como la hematita). Estos gráficos muestran gran similitud entre ellos aunque pertenecen a distintas unidades, indicando un componente similar en toda la sección.

La determinación de la inclinación de la magnetización característica ([figura 5.25](#)) fue hecha a partir del análisis de componentes principales (PCA), del análisis vectorial de la desmagnetización por AF y térmica y graficada en función de la posición estratigráfica. Las muestras de la U1 y U2 no están incluidas en la gráfica. Las inclinaciones características varían de -15° a -60° y de -20° a 60° , a lo largo de la columna ([figura 5.25](#)) mostrando dispersión angular alta en todas las unidades. El valor promedio de la inclinación característica negativa varía alrededor de -35° . La inclinación negativa va de acuerdo con la polaridad reversa determinada inicialmente para las muestras de la unidad y las de carbonato del Paleoceno basal ([Rebolledo-Vieyra y Urrutia-Fucugauchi, 2004](#)). El paleopolo de Norteamérica para hace 65Ma, tenía una inclinación de -41° y una declinación de 163°E ([Sharpton et al., 1992](#)). El estudio paleomagnético de las muestras de roca de fusión del pozo Yucatán-6 (Y-6) en el intervalo N17 de [Urrutia et al. \(1994\)](#) mostró una magnetización estable caracterizada por una componente dominante con inclinación negativa. De los fragmentos de roca de fusión medidos, el análisis vectorial permitió estimar una inclinación promedio alrededor de $-42.6^\circ \pm 2.4^\circ$ para el componente característico (inclinación característica chNRM). [Urrutia et al. \(1994\)](#) mencionan que las muestras de la unidad de brecha del Y-6 N19 mostraron inclinaciones muy diferentes casi verticales $>80^\circ$ y casi horizontales $\sim 5^\circ$, provenientes de una misma muestra, ellos mencionan que este contraste en las direcciones puede reflejar el carácter multivectorial de la NRM; ya que mostraron direcciones e intensidades contrastantes (120 a 350 mA/m). La intensidad de la NRM despliega una fuerte variación desde 0.02mA/m a 37510mA/m ([Urrutia et al., 2004](#)). La NRM característica varía de $1.02\text{e-}5$ a 0.3310A/m, el valor promedio de los especímenes medidos es 0.0510A/m. Valor cercano al límite inferior de [Sharpton et al. \(1992\)](#) y [Steiner \(1996\)](#) para muestras de roca de fusión y brecha de impacto del pozo Y-6 es de 0.08-0.60A/m; [Urrutia-Fucugauchi et al. \(1994\)](#), presentaron una magnetización de 0.12 a 0.35A/m; y de 0.1A/m en promedio de [Pilkington et al. \(2004\)](#). Las muestras del Yaxcopoil-1 presentan inclinaciones muy variables (-60° a -15° y de 20° a 60°) a lo largo de la sección de impactitas, lo cual también apunta a otros factores en la adquisición de remanencia, como pueden ser campos magnéticos variables localmente inducidos por el impacto; o magnetización remanente de impacto (SRM) ([Cisowski y Fuller, 1978](#)). La SRM presenta baja coercitividad (10mT) comparada con la TRM; la SRM es adquirida paralela con el campo ambiente en el tiempo del impacto ([Gattacceca et al., 2008](#)), por lo que la SRM del Chicxulub tendrá una polaridad reversa. Los datos de desmagnetización del Yaxcopoil-1 muestran un campo destructivo medio entre 20-40mT y estos son mayores a la SRM, por lo que los resultados de la desmagnetización termal y por AF parecen favorecer la TRM o la CRM, pero se necesitan más experimentos para entender el mecanismo de adquisición de remanencia. El patrón mezclado de inclinaciones características puede ser asociado a los efectos de

alteración hidrotermal. El movimiento de fluidos a través de las fracturas ha promovido la formación de minerales hidrotermales y la remagnetización, parecido al comportamiento de las impactitas del cráter de impacto Houghton (Canadá ártica), en el cual la sección de brechas están bien preservadas a pesar de la alteración hidrotermal, la cual no permeó toda la sección, la matriz de las brechas parece ejercer el control sobre el desarrollo de fracturas y los clastos del basamento impactados y no impactados, de estos los primeros más permeables que los segundos. En este estudio las fracturas se presentan principalmente en la U5, en $\approx 864\text{m}$ y 873m . [Zurcher y Kring \(2004\)](#) mencionan que a través de las fracturas (U5 y U6) hubo afectación en las impactitas por una fase hidrotermal, modificando la composición y mineralogía de las unidades. Otros factores de magnetización durante el emplazamiento de las impactitas puede ser el efecto de magnetización dominante de los fragmentos del basamento, o el proceso de obtención de las muestras que induce una magnetización adquirida paralela al campo ambiente durante la perforación. La magnetización remanente viscosa (VRM) puede ser adquirida por intemperismo y representa un sobreimpresión reciente que puede residir en magnetita MD y titanomagnetitas ([Dunlop y Özdemir, 1997](#))

Experimentos de susceptibilidad vs. temperatura, ciclos de histéresis y diagrama de Day

Las curvas de susceptibilidad vs temperatura (K vs Temp) ([figuras 5.26 y 5.27](#)) presentan en la mayoría de los casos irreversibilidad, también muestran de una a varias fases magnéticas y la curva de susceptibilidad durante el enfriamiento regresa por debajo de la del calentamiento, es un decaimiento aproximado del 50% en la mayoría de las muestras; posiblemente esto se deba a la oxidación, pues el experimento fue llevado a cabo en aire; o a la alteración del mineral magnético, durante el calentamiento en laboratorio la disminución a temperaturas $>200\text{-}300^\circ\text{C}$ indica la destrucción de una fase magnética ([Urrutia et al., 2012](#)); Más alteración es observada con la producción de magnetita a temperaturas $>500\text{-}600^\circ\text{C}$. Por el contrario, el incremento en la susceptibilidad (m9, m23) puede indicar la generación de una fase mineral nueva. Las temperaturas de Curie observadas varían entre 520 y 580°C , compatibles con titanomagnetitas bajas en Ti y magnetita, asociados con minerales hidrotermales ([Pilkington et al., 2004](#)). Otras temperaturas sugieren goetita entre 70 a 120°C (es un producto de oxidación en baja temperatura, particularmente de sulfuros de hierro y puede precipitar directamente del agua de mar ([Opdyke y Channell, 1996](#)), también se halla en calizas que contienen hierro ([Dana, 1960](#))), otras se encuentran entre 290°C , 310°C y $\sim 400^\circ\text{C}$, que podrían ser Ti-maghemita o maghemita T_{inv} (temperatura de inversión) de $\geq 250\text{-}590^\circ\text{C}$ (de acuerdo con [Elbra et al., 2009](#)). La temperatura de inversión en la maghemita a hematita ocurre entre 250° a $\geq 750^\circ\text{C}$ ([Dunlop y Özdemir, 1997](#)). El tamaño de grano, el grado de oxidación y la incorporación de impurezas de (o por) iones dentro de la estructura ([Wilson, 1961a citado por Dunlop y Özdemir \(1997\)](#)) puede influenciar la inversión en la temperatura. En un ambiente acuoso se promueve la maghemitización mas que la oxidación directa de magnetita a hematita ([Dunlop y Özdemir, 1997](#)) o pirrotita anómala con $T_c = \sim 350^\circ\text{C}$ ([Rochette et al., 1990](#); [Elbra et al., 2009](#)),

otros especímenes presentan aumento de la susceptibilidad en $\sim 600^{\circ}\text{C}$ y decaen en $\sim 680^{\circ}\text{C}$ sugiriendo hematita. [Elbra et al. \(2011\)](#), mencionan que en sus análisis encontraron magnetita (MD/PSD) y pirrotita (PSD/SD) como portadores magnéticos y que coincide con nuestros resultados además de la alta susceptibilidad en la sección de impactitas. Los análisis petrográficos de muestras del Yax-1 reportaron magnetita secundaria formada a bajas temperaturas ($<150^{\circ}\text{C}$) ([Pilkington et al., 2004](#)).

Los ciclos de histéresis muestran diferentes comportamientos magnéticos como los conocidos de cuello de ganso sugiriendo hematita o muy estrechos sugiriendo comportamiento super-paramagnético, también de dominio sencillo SD o pseudo-dominio sencillo PSD; o con cintura de avispa sugiriendo mezcla de dominios (SD y MD) o una mezcla de dos minerales, también se presentan algunos con las puntas abiertas indicando que no se alcanzó la saturación. Las curvas de adquisición de remanencia (IRM) muestran que en casi todos los especímenes no se alcanzó la saturación ni en 1 Tesla y también hay fases magnéticas mezcladas como magnetita, hematita y posiblemente goetita.

[Elbra y colaboradores \(2011\)](#) refieren que en la unidad U1 esta presente la Ti-magnetita MD ($T_c=450-500^{\circ}\text{C}$). En la U2, la presencia de magnetita MD y pirrotita ($T_c=450-500^{\circ}\text{C}$ y $290-320^{\circ}$, respectivamente). El diagrama de Day ([figura 5.28](#)) muestra que la mayoría de las muestras de la U3 y U4 se encuentran en al región de pseudo-dominio sencillo (PSD), sugiriendo mezclas de partículas de dominio sencillo (SD) y multidominio (MD). De las muestras analizadas, la mayoría de las pertenecientes a la unidad 5 muestran proporciones de coercitividad más altas (12 a 20) y proporciones de magnetización bajas (~ 0.1 a ~ 0.2), ubicándose en la zona SP-SD ([Dunlop, 2002a](#)). Por otra parte, la mayoría de los resultados de las unidades 3, 4 y 6, se encuentran en la zona de baja coercitividad y tienen una proporción de magnetización mayor en relación con los de la unidad 5. Las unidades U3, U4 y U5 presentan una mezcla compleja con portador principal de titanomagnetita MD y PSD y pirrotita SD y PSD; la U6 presenta magnetita multidominio ([Elbra et al., 2011](#)). Como se puede ver en el diagrama de Day hay datos en las tres regiones delimitadas por [Day \(1977; Dunlop, 2002a\)](#), indicando que en las muestras analizadas hay una mezcla de varios tamaños de grano, diferentes grados de magnetización y con diferentes coercitvidades; provenientes, probablemente, de minerales ya existentes en el sitio pre-impacto que fueron alterados o se formaron nuevos debido al evento mismo de impacto o al proceso hidrotermal posterior a éste de acuerdo con [Ames et al. \(2004\)](#) y [Pilkington et al. \(2004\)](#).

8.2. Pozo UNAM-5 Santa Elena

Anisotropía de susceptibilidad magnética

Los resultados del UNAM-5 muestran que la susceptibilidad magnética (K) es paramagnética igual que en el Yax-1, sin embargo es mucho menor que la de aquél. La susceptibilidad magnética varía desde 100

a $5000 \times 10^{-6} \text{SI}$ y divide las impactitas en dos partes. La primer parte comprende desde los 332m hasta los ~445m con una susceptibilidad magnética variable entre 100 a $<1500 \times 10^{-6} \text{SI}$ (Figura 6.2). La segunda parte, abarca desde los ~450m--504m con susceptibilidad magnética homogénea y mayor, varía entre 750 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$. También presenta algunos valores máximos $>5000 \times 10^{-6} \text{SI}$ (Figura 6.2). Ha sido dividida en 4 unidades (Escobar Sánchez, 2002) y en varias subunidades (Velasco Villarreal, 2006). El UNAM-5 es considerado como eyecta de caída (Stöffler et al., 2004). El rango de K de la sección de impactitas del UNAM-5 se encuentra dentro de la categoría de las unidades, U6 (LS), U5 (BMR) y U3 (US) del Yaxcopoil-1. Sin embargo las dos primeras forman parte de la base generadas por una oleada basal del eyecta transportado y la última ya es considerada como eyecta de caída (Stöffler et al., 2004). La naturaleza más homogénea de la K (UNAM-5) en la parte inferior U3C-U4, y el gran tamaño y forma de los clastos parece indicar un tipo de transporte terrestre. La unidad 4, definida como brecha suevítica con matriz rica en *melt* (67%) (Urrutia et al., 2014, Escobar Sánchez, 2002) contiene fragmentos angulosos y esporádicos del basamento y algunos muy grandes (8-100cm). Estas unidades presentan los valores más grandes de susceptibilidad magnética. La U4A varía de $875-1500 \times 10^{-6} \text{SI}$ y la U4B varía de 750 a $\sim 1250 \times 10^{-6} \text{SI}$. Estas mediciones concuerdan con los registros de Urrutia et al. (2014). En la subunidad U3C (450-464.8m) la susceptibilidad magnética presenta un incremento de K en el intervalo (~ 875 , $<2000 \times 10^{-6} \text{SI}$); es una brecha tipo suevita con matriz arcillosa (Escobar Sánchez, 2002) grisácea más oscura, que las U3A y U3B, de textura rugosa, con clastos como fluidos y fragmentos metamórficos de 5 a 7 cm, al parecer del basamento. Entonces, el gran tamaño de los clastos del basamento y el porcentaje de *melt* señalan que son los que portan la susceptibilidad magnética. En la unidad 3 la susceptibilidad magnética presenta una disminución variando de 250 a $>1000 \times 10^{-6} \text{SI}$ en el intervalo 412m - ~450m (U3A y U3B); esta unidad fue definida como brecha suevítica con matriz vítrea y arcillosa (Escobar Sánchez, 2002). Para la matriz vítrea, desde 412.05m - ~418m (U3A), se presenta en general una textura fluida y con grandes clastos, que se correlacionan con valores máximos de susceptibilidad intermedia (Urrutia et al., 2014). La brecha suevítica con matriz arcillosa (desde ~418m, U3B) presenta una gradación normal aparente, la matriz esta compuesta de anfíbolita, vidrio con aureolas de alteración, fragmentos de roca fundida alterando la matriz y a partir de los 426m se observa una porosidad considerable (poros de 5-6mm) (Escobar Sánchez, 2002). En la unidad 2, la susceptibilidad magnética varía en (500, $\approx 1500 \times 10^{-6} \text{SI}$), se observa una disminución (250 a $1000 \times 10^{-6} \text{SI}$) en la U2B (~385-412.05m), esta unidad fue definida como brecha suevítica con matriz de *melt* (32%) (Escobar Sánchez, 2002; Urrutia et al., 2014). Nuestros resultados concuerdan con los análisis de Urrutia et al. (2014) en el sentido del aumento del tamaño de los clastos en la parte superior e inferior de la U2A y U2B respectivamente y la abundancia de los mismos en la parte intermedia de la unidad, además del comportamiento de K con tendencia creciente hacia la base de la unidad. La unidad 1, definida brecha suevítica con matriz arcillosa de color verde olivo, con clastos subredondeados, pequeños ($\approx 5 \text{mm}$) y abundantes desde los 335m, la brecha muestra una tendencia creciente de la susceptibilidad magnética hacia su parte inferior, varía de 100 a $<1500 \times 10^{-6} \text{SI}$. Físicamente esta unidad es muy similar a las unidades 1 y 2 del Yaxcopoil-1, de suevitas redepositadas y suevitas (Dressler et al., 2003, b), indicando

que esta unidad es también suevita de re-depósito. Como se observa, la señal magnética de toda la unidad, la lleva la matriz y los clastos del basamento y de roca de fusión, de acuerdo con [Urrutia Fucugauchi et al. \(2014\)](#).

La magnetización natural remanente NRM en función de la profundidad muestra un comportamiento muy similar al de la susceptibilidad magnética ([figura 6.2](#)), más agrupado en la base de la columna (U4-U3C) y con valores más restringidos en el intervalo (0.03-0.1A/m). Ascendiendo en la columna, entre los ≈440m y ≈390m (U3B-U2B), se observa una forma sinusoidal en la magnetización, valores altos (>0.05, 0.1)A/m para la parte superior de la unidad 3B; después, valores bajos (0.01, 0.05)A/m para la U3A y regreso a valores altos (0.05, 0.1)A/m, parte inferior de la U2B; todos estos con comportamiento mas o menos homogéneo. La subunidad U2A exhibe los valores más altos; en la base (390-370m) presenta un comportamiento muy variable con datos entre (>0.1, >0.5)A/m; la parte superior muestra valores en (≈0.05, ~0.1)A/m, probablemente los valores altos se deban a clastos del basamento. La U1 muestra valores muy bajos, (0.001, 0.01)A/m. El valor promedio de la NRM es ≈0.08A/m, menor que el del Yax-1 (0.17A/m).

El grado de anisotropía corregida P_j en función de la profundidad ([figura 6.2](#)) también muestra un comportamiento semejante al de la susceptibilidad magnética y la NRM; sólo que este divide en tres partes la sección de impactitas. En la parte inferior de la columna, desde los 450m a 503.90m (U3C-U4) se ve mejor agrupado, con valores $P_j \leq 1.05$ principalmente, indicando un comportamiento como el de las rocas sedimentarias e ígneas ([Hrouda 1982; Tarling y Hrouda, 1993](#)) y algunos datos >1.05 hasta ≈1.08. En la parte intermedia y ascendiendo en la columna, desde la U3B hasta aproximadamente la mitad de la U2B (450- ≈396m) el comportamiento es muy variable con valores en el intervalo (1.05-1.10) y valores máximos de P_j , como la mir28 ($P_j=1.96$), mir30 ($P_j=1.71$) y mir59 ($P_j=1.29$), Estas magnitudes indican semejanza con rocas metamórficas ([Hrouda, 1982; Tarling y Hrouda, 1993](#)). En la parte superior de la columna (332m - ~390m), U1, U2A y la parte superior de la U2B, el $P_j < 1.05$ en la mayoría de los datos, indicando un comportamiento variable como el de la parte inferior de la columna. En el Yaxcopoil-1, las magnitudes entre $1.05 > P_j \leq 1.14$ muestran comportamiento muy variable se presentan en la unidad 5 (BMR) y en la unidad 6 (LS). En el UNAM-5 las mayores magnitudes se presentan desde la mitad de la unidad 2B (brecha con matriz de *melt*) hasta la U3A, brecha con matriz vítrea, entre estas dos subunidades hay un aumento en el tamaño de los clastos ([Urrutia et al., 2014](#)) y 3B con matriz arcillosa. Desde los ≈385m-445m (mitad inferior de U2B hasta U3B) la susceptibilidad es menor ($250 \sim 1000 \times 10^{-6} \text{SI}$) comparada con las unidades inferiores (750 y $850 \rightarrow 1500 \times 10^{-6} \text{SI}$) y $P_j > 1.068$ (valor promedio). ¿Son los clastos los que llevan la señal magnética? Los registros de susceptibilidad magnética en los clastos ([Urrutia Fucugauchi et al., 2014](#)) muestran valores altos $2000 \times 10^{-5} \text{SI}$ en general, con valores máximos entre $4000-8000 \times 10^{-5} \text{SI}$, y los registro de la matriz muestran valores promedios de 300 a $500 \times 10^{-5} \text{SI}$, en las profundidades mencionadas. Ellos concluyen que la correlación de ambos indica que la señal es controlada por la matriz. Nuestros resultados muestran que los valores máximos de anisotropía y

susceptibilidad magnética son portados por los fragmentos del basamento, por clastos y partículas de *melt*, además de la matriz. El bajo grado de anisotropía ($P_j < 1.05$) y los valores altos de susceptibilidad magnética desde la U3C a la U4, y parte inferior de la U2B indican la presencia de material ferrimagnético.

El parámetro de forma T ([Figura 6.2](#)) en estos núcleos no muestra una forma definida del elipsoide de susceptibilidad magnética con relación a la profundidad. Sin embargo a partir de la subunidad 3C hasta la U4 se observa una mayor cantidad de datos oblatos (29) que prolados (19), indicando un ligero predominio numérico de la forma oblada. El diagrama de Jélinek ([figura 6.3](#)) de la unidad 4 corrobora lo anterior.

Las proyecciones ortográficas ([figura 6.4](#)) con los ejes de susceptibilidad principal se graficaron por separado y por unidades; se observan tendencias de agrupamientos en las unidades inferiores 3 y 4 del eje mínimo, sugiriendo una fábrica magnética con tendencia a la primaria. Para buscar una mejor definición de la fábrica magnética se graficaron las inclinaciones de los ejes de susceptibilidad principales k_1 y k_3 en función de la profundidad ([figura 6.5](#)) y las proyecciones ortográficas surgidas de éstas gráficas. Se propusieron 8 proyecciones denominadas Fab1 a Fab8, basadas en agrupamientos del eje de susceptibilidad mínimo principalmente. Estas proyecciones ortográficas coincidieron con las subunidades definidas en [Velasco Villarreal \(2006\)](#). [Stöffler et al. \(2004\)](#) mencionan que la suevita del UNAM-5 es una suevita de caída que está depositada de forma discontinua sobre la cima de la sábana de eyección más allá de la orilla del cráter. La interpretación de estas proyecciones se da en el sentido de la manera o ambiente en que se depositó. Desde la profundidad se tiene la Fab8 que presenta valores promedio poco significativos y elipses de confianza bastante amplias (anexo de datos), sin embargo los ejes mínimos se distribuyen cerca del centro de la proyección y los máximos distribuidos hacia el plano horizontal sugiriendo una fábrica magnética tendiente al tipo primario. Lo anterior sugiere que el material venía arrastrado posiblemente en un flujo veloz y de baja viscosidad de roca fundida donde tal vez hubo un intervalo de tiempo para que se orientaran los ejes de susceptibilidad principal, posiblemente enfriamiento o compactación.

La Fab7. Los ejes principales están alejados de su dirección promedio, son estadísticamente poco significativos y las elipses de confianza son muy amplias, no se observa una tendencia como en la anterior proyección. Esto probablemente indique condiciones turbulentas en un flujo o como una oleada trayendo el mismo material de la U4B; que se infiere también de las inclinaciones de los ejes k_1 y k_3 . Los análisis petrográficos muestran la matriz con condiciones de flujo turbulento y clastos muy angulosos ([Escobar Sánchez, 2002](#)). Las proyecciones Fab6, Fab5 y Fab4, pertenecen a la U3, muestran valores de inclinación del k_3 mayores a su valor promedio (40.35°). La Fab6 tiene elipses de confianza muy abiertas principalmente para k_1 y k_2 , el eje mínimo k_3 presenta un mejor agrupamiento hacia el centro de la proyección con su elipse más cerrada, además, los ejes máximos casi horizontales; se sugiere un

emplazamiento donde el flujo, posiblemente se fue enfriando dando tiempo para que se estabilizara o se compactara y se orientaran los granos como en la Fab8.

La Fab5 muestra elipses de confianza más pequeñas, es una fábrica prolada pero con los ejes k3 mejor agrupados y perpendiculares a k1 y k2. Se parece a una fábrica prolada uniáxica unidireccional con los ejes k1 mejor concentrados subhorizontal y unidireccionalmente (la mayoría), ejes k1 y k2 dispuestos en un plano subvertical inclinado sin ninguna orientación preferente ([Caballero Miranda C, 1994](#)), en nuestra proyección la disposición de los ejes está invertida. Configuración asociada a corrientes débiles a moderadas en flujos viscosos y completamente unidireccionales con los k1 paralelos a la corriente ([Caballero Miranda C., 1994](#)), en nuestro caso probablemente la inclinación de los k3 indica la dirección del flujo, sin embargo la gráfica del eje k3 vs. Profundidad muestra una gran variación en las inclinaciones, lo que hace dudosa esta proyección.

La Fab4 muestra los ejes k1 mejor concentrados y orientados hacia el plano horizontal y perpendiculares a los ejes k2 y k3 dispuestos cerca del plano vertical, con elipses de confianza más pequeñas. Es una fábrica mayormente prolada. Es igual a una fábrica prolada uniáxica asimétrica unidireccional ([Caballero Miranda C, 1994](#)) descrita en la proyección Fab5. Los k1 están orientados de forma paralela a la corriente. Esta configuración se asocia a corrientes débiles a moderadas (<1cm/s [Tarling y Hrouda, 1993](#)) en flujos viscosos sobre superficies de depósitos subhorizontales ([Caballero Miranda C., 1994](#)). Los gráficos de inclinación de los ejes k1 y k3 en función de la profundidad, muestran como si fuera un solo proceso, pues las inclinaciones se ven continuas en toda la unidad 3, dividida en tres etapas; tal vez la Fab5 sugiera un proceso como el cambio hacia diferente dirección del flujo o condiciones de baja viscosidad o velocidad de éste o tal vez enfriamiento. [Stöffler et al. \(2004\)](#) propone para la unidad 3 o US (proveniente de la pluma de eyecta) del Yax-1 un proceso de enfriamiento de tres etapas con base en los productos de cristalización en las partículas fundidas: 1) enfriamiento lento con muy bajo contenido de agua en la pluma de eyecta llevando a la cristalización del mineral plagioclasa y piroxeno a la temperatura líquida de fusión y recristalización de todas las inclusiones de silicato. 2) enfriamiento debajo de la temperatura de transición del vidrio (680°C, [Engelhardt et al., 1995](#)) durante el retorno y después del depósito y formación de fases secundarias con alto contenido de agua. 3) enfriamiento lento después de haber alcanzado la temperatura de equilibrio post-depósito y desarrollo del proceso de alteración hidrotermal a largo plazo. Con lo anterior no se quiere decir que ambas unidades (del Yax-1 y UNAM-5) sean las mismas, aunque la división en tres subunidades coincide con lo propuesto por [Stöffler et al. \(2004\)](#), sin embargo hacen falta más análisis petrográficos del UNAM-5 para sustentar lo anterior.

La Fab3 muestra elipses de confianza muy abiertas y los valores promedios (anexo de datos) de los ejes de susceptibilidad principales no son estadísticamente significativos. La fábrica no muestra una distribución definida de los ejes de susceptibilidad principal. Esta proyección corresponde con la subunidad U2B; observando el gráfico de la inclinación vs profundidad se ve un comportamiento aleatorio y la inclinación del k3 es menor que su valor medio; probablemente indicando un cambio, ó como sugiere [Stöffler et al., \(2004\)](#) para la U3 del Yax-1 de enfriamiento progresivo o tal vez evidenciando un contacto erosivo con la unidad 3 (del Yax-1) ([Goto et al., 2004](#)). En nuestro caso se observa un cambio de color en

la matriz entre la U3 y la U2, desde los 412-403m; la matriz es fina de color verdoso pálido con clastos de 3 a 4cm; en 403m la matriz cambia a beige con clastos <5mm y menores que no se distinguen, a los 390 cambia a parda- verdosa con clastos de ~2cm esporádicos, a los 385m la matriz es mas verdosa con clastos verdes de ~2cm aislados. Concordando con [Escobar Sánchez \(2002\)](#) que menciona que la matriz es gris-verdosa y hay fragmentos de granitos muy deformados (8cm) con características de fusión parcial, pero muy esporádicos; así como fragmentos de roca metamórfica de anfibolita.

En el gráfico de la inclinación de k1 vs. Profundidad se observa un conjunto de ejes máximos, justo en el límite entre la U2A y la U2B, que es lo que muestra la proyección [Fab2](#), con los ejes k1 mejor concentrados alrededor del plano vertical; los ejes k2 y k3 mas diseminados; es una fábrica magnética no definida, el conjunto de los ejes k1 corresponden con el contacto entre las subunidades U2Ay U2B, los ejes k1 mas dispersos corresponden con la parte superior de la U2A, lo mismo para los ejes k3. Se sugieren dos procesos físicos diferentes en la misma proyección. A estas profundidades (~380m) el color de la matriz se vuelve verde oscura y clastos subangulosos esporádicos (1-2cm). En el pozo Yaxcopoil-1, las unidades superiores USS y LSS, muestran evidencia de ambientes deposicionales escabrosos y la interacción de la suevita LSS con un flujo de aire por el establecimiento de la atmósfera, además de la pobre selección en la LSS, basada en la gradación del eyecta ([Dressler et al., 2004](#); [Stöffler et al., 2004](#); [Wittman et al., 2007](#)) debida al intercambio de impulso de los diferentes tamaños de las partículas con el gas fluyendo ([Shuvalov, 2003](#)). Entonces es posible que la Fab2 esté reflejando el establecimiento del material de retorno de la pluma de eyecta, esto mostrado por el agrupamiento de los ejes k1 al centro de la proyección y la parte de las inclinaciones mas aletatorias (U2A) se interprete como condiciones turbulentas de la interacción con la atmósfera y entonces el agrupamiento del k1 sugiera una alineación con un flujo de aire o la dirección del aire, indicando una fabrica magnética controlada por el viento ([Junyi, et al., 2014](#)). La [Fab1](#) contiene pocos datos para analizar esta proyección. Físicamente esta U1 es semejante a la USS del Yax-1.

Observando la gráfica de la inclinación de k3 vs profundidad y las proyecciones ortográficas, se notan periodos de agitación (Fab7, Fab5, Fab3) y calma (Fab8, Fab6, Fab4), La Fab2 muestra la calma representada por los ejes k1 agrupados casi en la vertical y los k3 casi horizontales; y la agitación, misma Fab2, evidenciada por los ejes k1 y k3 desde los 375m hasta los 347.05m. Probablemente estos periodos indiquen oscilaciones atmosféricas ([Shuvalov, 2003](#); [Wittmann et al., 2007](#)) desde la subunidad U3B hacia la superficie. Los fragmentos de hasta 8cm aunque escasos en la U2A son un poco extraños pues si es una suevita de caída ¿serían inusuales tamaños así de grandes? Probablemente son traídos por otro proceso, quizá transporte balístico o flujos atmosféricos ([Shuvalov y Dypvik, 2013](#)) o ambos. En las simulaciones de [Shuvalov y Dypvik \(2013\)](#) grandes fragmentos >3m sufren muy poca resistencia atmosférica y se mueven casi balísticamente, la resistencia atmosférica se incrementa para fragmentos más pequeños y las partículas de tamaño de centímetros son fuertemente afectadas por proyectiles de 300m de diámetro; en grandes impactos con un impactor de 1km de diámetro, la influencia es menor. Un incremento en la escala del impacto disminuye la influencia de la resistencia atmosférica porque en

pequeños impactos la atmósfera desacelera el eyecta y en grandes impactos el eyecta acelera la atmósfera [Shuvalov y Dypvik \(2013\)](#).

Efectos de la desmagnetización termal sobre la AMS

La desmagnetización termal sobre la susceptibilidad magnética (K) ([figura 6.6 a y b](#)) provocó un incremento de ésta y presenta dos comportamientos A) incremento homogéneo hasta los 300°C y una disminución notable desde 350°C hasta los 550°C, con un pico en 575°C y en 700°C un incremento final, esto en la mayoría de las muestras. B) incremento homogéneo hasta los 400°C que se mantiene en una meseta y desciende desde los 600°C gradualmente. Indicando la destrucción de una fase magnética en 300-350°C o el efecto de la oxidación y señalando composición mineralógica similar. También este comportamiento es parecido al de los especímenes del Yax-1 y rocas metamórficas de [Jelénska y Kadzialko-Hofmoki \(1990\)](#) con incrementos muy ligeros hasta 250-300°C y el descenso desde los 350 hasta los 650°C es similar al de pórfidos félsicos con hematita (rocas ígneas) en temperaturas iguales. El segundo comportamiento es similar al de gabros con magnetita (ígneas) ([Jelénska y Kadzialko-Hofmoki, 1990](#)), donde se observa un comportamiento homogéneo y en nuestras muestras el comportamiento es continuo con un incremento ligero, que se podría considerar estable. Estos comportamientos son el reflejo de una mezcla de minerales y rocas semejantes a las rocas ígneas y metamórficas; los análisis K vs. Temperatura muestran que la magnetita es uno de los minerales principales; el incremento en 650-700°C, de la susceptibilidad magnética indica una fase magnética, posiblemente hematita, en nuestros especímenes.

El grado de anisotropía corregida P_j vs temperatura ([figuras 6.7](#)) muestra un comportamiento muy homogéneo con tendencia decreciente en la mayoría de las muestras, en algunas, desde el inicio del ciclo de calentamiento y en otras el descenso se nota más a partir de los 400°C. La mayoría de las muestras seleccionadas tienen $P_j < 1.05$. El parámetro de forma T vs temperatura ([figuras 6.8](#)) exhibe un comportamiento variable, aumenta y disminuye, estas variaciones las realiza entre 450-500°C, sin embargo la forma del elipsoide se conserva oblada o prolada en casi todos los especímenes, solo dos muestras cambiaron, una a la forma oblada (250°C) y otra a la prolada (525°C). La relación entre la susceptibilidad magnética y el grado de anisotropía se puede ver en los gráficos de K vs P_j , ([figura D4](#), anexo de discusión) donde se observa una relación positiva entre estos parámetros, es decir, K y P_j aumentan y disminuyen a las mismas temperaturas, esto sucede en la mayoría de los especímenes, esta correlación positiva indica que existe una anisotropía debida a minerales ferrimagnéticos ([Jelenska y Kadzialko-Hofmoki. 1990](#)).

Tanto la Lineación (L) y Foliación (F) magnéticas ([figuras 6.9 y 6.10](#)) presentan un comportamiento homogéneo y a partir de los $\approx 500^\circ\text{C}$ se observa un aumento o decremento, en la lineación magnética

principalmente; en algunos especímenes la foliación magnética presenta tendencia decreciente o creciente muy ligera desde el inicio de la desmagnetización. En carbonatos y calizas con magnetita los cambios de prolado a oblado (P-O) se dan después de 300-400°C, esta mudanza de forma [Jelenska y Kadzialko-Hofmoki \(1990\)](#) lo asocian a la disminución de la Lineación y Foliación magnéticas. Este cambio lo exhibe el espécimen mir12, de P-O en 250°C y la mir48 de O-P en 550°C, L y F disminuyen. En la mir12, Pj y L disminuyen hasta los 450°C, F disminuye de una forma más homogénea y los tres parámetros se incrementan a partir de los 550°C. En los especímenes analizados, los parámetros F, L y Pj, están relacionados, pues si el Pj se incrementa y/o decreciente, la F y L magnéticas presentan el mismo comportamiento, o uno aumenta y el otro disminuye, observándose una relación entre los tres con la temperatura; la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética no cambia en el ~87% de los especímenes. Estos resultados muestran muchas similitudes con los resultados del Yax-1 y con el análisis de [Jelenska y Kadzialko \(1990\)](#) concordando con que estos cambios se deben a una modificación en la estructura de dominio y no a un cambio de fase, sin embargo se necesitan otros análisis como secciones pulidas. Esto también indica una mezcla de minerales paramagnéticos y ferromagnéticos (en sentido amplio) dentro de los componentes de las brechas de impacto como lo muestran los experimentos de K vs. Temperatura, donde la magnetita y hematita son unos de los minerales presentes en estas brechas.

Las proyecciones ortográficas de igual área ([figuras 6.12a y b](#)) de los ejes de susceptibilidad principal durante la desmagnetización termal mostraron: 1) Ejes de susceptibilidad principal fijos, o con un leve desplazamiento en la posición inicial, indicando un realce de la fábrica magnética o un mejor agrupamiento de los ejes principales. 2) Ejes de susceptibilidad principal movibles a temperaturas específicas (300°C, 350°-400°C), aunque se desplazan no cambia la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética. 3) Cambio de forma del elipsoide de susceptibilidad magnética, el espécimen mir12 cambia de prolado (20°C-200°C) a oblado (250°C-680°C) y los tres ejes de susceptibilidad principal se desplazan. Los cambios en las orientaciones de los ejes de susceptibilidad en temperaturas más altas probablemente sugieren un cambio en la fábrica magnética, tal vez provocado por un cambio en el tamaño del grano (agrandamiento) o posiblemente un cambio en la composición mineralógica como una transformación imitando al mineral preexistente en la muestra. También la movilización de los ejes de susceptibilidad puede estar relacionada con la disminución de la susceptibilidad magnética, pues ésta disminuye desde los 300°C-350°C en todos los especímenes analizados. Los cambios en la orientación de los ejes k2 y k3 están relacionados a la reducción de la susceptibilidad magnética después del calentamiento a temperaturas mayores a 250°C, indicando la destrucción de una fase de alta susceptibilidad ([Urrutia et al., 2012](#)). De igual forma, el cambio de orientación se puede deber a la creación de una fábrica magnética completamente nueva ([Henry et al., 2003](#)). En gabros (magmáticas) los ejes cambian difícilmente de dirección o las direcciones de los ejes de susceptibilidad se ordenan después de los 500°C, con los ejes mínimos agrupados al centro de la proyección y en los hornfels (metamórfica) la distribución de los ejes permanece sin cambio ([Jelenska y Kadzialko-Hofmoki, 1990](#)). En

carbonatos y calizas después de 450°C los ejes mínimos se agrupan alrededor del plano vertical y las areniscas grises y rojas con hematita después de los 500-600°C se ordenan en la forma característica de una fábrica de depósito primaria (*Ibid.*, p20, 21). En los especímenes del UNAM-5 se observa que algunos se comportan como rocas magmáticas y metamórficas indicando un comportamiento similar, mientras en otras muestras las direcciones de los ejes de susceptibilidad principal cambian y este cambio posiblemente se debe a la variación o disminución de la susceptibilidad magnética.

Efectos de la desmagnetización por campos alternos (AF) sobre la AMS

Los resultados de la desmagnetización por campos alternos sobre la AMS muestran que la susceptibilidad magnética (figura 6.14) tiene un comportamiento homogéneo y se va incrementando gradualmente desde el inicio del tratamiento en todos los especímenes analizados. El comportamiento opuesto lo tiene el Yax-1, aunque también se incrementa. Estos resultados se conducen como las muestras de rocas ígneas, metamórficas y sedimentos de Jordanova et al. (2007), ellas mencionan que el incremento en rocas intrusivas y sedimentos loess-paleosuelos varía de 2 al 27% comparado con sus valores iniciales. En nuestras muestras el incremento es más pequeño, varía desde 1 a 12.5%, también comparado con sus valores iniciales (figura D5a, anexo de discusión). El grado de anisotropía corregida (figuras 6.15 a y b) muestra un comportamiento variable con tendencia creciente en la mayoría de las muestras y a partir de 80-100mT se observa un decremento pequeño de P_j en algunos especímenes. En el diagrama de Jélinek (figura 6.19), P_j presenta recurrencia en un mismo valor en diferentes valores de T (parámetro de forma). Para observar el comportamiento de P_j se realizó la grafica del porcentaje de cambio de la susceptibilidad K vs P_j (dK_{100} vs P_j) (Jordanova et al., 2007), donde se observa el incremento (en 4%, ~8% y 13%) de la susceptibilidad contra P_j y nos indica que probablemente el efecto de los AF en la K depende levemente de la anisotropía de la roca (su forma o su distribución original) (figura D5b). El porcentaje de incremento de P_j fue del 1% (figura D5c). En el Yaxcopoil-1, P_j muestra un división de magnitudes con $P_j < 1.05$ que corresponden con las unidades intermedias 3 y 4, definidas como brechas de caída de la pluma de eyecta. Valores de $P_j > 1.05$ corresponden con las unidades inferiores 5 y 6 del Yaxcopoil-1, que corresponden con procesos terrestres. En el UNAM-5 no se observa esta división en las unidades.

El parámetro de forma T (figuras 6.16 a y b) muestra un comportamiento muy variable, los especímenes mantienen su forma oblada o prolada en el 100% de las muestras. Algunas muestran tendencia creciente o decreciente desde el inicio del ciclo y cambian a la tendencia opuesta en 45mT, otras se vuelven más homogéneas en este mismo campo.

Las proyecciones de igual área (figura 6.20) se dividen en dos: desde la U1 hasta la U3B los ejes principales de susceptibilidad muestran desde un mínimo desplazamiento a ninguno. En todas estas muestras el P_j se incrementa al igual que la Lineación (L) y la Foliación (F) magnéticas, pero estos dos

parámetros (L y F) presentan poca variabilidad y tienen dos tendencias. Entonces el Pj se incrementa cuando F aumenta, y cuando F muestra dos tendencias el incremento se debe a la tendencia creciente de F y se presenta desde 30mT. Este comportamiento es parecido a los estudios en basaltos que hizo [Kapicka \(1981\)](#), donde menciona que en especímenes característicos el decremento del Pj está asociado con la disminución de F y a determinadas intensidades del campo aplicado. Solo que en nuestro caso es la situación contraria, es un aumento de Pj y F. Este mismo autor también refiere que el efecto de la estructura de dominio sobre la anisotropía no es observado en basaltos con una fuerza coercitiva considerablemente baja y cuyo elipsoide de susceptibilidad magnética es prácticamente estable.

Para la sección desde la U3C hasta la U4B, las proyecciones muestran desplazamiento de los ejes de susceptibilidad principal. Los AF no provocaron el cambio de forma del elipsoide magnético en ningún espécimen. En estas unidades inferiores Pj muestra comportamiento variable con tendencias crecientes y decrecientes. En muestras obladas, cuando la F no muestra tendencia ascendente o descendente la L tiende a bajar o presenta las dos tendencias y Pj disminuye. Cuando L y F se incrementan Pj se incrementa. Cuando L y F presentan tendencias contrarias el Pj exhibe estas dos tendencias. En muestras proladas, cuando L ó F presentan dos tendencias el Pj muestra comportamiento variable con dos tendencias, más la repetición de alguna, en algunos casos. Estos comportamientos indican que la magnitud de la anisotropía no depende de la F ó L, aunque tengan comportamientos similares, lo que no implica que no estén relacionados de alguna forma; y es en las muestras proladas donde se observa mejor esta independencia; la variación de L y F se debe a la variación o movimiento de las paredes de dominio. Mientras el aumento de Pj se debe a que la muestra se saturó en la dirección de máxima susceptibilidad, de acuerdo con [Kapicka \(1981\)](#), esto lo demuestran los ejes de susceptibilidad principal fijos, que presentan L creciente; que corresponde con las unidades U2A-U3B, ([figura 6.20](#)). El decremento de Pj indica que se saturó en la dirección de susceptibilidad mínima, de acuerdo con [Kapicka \(1981\)](#), esto se demuestra en los especímenes con ejes de susceptibilidad principal desplazados y que muestran F creciente; y que corresponden con las unidades U3C-U4B.

Técnicas de magnetismo de rocas

Desmagnetización vectorial

Durante la desmagnetización vectorial termal ([figuras 6.22 a, b](#)) las proyecciones ortogonales muestran de uno a dos componentes en la mayoría de las muestras. El vector característico se inicia a partir de 500°C en la mayoría de los especímenes de las unidades U2A a U3B, sugiriendo Ti-magnetita pobre en Ti. Las muestras pertenecientes a las unidades U3C a U4B presentan una sola componente desde casi el inicio de la desmagnetización hasta 525°C, en algunos especímenes, y hasta 680°C en otros. Los gráficos de la magnetización muestran un incremento notorio desde el inicio hasta 200-250°C en algunos especímenes; en 350°C y 525°C se presenta una inflexión en casi todos los especímenes indicando el inicio del vector característico. Lo anterior para las muestras de la unidad 2 y 3. Los especímenes de la

unidad 4 muestran un comportamiento inicial más suave, se observa un pequeño incremento (mir55) o ninguno (mir74) y una inflexión en 450-500°C indicando la remoción de componentes secundarias. Se sugiere Titanomagnetita pobre en Titanio como portador de la magnetización.

Durante la desmagnetización vectorial por campo alternos, las proyecciones ortogonales (Figuras 6.23b) mostraron una componente; en algunos casos se presenta una componente secundaria pequeña eliminada en campos bajos de 3 a 10 ó 15mT, que se observa principalmente en la U4 y en algunos especímenes de la U3C, que también se ve en las gráficas de intensidad de la magnetización indicando la remoción de un componente secundario de baja coercitividad. Otra componente secundaria mas fuerte es eliminada entre 20 y 45mT, indicando la remoción de un componente de coercitividad media que se presenta en la mayoría de las muestras. Lo anterior también se observa en la inflexión de los gráficos de la magnetización. El componente característico tiene trayectorias lineales; en algunos casos se muestra univectorialmente desde el inicio del tratamiento hasta las 90mT; y en otros casos desde 10 a 50 ó 70mT. En algunos casos la desmagnetización se desvía del origen (m64, m98) indicando una remagnetización durante el tratamiento o separación incompleta de componentes de alta coercitividad.

La NRM característica en coordenadas de muestra del UNAM-5 mostró un valor promedio de 0.0668A/m, similar al de Sharpton et al. (1992) y Steiner (1996).

El análisis de los componentes principales (PCA) se realizó en los especímenes que muestran un mejor ajuste al origen de muestras desmagnetizadas con temperatura y por campos alternos y se obtuvo la inclinación y la magnetización característica de la NRM en coordenadas de muestra. La NRM característica en coordenadas de muestra del UNAM-5 mostró un valor promedio de 0.0668A/m, similar al de Sharpton et al. (1992) y Steiner (1996). La inclinación característica se graficó en función de la posición estratigráfica (figura 6.24). Se observan principalmente inclinaciones negativas, la mayoría de los datos se encuentra entre -20° y -55° con un promedio de -31.12° (sin tomar en cuenta los valores positivos). De los análisis de roca fundida de impacto del pozo Yucatán-6 (Y-6) se estimó una inclinación promedio de $-42.6^{\circ} \pm 2.4^{\circ}$ para la inclinación característica de la NRM (Urrutia-Fucugauchi et al., 1994). Nuestro valor promedio se encuentra $\approx -9^{\circ}$ alejado de la inclinación característica del Y-6. Sin embargo, pertenece al C29r de acuerdo con Rebolledo-Vieyra et al. (2006).

La inclinación del campo geomagnético en el sitio de Chicxulub durante el Cretácico tardío era -43.1° (Gordon y Van der Voo, 1995; Steiner M. B., 1996). La inclinación promedio de la NRM característica (-40° a -45°) de brecha y roca fundida de impacto del Y-6 corresponde a una polaridad inversa Urrutia-Fucugauchi et al. (1994), la cual pertenece al Cron29r (65.37 a 64.68Ma) de la escala de tiempo geomagnética de LaBreque et al. (1997). Los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las rocas fundidas del Y-6, dan una edad estimada de cristalización de 65.2 ± 0.4 (Sharpton et al., 1992), fecha cercana a la reportada por Swisher et al. (1992) de 64.98 ± 0.05 Ma. Análisis mas recientes recalcularon la edad usando un decaimiento constante de ^{40}K en las tectitas de Haití (Renne et al., 2010), quedando la edad en 66.07 ± 0.37 Ma (Jourdan et al., 2012). Estas inclinaciones negativas a lo largo de la sección señalan que es probable que el eyecta haya adquirido su magnetización durante el emplazamiento a temperaturas suficientemente altas y en condiciones (atmosféricas y terrestres) mas estables. En el Yax-1,

temperaturas de $\sim 700^{\circ}\text{C}$ de depósito y oleadas erosivas sugieren el colapso de una porción caliente de la pluma de eyecta bajo condiciones muy turbulentas (U4), esto lo sustentan [Wittmann et al. \(2007\)](#) con los datos de la forma de las partículas, la carencia de selección en las partículas y las orientaciones aleatorias de las mismas. Mientras que para la U3 o US, considerada como eyecta de caída, se indica un gradiente de temperatura hacia la cima. El depósito para las unidades U1 y U2 del Yax-1 sugieren una atmósfera con menor turbulencia, indicada por la selección que tomó lugar durante la interacción con una atmósfera más restablecida ([Wittmann et al., 2007](#)). Lo anterior sugiere que la suevita del UNAM-5, o probablemente las unidades U3B-U1 hayan sido depositadas en condiciones ambientales y temperaturas menos turbulentas, pero se necesitan estudios más detallados de este pozo.

Experimentos de susceptibilidad vs. temperatura, ciclos de histéresis y diagrama de Day

En los experimentos de susceptibilidad vs. temperatura ([figura 6.25](#)) se observa que las curvas no son reversibles y presentan varias fases magnéticas en todos los especímenes analizados. Las fases magnéticas indicadas por las inflexiones en las curvas son las siguientes: magnetita ($575\text{-}580^{\circ}\text{C}$), Ti-magnetita pobre en Titanio ($550\text{-}555^{\circ}\text{C}$), pirrotita en 300°C ($T_c=325^{\circ}\text{C}$, [Opdyke y Channell, 1996](#)), goetita ($\approx 120^{\circ}\text{C}$) y Desde 580°C , $600\text{-}700^{\circ}\text{C}$ hay un incremento de la susceptibilidad magnética que indica una fase de la serie de la hematita. Las curvas de calentamiento de la columna (I) se pueden ver con detalle en el anexo de la discusión ([figura D6](#)). La muestra SE-m49 exhibe un pico de Hopkinson a los $\approx 560^{\circ}\text{C}$ sugiriendo Ti-magnetita baja en titanio. En algunas muestras y durante el enfriamiento, la susceptibilidad magnética regresa por encima de la del calentamiento, lo que indica la formación de una fase mineral nueva, tal vez magnetita secundaria en semejanza con loess con ceniza volcánica de [Henry et al. \(2003\)](#). Estos mismos autores refieren que el decremento de la susceptibilidad durante el enfriamiento probablemente esté relacionado la formación de hematita a altas temperaturas, en sedimentos volcánico-clásticos (de Bulgaria), y sugiere que los minerales ferrimagnéticos son principalmente de tamaño de grano PSD. Esto último concuerda con los resultados de las curvas K-Temperatura y los valores PSD del diagrama de Day.

Para corroborar nuestros resultados se revisó la petrografía del UNAM-5 de [Escobar Sánchez \(2002\)](#), de su descripción, la unidad 2, presenta clastos de cuarzo, vidrio diaplético producto de feldespatos, esferulitas debidas a la desvitrificación del vidrio, inclusiones de roca intrusiva compuesta de feldespatos potásicos, y anhidrita que se encuentra rellenando oquedades, todo en una matriz de roca fundida de impacto. La unidad 3 presenta fragmentos de gneis constituidos por feldespatos potásicos con rasgos planares de deformación en tres direcciones y mosaiquismo. También hay cuarzo y cristales pequeños de anhidrita rellenando oquedades; algunos óxidos de hierro y minerales máficos anhedrales, cristales de yeso y minerales carbonatados embebidos en una matriz vítrea-arcillosa y tendencia fluida en los clastos. La base de la unidad 3 exhibe una matriz difícil de distinguir que cubre los clastos, porosidad del 5%, en algunos de estos poros hay vidrio recrystalizado con bordes de reacción, vidrio diaplético dentro una

matriz arcillosa de color pardo, y feldespatos más isotropizados que sugiere un mayor efecto de metamorfismo de impacto (Escobar Sánchez, 2002). En la unidad 4 se muestran cavidades rellenas por minerales secundarios y vesículas. Abundan clastos altamente impactados y fundidos, con una mayor cantidad de matriz de roca fundida de impacto (67%) color marrón que muestran condiciones de flujo turbulento, los rasgos planares de deformación son raros a estas profundidades pues los fragmentos de roca han sido altamente impactados y fundidos casi al mismo tiempo, *ibid.*, p60. Los análisis petrográficos de Pilkington et al. (2004), para el Yax-1 refiere que las fases de óxido de hierro (Fe) comprendiendo limonita-goetita, magnetita y óxidos de hierro-titanio (Fe-Ti) son los componentes comunes en la secuencia de las impactitas. Magnetita, oxihidróxidos de Fe y óxidos de Fe-Ti son minerales secundarios presentes en la matriz, además de microlitos dióxido y plagioclasa, vesículas asociadas con cuarzo y minerales de arcilla, así como venas asociadas con feldespato potásico y albita. Que también concuerdan con los rasgos de deformación planar de hasta tres direcciones, vidrio diaplético, mosaiquismo y formas fluidas de Tuchscherer et al. (2004). Estos análisis petrográficos (Yax-1 y UNAM-5) contienen una mineralogía semejante, complementando las fases magnéticas encontradas en los experimentos K-temperatura.

Los ciclos de histéresis (figura 6.26 a, b, c) muestran ciclos estrechos y comportamientos de superparamagnéticos SP y paramagnéticos con dominio pseudo-sencillo PSD. Se observan extremos abiertos lo que indica que no hubo saturación; la mayoría de las curvas son simétricas al origen lo cual refleja rangos restringidos de coercitividad para minerales de óxidos-Fe, las muestras SE-m36 y SE-m111 sugieren comportamiento superparamagnético (con granos muy finos). La mayoría de los ciclos sugieren una mezcla de dos minerales (posiblemente hematita y magnetita) o una mezcla de tamaño de granos del mismo mineral.

Las curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM) (figuras 6.26) no se alcanzan a saturar, pero se nota un comportamiento estable entre 0.35 a 0.5T indicando la presencia de otro mineral cuya magnetización requiere de campos más altos para saturarse, probablemente pirrotita o hematita?. En otras muestras como la SE-m45 se notan valores muy bajos cerca del inicio de la adquisición de IRM y una inflexión de la curva en 0.05T y después un comportamiento variable con una segunda inflexión entre 0.15 y 0.2T sugiriendo la presencia de titanomagnetitas. La muestra SE-m57b muestra una inflexión en 0.3T y después no se observa saturación, lo que indica una mezcla de dos minerales, uno suave (Ti-magnetita) o de coercitividad intermedia y uno duro (hematita?). En el diagrama de Day (figura 6.27) muestra que los minerales magnéticos se encuentran en la región PSD contenidos en pequeños granos. En la sección de impactitas del Yax-1 el registro paleomagnético muestra la presencia de minerales de baja coercitividad (magnetita) a coercitividad media (pirrotita) (Elbra y Pesonen, 2011).

8.3. Pozo UNAM-6 Peto

El pozo UNAM-6 es considerado como eyecta primario (Sharpton et al., 1999), está a 151km, del centro del cráter. Las brechas de impacto fueron definidas como una brecha evaporita (Urrutia et al., 1996). Se complementa su definición diciendo que es una brecha polimíctica, en base a seis diferentes combinaciones de color en la matriz intercaladas entre sí: 1) matriz amarilla con clastos, 2) matriz parda con clastos, 3) matriz gris con hilos de matriz amarilla, 4) matriz gris, 5) matriz marrón, (los incisos 3, 4 y 5 se presumen de anhidrita) y 6) matriz amarilla sin clastos (figura 7.1). El tamaño de los clastos varía desde <1mm a 7cm (figura 7.3). El grosor de las impactitas es de 244.6m. La sección analizada fue de 140m. No se observa a simple vista un horizonte intemperizado entre la brecha evaporita y la secuencia de evaporitas (Urrutia et al., 1996) indicando que las impactitas descansan sobre una superficie y relieve generado del lecho de la roca local (Hörz, et al., 1983). Las características de los clastos como formas fluidas, zonas de fusión en los clastos, formas angulosas a subredondeadas, el tamaño (cm), atestiguan un ambiente de deformación variable, donde componentes individuales fueron mezclados y después transportados a su lugar final. Otros rasgos son el contacto abrupto entre las unidades y la matriz de grano fino, éste confirmado en el diagrama de Day. Todo lo anterior hace posible decir que la brecha de impacto del pozo UNAM-6 es una brecha tipo Bunte (Hörz et al., 1983).

Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

La susceptibilidad magnética (K) es diamagnética y presenta valores negativos (-9 a -24) $\times 10^{-6}$ SI, y se comporta de forma variable, a lo largo de la sección analizada (281-421m)(figura 7.2). La susceptibilidad magnética divide en tres partes la sección de impactitas y concuerda con la descripción física de los núcleos. En la unidad A, la susceptibilidad magnética varía en el intervalo (-20, -8) $\times 10^{-6}$ SI, los primeros 20m (281, \approx 300m) presentan valores mayores en el intervalo (-14, -8) $\times 10^{-6}$ SI. Hacia la base varía entre (-20, -14) $\times 10^{-6}$ SI. En la unidad B (325.6-374.m) la susceptibilidad magnética es menor y comprende el intervalo (-20, -16) $\times 10^{-6}$ SI; ésta se comporta de forma variable con algunos datos máximos alrededor de -14 $\times 10^{-6}$ SI; La matriz es aparentemente de anhidrita con algunas intercalaciones de matriz parda y amarilla, con y sin clastos respectivamente. En la unidad C (374.3-412.6m), la susceptibilidad magnética se incrementa, en comparación con la unidad anterior. La susceptibilidad magnética se distribuye en el intervalo (-20, -12) $\times 10^{-6}$ SI, con valores máximos en (-14, \sim -12) $\times 10^{-6}$ SI. La matriz de las unidades A y C se parecen mucho, son brecha polimíctica con matrices de diferente color, principalmente matriz parda, con intercalaciones de matriz amarilla y de anhidrita. En éstas se observan hilos de anhidrita, hilos con características fluidas, y zonas con aureolas fusión del mismo material, los clastos, donde se presentan muestran formas angulosas a subredondeadas con tamaños variables (mm - decenas de cm, en

muestras de mano, [figura 7.3](#)); muchos muestran formas fluidas también. Estas descripciones concuerdan con la descripción de la brecha Bunte de [Hörz et al \(1983\)](#).

La magnetización natural remanente (NRM) muestra un comportamiento homogéneo, ([figura 7.2](#)) desde los 281-340m de profundidad, con valores bajos ($0 - 5e-5A/m$) y valores altos, alrededor de $1e-4$ a $2e-4A/m$. Hacia la profundidad, desde $\approx 350-421m$, hay un incremento de NRM con comportamiento variable y algunos valores máximos $\geq 2e-4A/m$. Esto indica que no son sólo los clastos los que llevan la señal magnética sino también la matriz, pues dentro de estas profundidades se incluyen matriz con y sin clastos; por ejemplo, en los últimos metros 412.60-421m se observa un aumento de la NRM, esta sección es aparentemente de anhidrita con bandas (decenas de centímetros) de matriz amarilla y tipo arenosa sin clastos. Esta magnetización es tan baja que no se compara con la del UNAM-5 ni la del Yax-1, empezando por porque su composición litológica es diferente.

El grado de anisotropía corregida (P_j) en función de la profundidad ([figura 7.2](#)) muestra un comportamiento variable con valores altos $1.04 < P_j < 1.10$, desde los 281- $\approx 303m$, (mitad superior de la unidad A), estos valores indican un comportamiento semejante al de las rocas ígneas y metamórficas ([Tarling y Hrouda, 1993](#); [Hrouda, 1982](#)). Desde la mitad inferior de la unidad A hasta la unidad C (303-421m) su comportamiento es homogéneo con una tendencia ligeramente creciente hacia la profundidad. La anisotropía magnética ($P_j < 1.04$) indica un comportamiento como el de las rocas sedimentarias ([Hrouda, 1982](#)) que concuerdan muy bien con el material de esta brecha similar a la tipo Bunte ([Hörz et al., 1983](#)) La unidad B presenta algunos valores altos, alrededor de los 360m, similares en magnitud a los de la unidad A. El comportamiento homogéneo podría indicar un mismo trabajo o proceso sufrido por esta brecha y la parte variable sugiera otro proceso con material de mayor magnitud magnética, y que coincide con la susceptibilidad magnética, que tal vez pertenezca a la suevita superior que no está presente.

El parámetro de forma T en función de la profundidad ([figura 7.2](#)), no muestra una definición del elipsoide de susceptibilidad magnética a lo largo de las 3 unidades; numéricamente hay mas datos oblatos (55.1%) que prolados (44.9%). En la unida A hay casi la misma cantidad de datos oblatos y prolados, sin embargo en su distribución con la profundidad se observa una concentración de datos prolados en la mitad inferior de la unidad A(303-320m) y otra concentración en la parte inferior de la unidad C ($\sim 400-421m$) indicando tal vez una sección inacabada o en formación de una forma definida de T?. El diagrama de Jélinek ([figura 7.4](#)) por unidades no muestra estas concentraciones a excepción de los valores de $P > 1.05$, que son oblatos y pertenecen a la unidad A. En las demas unidades la forma del elipsoide magnetica varía de prolado a oblado.

En la [figura 7.5](#), las proyecciones ortográficas se muestran separadas por unidades y por ejes de susceptibilidad principal. En general, se observa que los ejes k_1 de la unidad A se concentran hacia el Oeste mientras los de la unidad C muestran una concentración hacia el NE de la proyección; y los k_1 de

la unidad B se distribuyen sobre toda la proyección. Los ejes k3 muestran pequeños grupos alrededor del plano horizontal, en las tres unidades; mientras otros se distribuyen sobre toda la proyección. Los ejes k2, de las tres unidades, también se distribuyen en toda la proyección ortográfica. En conjunto, los tres ejes de susceptibilidad principal muestran una fábrica magnética muy pobremente definida.

Por lo anterior se graficaron las inclinaciones de los ejes k1 y k3 vs la profundidad (Figura 7.6), donde se observa un comportamiento muy variable de las inclinaciones a lo largo de la columna; la inspección mostró tres divisiones en base al eje de susceptibilidad principal k3, que casi concuerdan con los límites de las unidades A, B y C indicados por la estratigrafía y por la susceptibilidad magnética. De estas gráficas se obtuvieron nuevas proyecciones ortográficas denominadas Fab1, Fab2 y Fab3, dentro de éstas se observan pequeñas subfábricas, la subfab2 y la subfab3, incluidas dentro de la Fab2 y la Fab3 respectivamente (figura 7.6).

La proyección Fab3 presenta (figura 7.6) las elipses de confianza muy amplias para los ejes de susceptibilidad principal k1 y k2; la elipse del eje k3 es pequeña alrededor del valor promedio, pero los datos no están dentro ella. Entonces se ve una fábrica magnética aleatoria. Teniendo en cuenta el origen de la brecha Bunte del cráter Ries, formada por sedimentación balística y la cortina de eyecta (Hörz et al 1983), se sugiere un proceso similar, para esta, además de flujos turbulentos (Osinski et al, 2011). Dentro de la proyección Fab3 se encuentra la sub-proyección Subfab3, con muy pocos datos pero elipses de confianza pequeñas para los tres ejes de susceptibilidad principal. Se presenta el eje k3 perpendicular a los ejes k1 y k2, la mayoría de los datos que la componen son oblatos, indicando una fábrica magnética oblada. Esta distribución de los ejes es semejante a la definida por Caballero Miranda C. (1994), fábrica prolada triáxica unidireccional asimétrica con el eje k1 mejor concentrado sub-horizontalmente y en una dirección con distribuciones casi circulares; ejes k2 y k3 dispuestos en un plano sub-vertical, cada uno en distribuciones elongadas, con inclinaciones intermedias y unidireccionales y lo asocia con un flujo “moderado” y viscoso con k1 imbricado (corriente arriba) y orientado paralelo a la corriente (Caballero Miranda C., 1994). Sólo que en nuestro caso los ejes k1 y k3 están invertidos, los especímenes que la componen abarcan ~4.7m (383.12 - 387.8m), indicando posiblemente una corriente o flujo “moderado” (Caballero Miranda C., 1994), estos ~4.7m son la parte superficial de la unidad C, donde probablemente hubo un lapso de tiempo en el que el flujo en esta parte se volvió más lento o que el flujo superior era más lento que la parte inferior y se pudieron orientar los ejes k3 indicando la dirección del flujo.

Las inclinaciones del eje k3 vs profundidad que corresponden con la proyección Fab2, (~313.9m-379.45m), en general, son menores que su valor promedio (26.56°) (figura 7.6). Los ejes k3 están distribuidos hacia el plano horizontal entre 0 y 30° de inclinación mientras los ejes k1 están distribuidos entre 30 y 75° de inclinación. Aunque las elipses de confianza son amplias (k2 y k3), se observa que la elipse del eje k1 es mas pequeña y los ejes se inclinan hacia el Este de la proyección. Se sugiere que la orientación de los ejes k1 indica la tendencia en la dirección del flujo hacia el Este. La forma del elipsoide de esta unidad varía de prolado a oblado (figura 7.4b).

Dentro de esta proyección se encuentra la sub-proyección Subfab2 que presenta una fábrica oblada triaxial con elipses de confianza pequeñas. Indicando una fábrica parecida a una fábrica asimétrica oblada triaxial, donde los ejes k3 son los mejor concentrados casi en una distribución circular, subvertical; ejes k1 y k2 subhorizontales y unidireccionalmente inclinados en su mayoría, asociados con condiciones que favorecen el rodamiento sobre superficies inclinadas; la dirección de flujo puede ser opuesta a la inclinada por los k3 en caso de corrientes de avalancha (Caballero Miranda C., 1994). En nuestro caso con los ejes k1 y k3 están invertidos, (figura7.6) por lo que se sugiere que los ejes k1 estarían indicando la dirección de rodamiento o sea la pendiente (si están casi verticales, casi no hay pendiente) y entonces los ejes k3 indican la dirección del flujo en esta proyección. Esta Subfab2 también se encuentra en la parte superficial definida para la Fab2, con ~7m (313.9~321m) de grosor; este comportamiento sugiere al igual que la anterior un lapso de tiempo donde la corriente tal vez era más homogénea y cambio de dirección, o el flujo era menos viscoso y se alentó (en la parte superior) y tuvo tiempo de orientarse. Un modelo preliminar de depósito para la Diamictita Albión, en Quintana Roo a 363km del centro del cráter, indica que después del emplazamiento balístico, ~300km del centro del cráter, el flujo era turbulento, no cohesivo y manejado por el contenido de agua dentro del flujo. A distancias alrededor de 320km evolucionó a un flujo complejo de escombros cohesivo, por la disminución de volátiles (agua) Schönian et al. (2004). Las subfábricas encontradas sugieren lapsos de tiempo (pequeños) entre el emplazamiento de una capa y otra, donde se observan fábricas magnéticas definiendo cambios en el emplazamiento del flujo, como puede ser la dirección del mismo, pues los cambios entre las unidades son bruscos, o enfriamiento?. Esto también se observa en el comportamiento aleatorio de la inclinación de los ejes k1 y k3.

En la proyección Fab1 las elipses de confianza son muy amplias principalmente para los ejes k2 y k3, la del eje k1 es más pequeña; los ejes k1 están más orientados al Oeste, indicando probablemente la dirección del flujo. Las fábricas Fab1, Fab2 y Fab3 muestran al eje k1 como el mejor definido, indicando que éste se alinea con la corriente que fluye velozmente. La inspección de las fábricas magnéticas y los gráficos de inclinación muestran comportamientos complejos que reflejan el depósito en un ambiente turbulento en concordancia con la generación de la brecha Bunte (Hörz et al., 1983) y el modelo multietapa de Osinski et al. (2011).

Efecto de los campos alternos sobre la AMS

La susceptibilidad magnética presenta un pico notable entre 0 y 10mT. Después entre 10 y 20mT se observa un comportamiento casi estable y a partir de 25mT hasta 50mT se observa comportamiento ligeramente variable con tendencia decreciente en muestras de las tres unidades. Este comportamiento es similar al de Jordanova et al. (2007), donde la aplicación de campos alternos en bajas amplitudes, de 0 a 10mT, produjo incrementos y decrementos en la susceptibilidad magnética promedio de loess y paleosuelos en muestras consolidadas y no consolidadas, este comportamiento también lo presentan

rocas intrusivas y sedimentos. Entre 20 y 50mT también se observa un incremento significativo en la susceptibilidad magnética y en campos altos (50-200mT) varía moderadamente. Este comportamiento se debe a cambios en el patrón de dominio y al movimiento de las paredes de dominio, lo que produce un aumento del área de las paredes del dominio (Jordanova et al., 2007). Según Stacey (1960), cuando se aplican campos alternos a una roca estacionaria, el campo alinea los patrones de dominio de los granos multidominio MD, de tal forma que la direcciones de dominio además de ser aleatorias, yacen más cerca de la dirección de fácil magnetización de los cristales, en la dirección del campo. Esto incrementa la susceptibilidad de la roca en la dirección del campo y disminuye en la dirección inversa, también refieren que el efecto es una consecuencia directa del carácter MD de los granos en rocas ígneas. En Dunlop y Özdemir (1997) se dice que para granos MD la rotación del dominio es menor comparada con el desplazamiento de la pared de dominio, aumentando los dominios cuya magnetización esta favorablemente orientada al campo aplicado. Durante este proceso de desplazamiento, la estructura y energía de una pared no cambian a menos que defectos del cristal impidan el movimiento de la pared en el cristal.

En nuestro caso no se observa un incremento continuo como en Jordanova et al. (2007) sino un incremento pequeño de la susceptibilidad magnética entre 0 y 10mT, que es parecido al que ellas refieren y después un comportamiento estable; lo que podría sugerir que éste incremento se deba a un ligero movimiento de las paredes de los dominios sin modificarlas y sin alcanzar a mover la configuración de los dominios. O solo se desmagnetizaron granos con esas amplitudes. O también puede ser que se desmagnetizó la parte más superficial del grano, como se puede ver en la tendencia decreciente de la NRM durante el proceso de desmagnetización. También se realizaron análisis de los tres ejes principales mediante la fórmula S_{ms}^{18} de Jordanova et al. (2007), que en su trabajo produjo tendencias casi lineales y algunas curvas para muestras consolidadas de loess/paleosuelos mientras nuestros datos no muestran una tendencia lineal o curva definida sino casi el mismo comportamiento variable para todas las muestras.

El parámetro de forma T (figura 7.9) muestra un comportamiento muy variable, algunas muestras no definen su forma magnética, otras cambian de prolado a oblado o viceversa entre 10 y 20mT; y otras muestran una forma definida pero con varias visitas a la zona contraria.

El grado de anisotropía corregida (figura 7.8), la Lineación y Foliación magnéticas (figuras 7.10 y 7.11 respectivamente) muestran el mismo comportamiento que la susceptibilidad magnética (figura 7.7a). La mayoría de los especímenes presentaron incrementos variables de P_j y L indicando saturación en la dirección de susceptibilidad máxima (Kapicka, 1981). Cuando P_j y L disminuyen y F aumenta, indica que hubo saturación en la dirección de susceptibilidad mínima (Kapicka, 1981). En general, todos los parámetros muestran una gran variación. Sin embargo, este comportamiento probablemente se deben a un movimiento ligero de los dominios magnéticos entre 0 y 10mT sin producir ningún efecto en las paredes de los dominios.

¹⁸ $S_{ms} = |K_1 - K_m| + |K_2 - K_m| + |K_3 - K_m|$, donde K_m es la susceptibilidad promedio.

En el diagrama de Jelinek (figura 7.12) P_j se estaciona en un mismo valor a diferentes campos mientras T varía de prolado a oblado en ese mismo valor, el estacionamiento se nota a partir de 10 a 50mT. El diagrama P_j vs K (figura 7.14) presenta una relación positiva entre K y P_j , ambos aumentan o disminuyen y se agrupan en los mismos campos durante esta desmagnetización, indicando que existe una relación entre ambos parámetros.

Las proyecciones ortográficas de igual área (figura 7.13) muestran un comportamiento aleatorio de los ejes principales en cada paso de la desmagnetización similar al de la m77 del Yax-1, que se presume de anhidrita, el cual muestra variabilidad en todos los parámetros de anisotropía, indicando la no orientación de los ejes principales debido a que el campo aplicado no fue suficiente para concentrar los momentos magnéticos de los dominios magnéticos y seguramente se necesiten campos más fuertes para explicar este comportamiento y orientar los dominios u otro tipo de mediciones para este tipo de material.

La desmagnetización por campos alternos causó, en general, un incremento en la susceptibilidad del 2.5 al 10% en la mayoría de las muestras analizadas y en dos muestras el 20 y ~31% (Figura D7, del anexo de discusión) comparado con su valor inicial. Esto indica que los cambios observados se deben al movimiento de los dominios del grano, entre 0 y 10mT, aunque el grano probablemente se desmagnetizó superficialmente, por lo que los campos no fueron suficientes para orientar los dominios magnéticos. Se sugiere para estos núcleos realizar análisis más completos (mediciones hasta 100mT) u otro tipo de mediciones (aplicación de pulsos).

Técnicas de magnetismo de rocas: desmagnetización vectorial por campos alternos (AF)

Las proyecciones ortogonales presentan de una a dos componentes con comportamientos intrincados en la mayoría de las muestras. Pocas muestras presentan una componente estable (m15U6, m56U6) encontradas en campos medios a bajos, ~28-38mT y 8-13mT respectivamente (figura 7.16a) y altas, 25-80mT, indicando componentes de alta coercitividad (m167U6); otras muestran componentes secundarias fuertes en campos bajos (0-13mT) como la m112U6 (figura 7.16b). Otros especímenes presentan comportamientos complejos que tienden al origen de la proyección ortogonal (m164U6, m175U6) y otros sin tendencia al origen como los de la figura 7.16c; y otros que sobrepasan el origen (m191U6) indicando una remagnetización. Estas variaciones sugieren componentes de altas a bajas coercitividades. Los gráficos de la magnetización muestran una disminución continua en algunos casos y otras muy variables entre 10 y 40mT. Las direcciones de magnetización característica fueron determinadas por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980) tomando de 3 a 7 puntos. Sólo se graficó la inclinación característica en función de la profundidad (figura 7.17), donde se presentan 7 datos que varían entre -45° y 45°. La poca cantidad de datos y la gran dispersión de la inclinación característica encontrada no son suficientes para decir algo en relación con la polaridad y edad de estos núcleos.

Experimentos de K vs. Temperatura, Ciclo de Histéresis y Diagrama de Day

Las **figuras 7.18 a y b** exhiben las curvas de susceptibilidad versus temperatura, no presentan reversibilidad y muestran valores muy bajos de susceptibilidad, principalmente durante el calentamiento. En el enfriamiento hay un incremento notable de la susceptibilidad en todos los especímenes analizados. Además de mostrar varias fases magnéticas, como en los pozos Yax-1 y UNAM-5. El incremento de la susceptibilidad magnética indica la formación de una fase magnética más estable durante el enfriamiento. Para estas curvas, pero con precaución, se proponen fases de magnetita, Ti-magnetita, maghemita y pirrotita; y durante el enfriamiento regresan como magnetita principalmente, más otras fases magnéticas. En el trabajo de [Henry et al., \(2003\)](#) el incremento de la susceptibilidad en loess mezclados con ceniza volcánica (Alemania) y sedimentos de loess limosos no intemperizados (Bulgaria) muestran un incremento de la susceptibilidad sugiriendo la formación de grandes cantidades de magnetita secundaria. Sin embargo es difícil definir los minerales en esta brecha. Por lo anterior se realizó una inspección de algunas muestras de esta brecha en el microscopio electrónico de barrido* con energía dispersiva de rayos X (EDS). Las mediciones de la m146U6 se pueden ver en la **figura D8**, en el anexo de discusión; ésta muestra contiene en el punto 1: 82.504wt% de CuO; en el punto 2 tiene SO₃ con 56.835wt% y CaO 42.509wt%. En el punto 3 presenta FeO con 94.481wt% y el punto 4 contiene CuO con 57.901wt% y ZnO con 39.07wt% (solo están los de mayor porcentaje). Esto es solo para indicar que las curvas K vs. Temperatura están evidenciando la presencia de óxidos magnéticos en esta brecha. Pero para determinar con más certeza los minerales en esta brecha, se necesitan realizar estudios más detallados.

Los ciclos de histéresis (no corregidos) presentan pendientes negativas indicando material diamagnético, después de hacer la corrección de la pendiente (restando la pendiente constante de alto campo de los datos, el Micromag lo hace automáticamente) se muestran ciclos muy estrechos con las puntas abiertas indicando que no se alcanzan a saturar, también son simétricos al origen indicando coercitividades de los óxidos-Fe, la estrechez sugiere granos paramagnéticos y superparamagnéticos. [Jackson et al. \(1993\)](#) citado en [Channell y McCabe, 1994](#) mencionan que los ciclos con cintura de avispa son una mezcla de magnetita SD y una fase de magnetita super-paramagnética volumétricamente dominante. La curva de la magnetización remanente isothermal IRM, muestra un comportamiento muy variable, donde no se observa la saturación y muestran varios puntos de inflexión entre 0.1T, 0.3T y 0.4T, indicando una mezcla de dos minerales o más de diferentes coercitividades (baja a media), o más altas porque no se observa saturación.

El diagrama de Day (**figura 7.20**) presenta la mayoría de los datos en la región de pseudo dominio sencillo PSD, se observan dos grupos de datos, uno en la región PSD con $0.10 < M_{rs}/M_s < 0.25$ con fuerza coercitiva $1.5 < H_{cr}/H_c < 3.5$; el segundo, $0.05 < M_{rs}/M_s < 0.15$ y $\approx > 3.5 < H_{cr}/H_c < 5$ y fuera del límite para la

* Microscopio electrónico de barrido JEOL modelo JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM.

fracción de coercitividad $5 < H_{cr}/H_c < 6$, ya en la región MD; indicando un incremento en el tamaño del grano. Los portadores de la magnetización parecen estar contenidos en granos finos de dominio SD y MD y granos gruesos MD.

En general la posición de los grupos coincide con diversos trabajos hechos en rocas sedimentarias, por ejemplo, las curvas de calizas sin remagnetizar de [Channell and McCabe \(1994\)](#) y [Dunlop \(2002b\)](#), que se encuentran en la misma región que las calizas sin remagnetizar de Maiolica (Italia) y de Wabash (Indiana, USA) respectivamente. También coinciden en la misma zona del diagrama de Day con los datos de [Suk y Halgedahl's \(1996\)](#) (figura 10 de [Dunlop 2002b](#)) para calizas remagnetizadas y esférulas de magnetita extraídas de ellas. Nuestros resultados son cercanos a la curva mezclada SD-MD de [Channell y McCabe y Suk y Halgedahl's](#). El segundo grupo coincide con sedimentos glaciomarinicos en zonas de baja intensidad magnética ([Sagnotti et al., 1998](#)). El grupo con la fracción de $H_{cr}/H_c > 5$ concuerda con datos glaciomarinicos de la Antártica que tienden a lo largo de la curva mezclada SD+MD con muestras magnéticamente duras y suaves ([Brachfeld y Banerjee, 2002b](#)). Los resultados obtenidos comparados con los de los autores mencionados indica que la brecha evaporita del pozo UNAM6 contiene material local y fragmentos impactados y no impactados en semejanza con la brecha Bunte del cráter Ries.

CONCLUSIONES

Las variaciones en la matriz y clastos, la composición, abundancia y distribución de carbonatos, roca fundida y del basamento se registran en las propiedades magnéticas. Los rangos de variación de las diferentes propiedades cubren varios órdenes de magnitud, asociados a minerales diamagnéticos, paramagnéticos, antiferromagnéticos y ferromagnéticos. Las propiedades magnéticas registran procesos de alteración hidrotermal, con los efectos de reducción-oxidación y formación de minerales. Estos registros proporcionan información de detalle para la caracterización de las subunidades, investigar los modos de emplazamiento, condiciones de presión-temperatura e intemperismo.

Durante la formación de un cráter de impacto se produce la excavación, fragmentación y eyección de grandes volúmenes de material de la corteza, de diferentes profundidades así como la mezcla y fundición de material cortical y del bólido. El desplome de la nube central y cortinas laterales de eyección y desplazamientos laterales y verticales forman los depósitos de brecha y roca fundida. Partes de las unidades de roca fundida son incorporadas en las brechas, la matriz y los clastos. Las unidades de brecha presentan variaciones laterales y a profundidad, dentro del cráter y en las zonas proximales, forman una cubierta alrededor del cráter de cientos a miles de kilómetros. En el emplazamiento se erosiona, se deforma e incorpora rocas superficiales, más los efectos de la topografía que producen diferencias en la secuencia con la distancia fuera del cráter, que se observan en las columnas y registros de los pozos exploratorios.

Los resultados de los estudios de propiedades magnéticas nos permiten identificar minerales, contenidos relativos y asociaciones. Adicionalmente, en este trabajo investigamos los efectos de anisotropía que proporcionan información sobre las texturas, condiciones de formación y alteraciones en las subunidades de brecha. En este trabajo nos concentramos en la interpretación e implicaciones de los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética en las secciones de impactitas muestreadas en los pozos exploratorios Yaxcopoil-1, en la zona de terrazas, interior del cráter, y en los pozos UNAM-5 Santa Elena y UNAM-6 Peto perforados en la zona más proximal.

Pozo Yaxcopoil-1

Anisotropía de susceptibilidad magnética

- La sección de impactitas del pozo Yaxcopoil-1 se compone de varias subunidades de brechas caracterizadas por variaciones en la composición de los clastos de la matriz, abundancia y tamaño de clastos y texturas. La secuencia tiene un grosor de 100m y se ha dividido en seis

subunidades. La subunidad basal U6 de brechas de roca polimíctica; La U5, brecha de roca fundida monomíctica; La U4, brecha suevítica rica en fragmentos de roca fundida; La U3, brecha de roca fundida color chocolate; U2, brecha suevita y U1, brecha suevita redepositada.

- La magnetización remanente natural NRM en función de la profundidad varía entre ~ 0.001 a ~ 1.4 A/m. Muestra un incremento hacia la unidad 4 y un decrecimiento hacia las unidades 5 y 6 de forma similar a la susceptibilidad magnética. El valor promedio de 0.17A/m es representativo de regiones cercanas al centro del cráter. La susceptibilidad paramagnética varía de 0 a 8000×10^{-6} SI en relación con las unidades estratigráficas. La suevita media (U4) presentan los valores más altos. En general, la matriz y los fragmentos son los que portan la señal magnética.
- El parámetro de anisotropía corregida P_j con relación a la estratigrafía se divide en dos partes. Las unidades 3 y 4, con $1 < P_j < 1.04$ indicando un comportamiento semejante al de las rocas sedimentarias. Las unidades 5 y 6 con $1.02 < P_j < 1.17$, los valores de $P_j > 1.05$ indican un comportamiento semejante al de las rocas ígneas. La unidad 4 tiene los valores menores de P_j (1.01-1.02) y los valores más altos de susceptibilidad magnética, lo que indica que la susceptibilidad magnética es portada por la matriz y los fragmentos.
- El parámetro de forma T varía de oblado a prolado a lo largo de la sección.
- Las proyecciones ortográficas de cada unidad muestran fábricas magnéticas complejas que reflejan las contribuciones de carbonatos, material del basamento y roca fundida. Las gráficas de inclinación de los ejes de susceptibilidad principal k_1 y k_3 en función de la profundidad y sus proyecciones ortográficas presentan concordancia con modelos de transporte en rocas piroclásticas.

Efectos de la desmagnetización térmica sobre los parámetros de AMS

- Un incremento de la susceptibilidad magnética K en 300°C, otro incremento entre 500 y 600°C indicando la producción de fases minerales y el decremento entre $>250^\circ\text{C}$ y 300°C indica la destrucción de una fase magnética.
- La relación positiva entre el grado de anisotropía corregida P_j y K indica la presencia de susceptibilidad ferrimagnética.
- El parámetro T conserva la forma del elipsoide magnético en el 75% de los especímenes analizados y cambia de prolado a oblado entre 350°C y 500°C.
- El tratamiento térmico produjo una disminución de la intensidad de la magnetización NRM en más del 50% de las muestras.

- La Lineación L y la Foliación F magnéticas muestran tendencias crecientes y decrecientes. En muestras que cambian de forma prolada a oblada, F se correlaciona con Pj. En especímenes bien definidos por T, algunos especímenes oblados observan una relación entre Pj y F, donde el incremento o decremento de Pj está relacionado con el aumento o disminución de F, como los que cambian de prolado a oblado. En especímenes prolados L y F presentan comportamientos similares, siendo L más parecido a Pj.
- Las proyecciones ortográficas de igual área mostraron agrupamiento de los ejes principales de susceptibilidad y realce de la fábrica magnética de los especímenes, principalmente los pertenecientes a la unidad 5. El cambio en la dirección de los ejes de susceptibilidad principal posiblemente se deba a factores como variación de la susceptibilidad magnética, tamaño de grano del mineral, cambio en la composición mineralógica o creación de una fábrica magnética nueva.

Efectos de la desmagnetización por campos alternos sobre los parámetros de AMS

- El incremento en la susceptibilidad durante la desmagnetización AF se asocia a variaciones del tamaño de grano y mezcla de estructuras MD y SD, rotación de los dominios indicada por el incremento de la susceptibilidad en 50mT; y efectos anisotrópicos indicados por el incremento, aunque bajo, en la relación Pj y K del 1% y 12% respectivamente.
- Los parámetros Pj, L y F magnéticas muestran comportamientos similares, donde valores altos corresponden con las unidades más profundas (U5 y U6). Valores menores corresponden con las unidades intermedias (U3 y U4). El parámetro de forma T no cambia en el 50% de los especímenes analizados. Los campos alternos, alteran el comportamiento de Pj, L y F, alteración producida por cambios en la estructura de los dominios magnéticos. En las proyecciones ortográficas, los ejes de susceptibilidad principal muestran movimiento en sus posiciones, asociado posiblemente a cambios en la estructura de dominio, mientras los ejes fijos se deba a la estabilidad de la misma y a la coercitividad del propio espécimen.

Técnicas magnéticas

- La desmagnetización vectorial termal muestran la presencia de uno a tres componentes, la magnetización característica es aislada entre los 350, 400-600°C. El vector de magnetización característico de alta estabilidad es pequeño.
- La de desmagnetización vectorial por campos alternos AF muestran la presencia de uno y dos componentes. Las coercitividades por AF son bajas a intermedias, con campo destructivo medio

entre 20 y 40 mT. En algunas muestras las trayectorias lineales sobrepasan el origen indicando una posible re-magnetización o separación incompleta de los componentes de alta coercitividad. Los gráficos de la magnetización muestran un comportamiento homogéneo descendente con una inflexión entre 25 y 35mT indicando Ti-magnetitas pobres en Ti. Los componentes característicos de magnetización son aislados entre 50 y 100mT indicando minerales de alta coercitividad posiblemente hematita.

- Se presentan inclinaciones magnéticas positivas y negativas entre las diferentes unidades. La inclinación característica varía entre -15° y -60° , correspondiendo al C29r de polaridad inversa. Las inclinaciones de 20° a 60° , corresponden a componentes secundarios de polaridad normal.
- Los experimentos de susceptibilidad vs. temperatura presentan curvas no reversibles con varias fases magnéticas. Las T_c indican la presencia de Ti-magnetita y magnetita ($520-580^{\circ}\text{C}$), Ti-maghemita o maghemita ($290-400^{\circ}\text{C}$), posiblemente pirrotita ($\sim 300^{\circ}\text{C}$), goetita ($70-120^{\circ}\text{C}$) y hematita ($600-680^{\circ}\text{C}$).
- Los ciclos de histéresis y las curvas de IRM muestran varias fases magnéticas, comportamientos de ciclos estrechos con “cintura de avispa” o amplios como “cuellos de ganso” que indican comportamientos superparamagnéticos, mezcla de dominios y minerales como la hematita. Las curvas de IRM sugieren mezcla de partículas de baja coercitividad, probablemente Ti-magnetita y de alta coercitividad, hematita.
- El diagrama de Day exhibe valores en la región SD y PSD, sugiriendo mezclas de granos SD y MD. Muestras de la unidad 5 principalmente, y U6 exhiben coercitividades altas indicando que la magnetización es portada en grano grueso. Las U3 y U4 muestran valores en la región PSD, indicando que la magnetización esta contenida en grano fino.

Pozo UNAM-5 Santa Elena

- ❖ La sección de impactitas del pozo UNAM-5 Santa Elena se ha definido como una brecha polimictica tipo suevita rica en clastos carbonatados y del basamento, vidrio y roca de fusión de impacto así como por variaciones en el tamaño, abundancia y composición de los clastos y de la matriz. Tiene un espesor de 172m y se ha dividido en 4 unidades principalmente: La unidad basal U4 o brecha suevítica rica en roca de fusión; U3, brecha suevítica con matriz vítrea y arcillosa; U2, brecha suevítica con matriz de roca de fusión y U1 brecha suevítica con matriz arcillosa.

Anisotropía de susceptibilidad magnética

- ❖ La susceptibilidad magnética K es paramagnética varía desde 5 a $5000 \times 10^{-6} \text{SI}$, con la mayoría de los datos entre 5 a $2000 \times 10^{-6} \text{SI}$. Divide en dos la sección analizada, se incrementa hacia la profundidad, desde los 450.72m hasta los ~504m (U3C-U4) en acuerdo con un incremento el contenido de *Melt*. Las unidades superiores (U1-U3B) presentan una susceptibilidad menor.
- ❖ La magnetización natural remanente NRM varía desde 0 a 0.5A/m con respecto de la profundidad, su comportamiento divide en dos la sección, es variable desde la U2-U3B, y más homogéneo desde la U3C-U4. El valor promedio de la NRM es 0.08A/m igual que el de las muestras de roca de y brechas de fusión de impacto del pozo Yucatán-6. Produciendo una señal magnética similar a la del Yax-1.
- ❖ El grado de anisotropía corregida (P_j) varía desde 1 hasta 1.3 unidades y divide en tres la columna estratigráfica. Los valores $1.05 > P_j \approx 1.23$ se encuentran desde los ~400 a ~443m de profundidad, correspondiendo con la mitad de la unidad U2B hasta la U3B, indicando un comportamiento similar a las rocas metamórficas. Valores de $P_j < 1.05$ pertenecen a las unidades U3C-U4 y a la U1 hasta la mitad de la U2B, cuyos valores son semejantes a los de las rocas ígneas y sedimentarias. Valores máximos de P_j y de la susceptibilidad magnética son portados por fragmentos del basamento, por clastos y partículas de *melt*, aparte de la matriz.
- ❖ El parámetro de forma T no muestra una forma definida de los elipsoides de susceptibilidad magnética.
- ❖ En las proyecciones ortográficas, los ejes de susceptibilidad principal se analizaron por separado y por unidades. La distribución de los ejes k_1 y k_3 muestran una fábrica magnética con tendencia a la primaria en las unidades U3 y U4. Los ejes principales de las unidades U1 y U2 muestran dispersión en la proyección. De las inclinaciones vs. profundidad de los ejes k_1 y k_3 , se obtuvieron nuevas proyecciones ortográficas propuestas para el proceso de depósito (Fab8 a Fab1) que reflejan el depósito de las brechas, indicando periodos de turbulencia hasta la Fab2 que se podría considerar de caída. Estas proyecciones sugieren un emplazamiento en condiciones menos turbulentas.

Efectos de la desmagnetización termal sobre los parámetros de AMS

- ❖ La susceptibilidad magnética mostró incrementos continuos hasta 350-400°C y descenso continuo hasta un incremento en los 575°-600°C y otro incremento en 680°-700°C,

comportamiento semejante al de rocas sedimentarias y también indicando la presencia de minerales como magnetita, hematita y probablemente maghemita.

- ❖ La relación positiva entre el grado de anisotropía corregida P_j y la susceptibilidad magnética K indica la existencia de una anisotropía debida a minerales ferrimagnéticos. En el diagrama de Jélinek, el parámetro de forma T conserva la forma prolada u oblada del elipsoide magnético en el 87% de los especímenes analizados.
- ❖ Las variaciones de L y F con la temperatura muestran similitudes con las variaciones de L y F de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y estas variaciones se deben al cambio en la estructura interna del espécimen pues se comportan de manera semejante a las rocas mencionadas al igual que indican una mezcla de minerales paramagnéticos y ferrimagnéticos.
- ❖ Las proyecciones ortográficas muestran que las orientaciones de los ejes de susceptibilidad principal permanecen estables, indicando un relace de la fábrica magnética. El cambio en la dirección de los ejes principales posiblemente se deba a varios factores como disminución de la susceptibilidad magnética, tamaño de grano, cambio en la composición mineralógica, o creación de una fábrica magnética nueva.

Desmagnetización por campos alternos sobre los parámetros de AMS

- ❖ La relación entre la susceptibilidad magnética K y el grado de anisotropía corregida P_j mostró un incremento de ambos parámetros, del 1 al 12.5% para K y del 4%, $\approx 8\%$ y 13% para P_j . Indicando que la K depende de la anisotropía P_j de la roca. Mientras el parámetro de forma T preserva la forma del elipsoide de susceptibilidad magnética.
- ❖ Las proyecciones ortográficas de los especímenes pertenecientes desde la U1 hasta la U3B exhiben ejes de susceptibilidad principal fijos. En estos, K , P_j , L y F se incrementan. Para la sección U3C hasta la U4, los ejes de susceptibilidad principal muestran desplazamientos sobre la proyección ortográfica. De estos, K se incrementa y P_j muestra comportamiento variable con tendencias decrecientes y crecientes. F y L también presentan gran variabilidad con diferentes tendencias. Esto indica que P_j no depende de F o L . El incremento de P_j por campos alternos es del 1% indicando desplazamiento en las paredes de dominio. Los cambios en la orientación de los ejes principales se deben al arreglo sucesivo antiparalelo de los dominios, donde posiblemente el incremento o decremento de P_j esté relacionado con muestras saturadas en la dirección de máxima o mínima susceptibilidad respectivamente.

Técnicas magnéticas

- ❖ Durante la desmagnetización térmica los diagramas vectoriales muestran de uno a dos componentes; En la mayoría de los especímenes de las unidades U2A a U3B el vector característico se define a partir de 500°C. Las muestras pertenecientes a las unidades U3C a U4 presentan una sola componente característica, desde el inicio hasta 525°C.
- ❖ La desmagnetización por AF se da univectorialmente, iniciando desde 6, 10 ó 15mT, en otras el campo destructivo medio está entre 20-25 a 40mT, encontrándose el vector principal entre 45-50 y 70mT.
- ❖ Las inclinaciones características son negativas, varían entre -20° y -55° con un promedio de --31.12° que corresponde con una polaridad inversa perteneciente al C29r. Una magnetización característica promedio de 0.067A/m.
- ❖ Los experimentos de susceptibilidad versus temperatura presentan curvas no reversibles y varias fases magnéticas, las cuales son: magnetita, Ti-magnetita pobre en Titanio, pirrotita, goetita y posiblemente maghemita; además de hematita. El incremento de la susceptibilidad magnética durante el enfriamiento indica la formación de minerales secundarios.
- ❖ Los ciclos de histéresis muestran diferentes tipos de comportamientos magnéticos, se observan simétricos con respecto al origen, ciclos estrechos que sugieren minerales paramagnéticos y super-paramagnéticos de dominio simple SD o pseudo-dominio simple PSD.
- ❖ Las curvas de magnetización remanente isoterma IRM muestran que no se alcanzó la saturación en todas las muestras, hay varios puntos de inflexión en las curvas indicando mezcla de minerales, desde suaves (por ejemplo goetita) a duros (hematita) magnéticamente hablando.
- ❖ El diagrama de Day exhibe a la mayoría de los especímenes analizados en la región de dominio pseudo-sencillo PSD, la magnetización es llevada por una mezcla de partículas finas de dominio SD y MD.

Pozo UNAM-6 Peto

- ∞ El pozo UNAM-6 Peto es una brecha polimictica tipo Bunte. Se definieron cinco unidades estratigráficas: A(281-325.6m), B(325.6-374.3m), C(374.3-412.6m), D(412.6-432.8m) y E(432.8-

468.55m) con base en la inspección macroscópica y de ésta se encontraron 6 diferentes combinaciones de color en la matriz intercaladas entre sí: 1) matriz amarilla con clastos, 2) matriz parda con clastos, 3) matriz gris con hilos de matriz amarilla, 4) matriz gris, 5) matriz marrón (los incisos 3, 4 y 5 se presume anhidrita) y 6) matriz amarilla con clastos. La sección analizada, unidades A, B y C, tiene un grosor de 140m.

Anisotropía de susceptibilidad magnética

- ∞ El análisis de AMS mostró una susceptibilidad magnética K negativa (-9 a -24×10^{-6} SI) que indica el material diamagnético del que está compuesta esta brecha, la variación en K define bien las unidades A, B, C, que es hasta donde se obtuvieron muestras. La unidad B presenta los valores más bajos, probablemente debido a que hay más anhidrita.
- ∞ La magnetización natural remanente NRM varía desde 0 a $3e-4$ Am, presenta un comportamiento homogéneo con valores bajos (0 a $5e-5$ A/m) desde 281m hasta los ~347m. La NRM se incrementa con la profundidad desde ≈ 350 m hasta 421m con valores variando entre 0 y $2e-4$ A/m. La NRM es contenida por la matriz y los clastos.
- ∞ El grado de anisotropía corregida P_j muestra un comportamiento variable en los primeros 20m del pozo (~287.9- ~303m) con $1.04 < P_j < 1.1$, probablemente esté sugiriendo re- trabajo de la brecha o minerales magnéticos mas fuertes en esta parte de la unidad A. Después de los 303m, hacia la profundidad, $P_j < 1.03$ indica un comportamiento similar al de las rocas sedimentarias, presenta poca variación y se incrementa ligeramente hacia la profundidad.
- ∞ El parámetro de forma presenta cantidades parecidas de datos oblados y prolados a lo largo de la sección analizada.
- ∞ Las proyecciones ortográficas muestran fábricas magnéticas con un amplio rango de orientaciones reflejando turbulencia en el emplazamiento. Las subfábricas magnéticas definidas sugieren diferentes condiciones de flujo entre el emplazamiento de una capa y otra. Todo esto asociado al emplazamiento de la cortina de eyecta seguido de gigantes flujos de escombros.

Desmagnetización por campos alternos sobre los parámetros de AMS

- ∞ En general, hay un incremento en la susceptibilidad magnética del 3.9 al 11% en la mayoría de las muestras comparado con su valor inicial. El P_j también se incrementa del 7.9 al 22.1%.
- ∞ Los parámetros de anisotropía P_j , L y F muestran un comportamiento similar entre ellos en el rango de 0 a 25mT. Los cambios observados se deben al movimiento de los dominios

magnéticos del grano. Aunque el grano probablemente se desmagnetizó solo superficialmente, evidenciado por la disminución de la NRM. La relación positiva entre P_j y K indica que la susceptibilidad depende de la anisotropía de la muestra.

Técnicas magnéticas

- ⌘ La desmagnetización vectorial por campos alternos presenta pocas muestras con una componente estable. La mayoría exhibe componentes secundarias fuertes o comportamientos intrincados, encontrados en campos bajos entre 3-10 a 30mT, altos entre 25 y 80mT, sugiriendo minerales de alta y baja coercitividad. Los gráficos de intensidad de la magnetización muestran una disminución continua en algunos casos y otras muy variables entre 10 y 40mT indicando minerales de cocercitividad media como Ti-magnetitas.
- ⌘ Los experimentos de susceptibilidad versus temperatura exhiben varias fases magnéticas y un incremento notable de la susceptibilidad magnética durante el enfriamiento indicando probablemente fases magnéticas estables.
- ⌘ Los ciclos de histéresis diamagnéticos muy estrechos indican minerales superparamagnéticos y paramagnéticos, y mezcla de dominios magnéticos de diferente tamaño de grano.
- ⌘ Las curvas de magnetización remanente isothermal IRM registran mezcla de varias fases minerales variando desde campos bajos a medios (>100- 400mT) junto con las que no alcanzan la saturación; indicando minerales desde magnetita a hematita.
- ⌘ El diagrama de Day muestra la mayoría de los datos se encuentran en la región PSD con un incremento en el tamaño de grano hacia la región MD. Por lo que hay una mezcla de granos finos a gruesos de dominio SD y MD que portan la magnetización.

REFERENCIAS

- Ahrens , T. J., y O'Keefe J. D., 1978. **Energy and mass distribution of impact ejecta blankets on the moon and Mercury**, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, 3787-3802.
- Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., y Molina E., 2002, **Eventoestratigrafía del límite Cretácico/Terciario en Aïn Settara, Tunicia: ¿disminución de la productividad y/o de la oxigenación oceánicas?**; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v19, n.2, p.121-136.
- Alegret L., I. Arenillas, J. A. Arz, E. Molina, 2004. **Foraminiferal event-stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary**, *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 234 , 25-50.
- Alegret L., I. Arenillas, J. A. arz, C. Díaz, J.M. Grajales-Nishimura, A. Meléndez, E. Molina, R. Rojas, A. R. Soria, 2005. **Cretaceous/Pelogene (K/Pg) boundary clastic complex at Loma capiro, Central Cuba: evidence for a K/Pg impact origin**, *Geology* 33, 721-724.
- Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V. 1980. **Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction**. *Science* v.208, p.1095-1108.
- Alvarez W., Grajales NJM, Martinez S.R., Romero MPR, Ruiz LE, etal, 1992a. **The Cretaceous-Tertiary boundary impact-tsunami deposit in NE Mexico**. *Geological Society of America*. Abstract programs 24:A331.
- Alvarez, W., Smit . J., Lowrie W., Asaro, F., Margolis, S. V., Claeys, P., Kastner, M., Hildebrand, A. R., 1992b. **Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: a restudy of DSDP leg 77 sites 536 and 540**; *Geology*, v. 20, p.697-700.
- Alvarez W. Claeys P., Kieffer S. W. 1995. **Emplacement of Cretaceous-Tertiary Boundary shocked quartz from Chicxulub crater**. *Science*, vol. 269, agosto; p. 930-935.
- Alvarez W. 1996. **Trajectories of ballistic ejecta from the Chicxulub crater** in Ryder, G., Fastovsky, D. y Gartner, S., eds. *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*: Boulder, Colorado. Geological Society of America. Special Paper 307, p141-150.
- Ames D. E., Jonasson I. R., Gibson H. L. y Pope K. O. 2006. **Impact-generated hydrothermal system: Constraints from the large Paleoproterozoic Sudbury crater**. *Can. Geol. Surv. Canada Contr. Ser.* 2003306, 55-100.
- Ames Doreen E., Kjarsgaard Ingrid M. Pope Kevin O. Dressler Bucrkhard and Pilkington Mark. 2004. **Secondary alteration of the impactite and mineralization in the basal Tertiary sequence, Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Mexico**. *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 7, 1145-1167.
- Anderson Charles, E. Jr., 1987. **An overview of the theory of hydrocodes**. *Int. J. Impact Enging.* Vol. 5, pp. 33-59.
- Arenillas I., Alegret I., Arz J. A., Liesa C., Meléndez A., Molina E., Soria A. R., 2002. **Cretaceous-Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at La Ceiba and Bochil, Mexico, and El Kef, Tunisia**. *Geological Society of America Special Paper* 356, 253-263.
- Arenillas Ignacio, Arz José A., Grajales-Nishimura José M., Murillo-Muñetón Gustavo, Alvarez Walter, Camargo-Zanoguera Antonio, Molina Eustaquio, Rosales-Dominguez Carmen. 2006. **Chicxulub impact event is Cretaceous/Paleogene boundary in age: New micropaleontological evidence**. *Earth and Planetary Science letters* 249, p241-257.
- Argyle E., Cisowski S. M., Fuller M., Officer C. B., and Ekdale A. A. 1986. **Cretaceous extinctions and wildfires**. *Science* 234:261-263.
- Artemieva N. A. e Ivanov B. A., 2001. **Numerical simulation of oblique impacts: impact melt and transient cavity size**. *Lunar and Planetary Science XXXII. Abstract*.
- Artemieva Natalia; Morgan Joanna. 2009. **Modelling the formation of the K-Pg boundary layer**. *Icarus* 201, 768-780p.

- Arz J. A., Arenillas I., Soria A. R., Alegret L., Grajales-Nishimura J. M., Liesa C., Mélenlez A., Molina E., Rosales M. C. 2001. **Micropaleontology and sedimentology of the Cretaceous/Paleogene boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows.** *J. South Am. Earth Sci.* 14, 505-519.
- Arz J.A., Alegret L., Arenillas I., 2004. **Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction at Yaxcopoil-1 drill hole (Chicxulub crater, Yucatan Peninsula),** *Meteorit. Planet. Sci.* 39, 1099-1111.
- Avermann M. E. 1999, **The Green Member of the Onaping Formation, the collapsed fireball layer of the Sudbury impact structure, Ontario, Canada,** in Dressler, B. O., and Sharpto V. L., eds., Large Meteorite impacts and planetary evolution II: Geological society of America Special Paper 339, p. 19-59.
- Balsley J.R. y Buddington A. F., 1960. **Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses.** *American Journal of Science, Bradley volume, vol. 258-A, P.6-20.*
- Banerjee S.K., Hoffman K., and Swit S. G., 1974. **Remanent magnetization directions in a layered boulder from the South Massif.** *Proceedings of the 5th Lunar Science Conference, 3.* 2873-81.
- Bathal R. S., 1971. **Magnetic anisotropy in rocks.** *Earth Science Rev., 7,* 227-253.
- Bathal R. S. y Stacey F. D., 1969. **Field-Induced Anisotropy of Magnetic Susceptibility in Rocks.** *PAGEOPH 76, V,* p.123-129.
- Batista José A., Pérez-Florres Marco a. y Urrutia-Fucugauchi Jaime, 2013. **Three-dimensional gravity modeling of Chicxulub Crater structure, constrained with marine seismic data and land boreholes.** *Earth Planets Space, 65,* 973-983.
- Blackett P. M. S., 1962. **On distinguishings self-reversed from field-reversed rocks.** *J. Phys. Soc. Japan, 17,* sippñ. B-1, 699-706.
- Begét J. E., Stone D. B., Hawkins D. B., 1990. **Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary.** *Geology, January, v.18,* p.40-43.
- Bohor B.F. 1990. **Shocked quartz and more; Impact signatures in Cretaceous/Tertiary boundary clays.** In *Global catastrophes in Earth history*, edited by Sharpton V. L. and Ward P. D., Special paper 247. Boulder: Geological Society of America. pp. 335-342.
- Bohor B. F., Glass B. P. 1995. **Origin and diagenesis of K/T impact spherules from Haiti to Wyoming and beyond.** *Meteoritics* 30: 182-198.
- Boslough M. B. Ahrens T. J., Vizgirda J., Becker R. H., y Epstein S., 1982. **Shock-induced devolatilization of calcite.** *Earth Planeth Science Letters* 61, 166-170.
- Bostwick J. A. and Kyte F. T. 1996. **The size and abundance of shocked quartz in Cretaceous-Tertiary boundary sediments from the Pacific basin.** In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G., Fastovsky D. and Gartner S. Special paper 307. Boulder: Geological Society of America. pp. 403-415.
- Bralower T. J., Paull C. K., Leckie R. M., 1998. **The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows.** *Geology;* vol. 26; no.4; p.331-334.
- Brachfeld, S. A., Banerjee, S. K., **Rock-magnetic carriers of century – scale susceptibility cycles in glacial-marne sediments from the Palmer Deep, Antartic Peninsula,** *Earth Planet Sci. Lett., 176,* 443-455, 2000b.
- Brecher A., 1976. **Textural remanence: a new model of lunar rock magnetism.** *Earth Planet Science Letters* 29, 131-45.
- Buseck P. R. 2002. **Geological fullerenes: Review and analysis.** *Earth and Planetary Science Letters* 203:781-792.
- Buttler Robert F. **Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes.** Electronic Edition, 1998. May. Tucson, Arizona, USA. 238p.

- Caballero Miranda Cecilia Irene. **Fábrica magnética de secuencias continentales jurásicas de Oaxaca – Puebla.** *Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades. Instituto de Geofísica, UNAM.* Tesis de Doctorado, 1994, 145p.
- Caballero Miranda Cecilia I., **La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo.** *Monografía del Instituto de Geofísica 16.* Edit. Instituto de Geofísica UNAM, México, D. F., 2011, 60p.
- Cagnoli B. y Tarling D. H., 1997. **The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrites deposits: italian examples:** *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 309-320p.
- Carlisle B. B., Braman D. R. 1991. **Nanometre size diamonds in the Cretaceous/Tertiary boundary clay of Alberta,** *Nature* 352:708-9
- Carlson R.W., Weissman P.R., Segura M., Hui J., Smythe W.D., Johnson T.V., Baines K.H., Drossart P., y Leader F.E., 1995. **Galileo infrared observations of the Shoemaker-levy 9 G impact fireball: A preliminary report.** *Geophysical Research Letters* 22, 1557-1560 et al, 1995.
- Cedillo Pardo Esteban y Grajales Nishimura José. 1997. **Las rocas de impacto del cráter Chicxulub y el límite Cretácico-Terciario en México y áreas de América del norte y el Caribe,** en *Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario: Mitos y Realidades;* UGM, monografía No.4; 174p.
- Channell J. E. T. and McCabe C., 1994. **Comparison of magnetic hysteresis parameters of remagnetized and unremagnetized limestones.** *J. Geophysical Research* 99, 4613-4623.
- Chaussidon M., Sigurdsson H., and Métrich N. 1996. **Sulfur and boron isotope study of high-Ca impact glass from the K/T boundary: Constraints on source rocks.** In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G., Fastovsky D., and Gartner S. Special Paper 307. Boulder: Geological Society of America. pp 253-262.
- Christeson G. L., Buffler R. T. and Nakamura N. 1999. **Upper crustal structure of the Chicxulub impact crater from wide-angle ocean bottom seismograph data.** In *Large meteorite impacts and planetary evolution II*, edited by Dressler B. O. and Sharpton V. L. GSA Special Paper 339. Boulder: Geological Society of America. pp. 291-298.
- Christeson G. L., Nakamura Y., Buffler R. T., Morgan J., and Warner M. 2001. **Deep crustal structure of the Chicxulub impact crater.** *Journal of Geophysical Research* 106:21751-21769.
- Cisowski S.M. y Fuller M. 1978. **The effect on the magnetism of terrestrial rocks.** *Journal of Geophysical Research;* Vol. 83, No. B7, p3441-3458.
- Cisowski S.M. y Fuller M. 1983. **The role of impact magnetization in the solar system.** *Adv. Space Res.* Vol.2, No.12, p35-39.
- Cisowski S.M. 1990. **The significance of magnetic spheroids and magnetoferrite occurring in K/T boundary sediments.** In *Global catastrophes in Earth history*, edited by Sharpton V. L. and Ward P.D. Special Paper 247 Boulder: Geological Society of America. pp. 359-365.
- Claeys P., Kiessling W., Alvarez W., 2002. **Distribution of Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Tertiary boundary,** in C. Koeberl and K. G. MacLeod (eds): *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond.* Special Paper 356., Geology Society of America, Boulder:55-68.
- Claeys Philippe, Heuschkel Sabine, Lounejeva-Baturina Elena, Sanchez-Rubio Gerardo y Stöffler Dieter. 2003. **The suevite of drill hole Yucatán 6 in the Chicxulub impact crater.** *Meteoritic & Planetary Science* 38, Nr 9, 1299-1317.
- Clarke M. L., 1995, **A Comparison of Magnetic Fabrics from Loessic Silts across the Tibetan Front, Western China.** *Quaternary Proceedings* No. 4, 19-26.
- Coles R. L. y Clark J. F., 1978. **The central magnetic anomaly, Manicouagan Structure, Québec:** *Journal of Geophysical Research*, v.83, no. B6, p.2805-2808.

- Colgate S. A., Petschek A.G., 1985. **Cometary impacts and global distributions of resulting debris by floating.** LA-UR-84-3911, Los Alamos Natl. Lab., Los Alamos, NM.
- Collins, Gareth S., Melosh H. Jay and Osinski Gordon R. 2012. **The Impact-Cratering Process.** In Jourdan Fred and Reimold Uwe W., guest eds. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and petrology.* February, vol. 8 no.1., pp25-30; 80pps.
- Collins S. Gareth, Morgan Joanna, Barton Penny, Christenson Gail L., Gulick Sean, Urrutia Jaime, Warner Michael, Wünnemann Kai. 2008. **Dynamic modeling suggests terrace zone asymmetry in the Chicxulub crater is caused by target heterogeneity.** *Earth and Planetary Science Letters* 270, 221-230.
- Collins S. Gareth, Melosh Jay H., Morgan V. Jo. y Warner R. Mike. 2002. **Hydrocode Simulations of Chicxulub Crater Collapse and Peak –Ring Formation.** *Icarus* 157, 24-33.
- Collins, G. S., Wünnemann, K., 2006. **Impact crater formation in mixed crystalline and sedimentary targets; insight from numerical modelling.** *Geophys. Res. Abstr.* 8, 06901.
- Collinson, D.W. **Methods in rock magnetism and palaeomagnetism.** Chapman and Hall, London, 1983., 503 pp.
- Cornejo-Toledo A. y Hernandez-Osuna A., 1950. **Las anomalías gravimétricas en la cuenca salina del istmo, planicie costera de Tabasco, Campeche y Yucatán;** *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, v.2, p.453-460.
- Cullity B.D. **Introduction to magnetic material.** Addison-Wesley publishing Company, 1972. USA; 666pp.
- Day R., Fuller M., and Schmidt V. A., 1977. **Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence,** *Phys. Earth Planet Inter.*, 13, 260-267.
- De Niem D., Kühr E., Motschmann U., 2007. **Ejecta range: A simulation study of terrestrial impacts.** *Planetary and Space Science* 55. p 900-914.
- Dence M. R. 1965. **The extraterrestrial origin of Canadian craters.** *Annals of the New York Academy of Sciences* 123: 941-969.
- Dence, M. R. 1971. **Impact Melts.** *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 76, 5552-5565.
- Deutsch A. y Langenhorst F., 2007. **On the fate of carbonates and anhydrite in impact processes – evidence from the Chicxulub event.** *GFF*, 129:2, 155-160, DOI: [10.1080/11035890701292155](https://doi.org/10.1080/11035890701292155)
- Diccionario de Ciencias de la Tierra. Edit. Complutense, S. A., 2000, edición española, España 814p.
- Dressler B. O., Reimold W. U. 2001. **Terrestrial impact melt rocks and glasses.** *Earth-Science Reviews* 56, 205-284p.
- Dressler B. O., Sharpton V. L., Morgan J., Buffler R., Moran D., Smit J., Stöffler D. and Urrutia J. 2003. **Investigating a 65-Ma-old smoking gun: Deep drilling of the Chicxulub impact structure.** *EOS transactions* 84:125-130.
- Dressler B. O., Sharpton V. L. and Marin, L.E. 2003b. **Chicxulub Yax-1 impact breccias: Whence they come?** (abstract #1259). 34th *Lunar and Planetary Science Conference.* CD-ROM.
- Dressler B. O., Sharpton V. L., Schwandt C. S. and Ames D. 2004. **Impactites of the Yaxcopoil-1 drilling site, Chicxulub impact structure: Petrography, geochemistry, and depositional environment.** *Meteoritics and Planetary Science* 39, Nr 6, 857-878.
- Dunlop D. J. 1970. **Hematite: intrinsic and defect ferromagnetism.** *Science* 169, 858-60.
- Dunlop, D. J. (2002a). **Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1: Theoretical curves and test using titanomagnetite data.** *J. Geophys. Res.*, 107 (B3), 10.1029/2001JB000486.

- Dunlop, D. J. (2002b). **Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2: Application to data for rocks, sediments, and soil.** *J. Geophys. Res.*, 107 (B3), 10.1029/2001JB000487.
- Dunlop, D. y Özdemir Ö., **Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers**, 573 pp. *Cambridge Univ. Press*, New York, 1997.
- Elbra Tiiu, Kontny Agnes, Pesonen Lauri J., 2009. **Rock-magnetic properties of the ICDP-USGS Eyreville core, Chesapeake Bay impact structure, Virginia, USA.** *The Geological Society of America Special Paper 458*, 119-135.
- Elbra Tiiu, Pesonen Lauri J., 2011. **Physical properties of the Yaxcopoi-1 deep drill core, Chicxulub impact structure, Mexico.** *Meteoritics & Planetary Sciences* 46, Nr 11, 1640-1652.
- Ellwood B.B. y Fisk M. R. 1977. **Anisotropy of magnetic susceptibility variations in a single Icelandic columnar Basalt.** *Earth Planet. Sci. Letters* 35, 116-122.
- Ellwood B.B. 1978. **Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic anisotropy measurements.** *Earth Planet. Sci. Letters* 41, 254-64.
- Ellwood B.B., 1979. **Anisotropy of magnetic susceptibility variations in Icelandic columnar basalts.** *Earth Planet. Sci. Letters* 42, 209-212.
- Ellwood B.B., Balsam W., Bukart B., Long G. J., and Buhl M.L., 1986a. **Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: paleomagnetic implications.** *J. Geophys. Res.*, 91, 12779-90.
- Engelhardt W. v., Arndt J., Fecker B., Pankau H. G., 1995. **Suevite breccia from de Ries crater, Germany: origin, cooling history and devitrification of impact glasses.** *Meteoritics* 30, p.79-293.
- Escobar Sánchez Juana Elia. **Características litológicas de las brechas de impacto del cráter Chicxulub (pozo UNAM-5).** Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, 2002, 84p.
- Escobar-Sanchez J. E., Urrutia-Fucugauchi J. 2010. **Chicxulub crater post-impact hidrothermal activity – evidence from Paleocene carbonates in the Santa Elena borehole.** *Geofísica Internacional* 49 (2), 97-106.
- Evans N. J. Ahrens T. J., and Gregoire D.C. 1995. **Fractionation of ruthenium from iridium at the Cretaceous-Tertiary boundary.** *Earth and Planetary Sciences Letters* 134:141-153.
- Ewing J., Antoine J., y Ewing M., 1960. **Geophysical measurements in the western Caribbean sea and in the Gulf of Mexico:** *Journal of Geophysical Research*, v.65, p. 4087-4126.
- Flores G. 1952. **Geology of Northern British Honduras AAPG.** Bull. V.36, No.2, Pág. 404-408, 1 fig.
- French Bevan M. 1998. **Traces of Catastrophe. A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures.** *Lunar and Planetary Institute*, 120p.
- Fucugauchi Jaime, Vermeesch Peggy M. y Warner Mike R., 2008. **Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater.** *Nature, Geoscience Letters*, vol 1, pp.131-135.
- Gartner S. 1996. Calcareous nanofossils at the Cretaceous-Tertiary boundary. In *Cretaceous-Tertiary Mass Extinctions*, ed. N MacLeod, G. Keller, pp.27-48, New York: Norton
- Gayraud J., Robin E., Rocchia R., and Froget L. 1996. **Formation conditions of oxidized Ni-rich spinel and their relevance to the K/T boundary event.** In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G. Fastovsky D. and Gartner S. Special paper 307. Boulder: Geological Society of America. pp.424-443.
- Gault D. E., Wedekind JA. 1978. **Experimental studies of oblique impacts.** *Proceedings of Lunar Planetary Science Conference* 9: 3843-3875.
- Gattacceca, J., Berthe, L., Boustie, F., Vadeboin, F., Rochette P., De Resseguier, T., 2008. **On the efficiency of shock magnetization processes.** *Physic. Earth Planet. Int.* 166, 1-10. *

- Gersonde R., Kyte F. T., Bleil U., Diekmann B., Flores J. A., Gohl K., Grahl G., Hagen R., Kuhn G., Sierro F. J., Völker D., Abelmann A., Bostwick J. A., 1997. Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. *Nature* 390, p. 357-363.
- Gil A., Lago M. y Pocoví A., 2004. **Fábrica magnetica (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un sill tardi-Carbonífero del macizo de Albarracín (SE de la cordillera ibérica).** *Geotemas* 6(4): 287-290
- Gilmour I., Russell S. S., Arden J. W., Lee M. R., Franchi i. A., and Pilinger C. T. 1992. **Terrestrial carbon and nitrogen isotopic ratios from Cretaceous-Tertiary boundary nanodiamonds.** *Science* 258:1624-1626.
- Glass B.P. y Burns C.A. 1988. **Microkrystites: a new term for impact-produced glassy spherules containing primary crystalites.** *Proceedings of the 18th Lunar and Planetary Science Conference*, pp 455-458.
- Glass Billy y Simonson Bruce M., 2012. **Distal Impact Ejecta Layers: Spherules and More.** In Fred Jourdan and W. Uwe Reimold, guest eds. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology.* Vol. 8, number 1, pp.43-48. February, 80pps.
- González Rangel José Antonio. **Paleomagnetismo de la porción occidental de la faja Volcánica transmexicana: implicaciones tectónicas y estratigráficas.** Tesis de maestría. Instituto de Geofísica. UNAM. 2009, 115 p.
- Gordon R. y Van der Voo R., 1995. **Mean paleomagnetic poles for the major continents and the Pacific Plate, in Ahrens T. J., ed. , Global earth physics: A handbook of physical constants; AGU Reference Shelf I,** Washington, D. C., American Geophysical Union p-228.
- Goto K., Nakano Y., Tajika E., Tada R., Iturralde Vinet M. A., and Matsui T. 2002. **Constraint on the depositional process of the K/T boundary proximal deep-sea deposit in northwestern Cuba based on shocked quartz distribution and its grain size (abstract).** Geological Society of America Abstracts with Programs 34:239-10.
- Goto K., Tada R., Tajika E., Iturralde-Vinet M. A., Matsui T., Yamamoto S., Nakano Y., Oji T., Kiyokawa S., García Delgado D. E., Días Otero C., Rojas Consuegra R. 2008. **Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami deposits in northwestern Cuba.** *Cretaceous Research* 29; p.217-236.
- Goto K., Tada R., Bralower T.J., Hasegawa T., Matsui T. 2004. **Evidence for ocean water invasion into the Chicxulub crater at the Cretaceous/Tertiary boundary.** *Meteor Planet Sci* 39:1233-1247.
- Graham J.W., 1956. **Paleomagnetism and magnetostriction.** *J. Geophysical Res.*, 51, 753-739.
- Graham J.W., Buddington A.F. and Balsley J.R., 1957. **Stress-induced magnetizations of some rocks with analysed magnetics minerals.** *J. Geophys. Res.* 62, 465-74.
- Graham J. W., 1966. **Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks.** *Am. Geophys. Union Monogr.* 10, 627-48.
- Grajales- Nishimura J. M., Cedillo- Pardo E., Rosales-Domínguez C., Morán-Zenteno D., Alvarez W., Claeyes P., Ruíz-Morales J., García-Hernández J., Padilla-Avila P., Sánchez-Ríos A., 2000., **Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields.** *Geology*; v. 28, April; no. 4; p.307-310.
- Grajales-Nishimura J.M., Murillo-Muñetón G., Rosales-Domínguez C., Cedillo-Pardo E., García-Hernández J. 2003. **Heterogeneity of lithoclast composition in the deep-water carbonate breccias of the K/T boundary sedimentary succession, south-eastern Mexico and offshore Campeche.** *Am. Assoc.Pet. Geol. Mem.* 79, 312-329.
- Grieve Richard y Therriault Ann., 2000. **Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind?.** *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28:305-338.
- Grieve R. A. F. 1998. **Extraterrestrial impacts on Earth: the evidence and the consequences.** In: GRADY M. M., HUTCHISON R., McCALL G. J. H. y ROTHERY D. A. (eds.) *Meteorites: Flux with Time and Impact Effects.* Geological Society, London, Special Publications, 140, 105-131.

- Grieve R. A. F., Pilkington M. 1996. **The signature of terrestrial impacts.** *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.* 16: 399-420.
- Grieve A. F. y Stöffler D. 2012. **Impacts and the Earth: A perspective.** *Elements*, February, 11-12.
- Gulick Sean P. S., Barton Penny J., Christenson Gail L., Morgan Joanna V., McDonald Matthew, Mendoza-Cervantes Keren, Pearson Zulmacristina F., Surendra Anusha, Urrutia-Fucugauchi Jaime, Vermeesch Peggy M. y Warner Mike R., 2008. **Importance of pre-impact crustal structure for the asymmetry of the Chicxulub impact crater.** *Nature, Geoscience Letters*, vol 1, pp.131-135.
- Halvorsen E., 1974. **The magnetic fabric of some dolerite intrusions, northeast Spitsbergen; implications for the emplacement.** *Earth Planet Science Letters* 21, 127-33.
- Hart Roger B., Hargraves Robert B., Andreoli Marco A.G., Tredoux Marian, Doucouré C. Moctar. 1995. **Magnetic anomaly near the center of the Vredefor structure: Implications for impact-related magnetic signatures.** *Geology*, March, v. 23; no. 3; p.277-280.
- Hearst R., Morris W. A., and Thomas M., 1994. **Magnetic interpretation along the Sudbury structure lithoprobe transect:** *Geophysical Research Letters*, v. 21 no. 10, p. 951-954, doi 10.1029/93GL02610.
- Hecht L., Wittmann A., Schmitt r. T. , and Stöffler D., 2004. **Composition of impact melt particles and the effects of post-impact alteration in suevite rocks at Yaxcopoil-1 drill core, Chicxulub crater, Mexico.** *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 7.
- Henry Bernard, Jordanova Diana, Jordanova Neli, Souque Christine, Robion Philippe. 2003. **Anisotropy of magnetic susceptibility of heated rocks.** *Tectonophysics* 366, 241-258.
- Henry Beranrd, Jordanova D., Jordanova N., Hus J., Bascou J., Funaki M., Dimov D. 2007. **Alternating field-impressed AMS in rocks.** *Geophys. J. Int.*, 168, 533-540.
- Heymann D., Chibante L. P. F., Brooks R.R. Woolbach W. S. and Samlley R. E. 1994. **Fullerenes in the Cretaceous-Tertiary boundary layer.** *Science* 256: 645-647.
- Heymann D., Chibante L. P. Brooks R. R., Woolbach W. S., Smit J., korochantsev A., Nazarov M. A. and Smalley R. E. 1996. **Fullerenes of possible wildfire origin.** In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G., Fastovsky D. and Gartner S. Special paper 307. Boulder: Geological Society of America. pp.453-464.
- Hildebrand A.R. et al. 1998. **Mapping Chicxulub crater structure with gravity and seismic reflection data.** *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 140, 177-193.
- Hildebrand A. R., Penfield G. T.,Kring D. A., Pilkington M., Camargo A., Jacobsen S.B. y Boynton W. V., 1991. **Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico.** *Geology* v19, 9.867-871.
- Hoffman K. A. y Banerjee S. K., 1975. **Magnetic 'zig-zag' behaviour in lunar rocks.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 25, 331-7.
- Holsapple KA. 1993. **The scaling of impact processes in planetary sciences.** *Annual Review of Earth and Panetary Sciences* 21: 333-373.
- Hörz F., Ostertag R., Rainey D. A., 1983. **Bunte Breccia of the Ries: Continuous Deposits of Large Impact Craters.** *Reviews of Geophysical and Space Physics.* Vol. 21, No. 8 p.1667-1725.
- Hough R. M., Wright I. P., Sigurdsson H., Pilinger C. T., and Gilmour I. 1998. **Carbon content and isotopic composition of K/T impact glasses from Haiti.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:1285-1291.
- Hough R. M. Gilmour I., Pilinger C. T., Langerhost F., and Montanari A. 1997. **Diamonds from the iridium-rich K-T boundary layer at Arroyo el Mimbral, Tamaulipas, Mexico.** *Geology* 25:1019-1022.

- Housen Bernard A., Richter Carl and van der Pluijm Ben A., 1993. **Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models, and implications for quantification of rock fabrics.** *Tectonophysics* 220, 1-12
- Hrouda František., 1982. **Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics.** *Geophysical Survey* 5, 37-82
- Hrouda F. y Jelinek V., 1990. **Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements.** *Geophys. J. Int.*, 103,75-84.
- Hrouda F., 2002. **Low-field variation of magnetic susceptibility and its effect on the anisotropy of magnetic susceptibility of rocks.** *Geophys. J. Int.*, 150, 715-723.
- Ida Nathan, Bastos Joao P. A., *Electromagnetics and Calculation of Fields*, Second Edition, Springer-Verlag New York, Inc. , N.Y. 1997, 565p.
- Irving E. **Paleomagnetism and its applications to geological and geophysical problems**, Wiley, New York, 1964, 399p.
- Ising G., 1942. On the magnetic properties of varved clay. *Ark. Mat. Astr. Phys.*, 29A, 1-37.
- Ivanov BA, Basilevsky AT, Sazonoya LV. 1982. Formation of the central uplift in meteoritic craters. *Meteoritika* 40: 60-81 (in Russian; English technical translation 1986, NASA TM-88427).
- Ivanov B. A., Badukov D. D. y Yakoulev O. I., Gerasimov M. V. , Dikov Yu P., Pope K. O., Ocampo A. C. 1996. **Degassing of sedimentary rocks due to Chicxulub impact: Hydrocode and physical simulations**, in Ryder, G., Fastovsky D. y Gartner S. eds., *The Cretaceous-Tertiary and other catastrophes in earth history*: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 307, p. 125-139.
- Ivanov B. A., Deniem d., Neukum G., 1997. **Implementation of dynamic strength models into 2D hydrocodes: Applications for atmospheric break up and impact cratering.** *International Journal of Impact Engineering* 20:411-430
- Ivanov B. A., Artemieva N. A., 2002. **Numerical modelling of the formation of large impact craters.** In: Koeberl C., Macleod K. G. (Eds.). *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond*. In: spec. Papers, vol. 356, Geol. Soc. Am. Boulder, CO, pp. 619-630.
- Ivanov B., 2005. **Numerical modelling of the largest Terrestrial meteorite craters.** *Solar Syst. Res.* 39, 381-409.
- Izett G.A. 1990. **The Cretaceous/Tertiary boundary interval, Raton Basin Colorado and New Mexico, and its content of shock-metamorphosed minerals: evidence relevant to the K/T boundary impact-extinction theory.** *Geological Society of America*, Spec. pap. 249:1-100.
- Jackson M., 1990. **Diagenetic source of stable remanence in remagnetized Paleozoic cratonic carbonates: A rock magnetic study.** *J. Geophys. Res.* 95, 2753-2762.
- Jackson M., Worm H. U. y Banerjee S. K., 1990. **Fourier analysis of digital hysteresis data: rock magnetic applications.** *Phys. Earth Planet. Inter.*, 65, 78-87.
- Jackson, M., P. Rochette, G. Fillion, S. Banerjee, and J. Marvin,; 1993. **Rock magnetism of remagnetized Paleozoic carbonates: Low-temperature behavior and susceptibility characteristics;** *J. Geophys. Res.*, 98, 6217-6225, 1993)
- Jackson M., Moskowitz B., Rosenbaum J. y Kissel C., 1998. **Field-dependence of AC susceptibility in titanomagnetites of AC susceptibility in titanomagnetites,** *Earth Planet Sci. Lett.* 157, 129-139
- Jackson M., Swanson-Hysell N., 2012. **Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: another look.** In: Elmore R. D., Muxworthy, A. R., Aldana M. M., Mena M., (eds.) *Remagnetization and Chemical alteration of Sedimentary Rocks*. Geological Society, London, special Publications, 371, 229-251

- Janák F. 1965. **Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks.** *Stud. Geoph. Geod.*, 11, 419-29.
- Jankowski B., 1977. Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973: *Geologica Bavarica*, v. 75, p.155-162.
- Jaramillo Morales Gabriel A. y Alvarado Castellanos alfonso A. **Electricidad y Magnetismo**; Edit. Trillas, México, reimp. 2001, 502 p.
- Jelenska Maria, Kądziałko-Hofmoki Magdalena. 1990. **Dependence of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks on temperature.** *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62, 19-31.
- Jelínek V., 1981. **Characterization of magnetic fabric of rocks.** *Tectonophysics* 79: T63-T67.
- Joffe I. y Heuberger R., 1974. **Hysteresis properties of distributions of cubic single-domain ferromagnetic particles.** *Phil. Mag.* 314, 1051-1059.
- Johnson H. P., Kinoshita H. and Merritt R.T., 1975. **Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep sea sediments.** *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86, 412-20.
- Jones E.M. and Kodis J. W., 1982. **Atmospheric effects of large-body impacts: the first few minutes.** *Geological Society of America Special Paper* 190, p.175-186.
- Jordanova D., Jordanova N., Henry B., Hus J., bascou J., Funaki M., Dimos D., 2007. **Changes in mean magnetic susceptibility and its anisotropy of rock sample as a result of alternating field demagnetization.** *Earth and Planetary Science Letters* 255, 390-401.
- Jourdan Fred and Reimold W. Uwe (guest editors). 2012. **Elements.** *An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and petrology.* February. Vol. 8 no.1. 80ps.
- Junyi Ge, Zhengtang Guo, Deai Zhao, Ying Zhang, Tao Wang, Lian Yi, Chenglong Deng. 2014. Spatial variations in paleowind direction during the last glacial period in north China reconstructed from variations in the anisotropy of magnetic susceptibility of loess deposits. *Tectonophysics* vol.629, agosto, p.353-361. Abstract
- Kapicka, A., 1981. **Changes of anisotropy of the magnetic susceptibility of rocks induced by a magnetic field,** *Stud. Geophys. Geod.* 25, 262-271.
- Kalshnikov A.G. y Kapitsa S.P., 1952. **Magnetic susceptibility of rocks under elastic stresses,** *Akad Nauk. Dokl.*, 86, 521-523
- Keller G., Stinnesbeck W. 1996. **Sea-level changes, clastic deposits, and mega tsunamis across the Cretaceous Tertiary boundary.** See Gartner 1996, pp.415-50.
- Keller G., Stinnesbeck W., Lopez-Oliva J. G. 1994. **Age, deposition and biotic effects of the Cretaceous/tertiary boundary event at Mimbral, NE Mexico.** *Palaios* 9:144-57.
- Kenkmann T., Wittmann A., Scherler D., and Schmitt R. T., 2003a. **Deformation features of the Cretaceous units of the ICDP- Chicxulub drill core Yax-1** (abstract #1368) *34th Lunar and Planetary Science Conference.*
- Khan M. A., 1962. **The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks.** *J. Geophys. Res.*, 67, 2873-85.
- Kieffer S.W. and Simonds C.H., 1980. The role of volatiles and lithology in the impact cratering process: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 18, p. 143-181.
- King D. T. Jr., and Petruny L. W., 2008. **Impact spherule-bearing, Cretaceous-Tertiary boundary sand body, Shell Creek stratigraphic section, Alabama, USA,** in Evans K. R., Horton J. W., Jr., King D. T., Jr., and Morrow J. R., eds., *The sedimentary Record of Meteorite Impacts: Geological Society of America Special Paper* 437, p. 179-187, doi: 10.1130/2008.2437 (10).
- Kirschvink, J. L., 1980. **The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data.** *Geophys. J. R. astr. Soc.* 62, 699-718.

- Klaus A., Norris R. D., Kroon D., and Smit J. 2000. **Impact-induced mass wasting at the K-T boundary: Blake Nose, western North Atlantic.** *Geology* 28:319-322.
- Klaver GT, Kempen TMG, Bianchi FR, Gaast SJ. 1986. **Green spherules as indicators of the Cretaceous Tertiary boundary in DSDP Hole 603b.** In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, ed. JE VanHinte, W. Wise, 93:1039-55. Washington, DC: US Govt. Print. Off. 1205pp.
- Koeberl C., Sharpton V. L., Murali A. V., Burke K., 1990. Kara and ust-Kara impact structures (USSR) and their relevance to the K/T boundary event. *Geology* 18, 50-53.
- Koeberl C. y Sigurdsson H. 1992. **Geochemistry of impact glasses from the K/T boundary in Haiti: Relation to smectites and new type of glass.** *Geochimica et cosmochimica Acta* 56:2113-2129.
- Koeberl C. 1993. **Chicxulub crater, Yucatán: Tektites, impact glasses and the geochemistry of target rocks and breccias.** *Geology* 21:211-214.
- Koeberl C., Sharpton V. L., Shuraytz, B. C., Shirey S.B., Blum J. D. y Marin L. E., 1994. **Evidence for a meteoritic component in impact melt rock from the Chicxulub structure.** *Geochim, et Cosmochim. Acta*, v.58, p1679-1648.
- Koeberl C. Claey's P., Hecht L. y Mcdonald L. 2012. **Geochemistry of Impactites.** In Fred Jourdan and W. Uwe Reimold, guest eds. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology.* Vol. 8, number 1, pp.37-42. February. 80pps.
- Kolofíková O. 1976. **Geological interpretation of measurement of magnetic properties of basalts. An example of the Chribsky les lava flow of the Velky Roudny volcano (Nízky Jenesík Mts.)** *Cas. Miner. Geol.* 21, 287-348.
- Komor S C., Valley JW, brown PE, 1998. Fluid-inclusion evidence for impact heating at the Siljan Ring, Sweden. *Geology*16:711-715.
- Koch Stephan A., Gilder Stuart A., Pohl Jean and Trepmann Claudia. 2012. **Geomagnetic field intensity recorded after impact in the Ries meteorite crater, Germany.** *Geophysical Journal International* 189, p.383-390.
- Kring D. A. 1995. **The dimensions of the Chicxulub impact crater and impact melt sheet.** *Journal of Geophysical Research* 100:16979-16986.
- Kring D. A. y Boynton W. V. 1992. **The petrogenesis of an augite-bearing melt rock in the Chicxulub structure and its relationship to K/T impact spherules in Haiti.** *Nature* 358:141-144.
- Kring D. A. y Durda D. D. 2001. **The distribution of wildfires ignited by high-energy ejecta from the Chicxulub impact event** (abstract #1447). 32nd *Lunar and Planetary Science Conference.* CD-ROM.
- Kring D. A. y Durda D. D. 2002. **Trajectories and distribution of material ejected from the Chicxulub impact crater: Implications for postimpact wildfires.** *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. E8, 5062.
- Kring, D.A., Hörz Friederich, Zurcher L., and Urrutia Fucugauchi Jaime, 2004. **Impact lithologies and their emplacement in the Chicxulub impact crater: Initial results from the Chicxulub Scientific Drilling Project, Yaxcopoil, Mexico.** *Meteoritics & Planetary Science* 39 Nr 6, 879-897.
- Krogh T. E., Kamo S. L., Sharpton V. L., Marín L. E. y Hildebrand A. R., 1993. **U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater:** *Nature*, v.366, p.731-734.
- Kyte F. T., Zhou Z., and Wasson J. T. 1980. **Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary.** *Nature* 288:651-656.
- Kyte F. T., and Brownlee D. E., 1985. Unmelted meteoritic debris in the late Pliocene Ir anomaly: evidence for the impact of a nonchondritic asteroid. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1095-1108.

- Kyte F. T. y Bostwick J.A. 1995. **Magnesioferrite spinel in Cretaceous/Tertiary boundary sediments of the Pacific basin: Remnant of hot, early ejecta from the Chicxulub impact?** *Earth and Planetary Science Letters* 132:113-127.
- Kyte F. T. y Bohor B. F. 1995. **Nickel-rich magnesiowüstite in Cretaceous/Tertiary boundary spherules crystallized from ultramafic, refractory silicate liquids.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 4967-4974.
- Kyte F. T., 2002a. Composition of impact melt debris from the Eltanin impact strewn field, Bellingshausen Sea. *Deep-Sea Res. Pt. II: Top. Stud. Oceanogr.* II 49 (6), 1029-1047.
- Kyte F. T., 2002b. Iridium concentrations and abundances of meteorite ejecta from the Eltanin impact in sediment cores from Polarstern expedition ANT XII/4. *Deep-Sea Res. Pt. II: Top.Stud. Oceanogr.* II 49 (6), 1049-1061.
- LaBrecque J. L., Kent D. v., Cande S. C., 1977. **Revised magnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time.**, *Geology* 5, 330-335
- Langenhorst Falko y Deutsch Alex., 2012. **Shock Metamorphism of Minerals.** In Jourdan Fred Jourdan and W. Uwe Reimold, guest eds. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology.* February, vol. 8, number 1, pp31-36; 80pps.
- Lefticariu M., Perry E., Ward W. C., Lefticariu L., 2006. **Post-Chicxulub depositional and diagenetic history of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico.** *Sedimentary Geology* 183, 51-69.
- Leong W.F. and Stacey F.D., 1966. **Magnetic anisotropy of laboratory materials in which magma flow is simulated.** *Pure Appl. Geophys.* 64, 78-80.
- Leslie B.W., Lund S.P. and Hammond D.E., 1990a., **Rock magnetic evidence for the dissolution and authigenic growth of magnetic minerals within anoxic marine sediments of the California Continental Borderland.** *J. Geophys. Res.*, 95, 4437-52.
- López-Ramos E., 1973. **Estudio geológico de la Península de Yucatán.**, *Asoc. Mex. Geol. Petrol. bol.*, v25, p23-76.
- López Ramos, 1975. **Geological summary of the Yucatán peninsula**, en Nair A. y Steal F. (eds.), *The ocean basin and margins*, v.3, *The gulf of the Mexico and the Caribbean.*, p.257-282.
- López Ramos, E. 1979. **Geología de México:** Tesis, UNAM, México, D. F., vol. 3, p. 456.
- López Ramos E., 1981. **Paleogeografía y Tectónica del Mesozoico en México.** 1981. *Revista*, vol. 5 núm 2. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. p.158-177.
- López Ramos, 1983. **Geología de México**, third ed.: Mexico city, *UNAM*.
- Lund S.P. and Krlin R. 1990. **Introduction to the special section on physical and biogeochemical processes responsible for the magnetization of sediments.** *J. Geophys. Res.*, 95, 4353-4.
- MacDonald W.D. y Plamer H.C., 1990. **Flow direction in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff) Valles caldera, New Mexico, USA.** *Bull. Volcanol.*, 53, 45-59.
- MacLeod I. N., Vieira S., Chaves A. C., 1993. **Analytic signal and reduction –to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes**, in *Proceedings of the 3rd International Congress of the Brazilian Society of Geophysics*, 830-835.
- MacLeod K. G., Whitney D. L., Huber B. T., Koeberl C. 2007. **Impact and extinction in remarkably complete Cretaceous-Tertiary boundary sections from Demerara Rise, tropical western North Atlantic.** *GSA Bulletin*; January/February, v.119, no.1/2; p.101-115. doi: 10.1130/B25955.1. *
- Mair Hans U., 1995. **Hydrocode Methodologies for underwater explosion structure/medium interaction.** *Proceedings of 66th Shock and Vibration Symposium*, Volume II, SAVIAC, 227-248.

- Martínez Hernández Enrique, 1992. **La vegetación y el clima de México. Historia del Cretácico al Terciario, basado en evidencias palinológicas:** *Ciencia* 43, número especial; p.69-72.
- Martínez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., and Palomo I. 1999. **Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): Implications for trace-element remobilization.** *Terra Nova*11:290-296.
- Martínez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Palomo-Delgado I., and Smit J. 2001^a. **K-T boundary spherules from Blake Nose (ODP Leg 171B) as a record of the Chicxulub ejecta deposits.** In *Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous palaeoceanography*, edited by Kroon D., Norris R. d., and Klaus A. *Geological Society of London Special Publication #183*. London, UK. pp. 149-161.
- Martínez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Kroon D., smit J., Palomo-Delgado I., and Rocía R. 2001b. **Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose (ODP Leg 171B).** In *Western North Atlantic Paleogene and Cretaceous palaeoceanography*, edited by Kroon D., Norris R. d., and Klaus A. *Geological Society of London Special Publication #183*. London, UK. pp. 131-148.
- Matsui T., Imamura F., Tajika E., Nakano Y., Fujisawa Y., 2002. **Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous-Tertiary impact event** in Koeberl C., MacLeod K. G., eds. *Catastrophics Events and Mass extinctions: Impacts and Beyond*: Boulder Colorado. *Geological Societay of America*, Special Paper 356, p.69-77.
- Mattei M. Sagnotti L., Faccenna C., Funicello R. 1997. **Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the italian peninsula: Relationship with compressional and extentional tectonics.** *Tectonophysics* 271, p.107-122.
- McCabe C., Jackson M., y Ellwood B.B. 1985. **Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: result of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility.** *Geophysical Researchs Letters* 12, 333-6.
- McCall G. J. H. 2009. **Half a century of progress in research on terrestrial impact structures: A review.** *Earth-Science Reviews* 92, p.99-116.
- McNeill D.F., 1990. **Biogenic magnetite from surface Holocene carbonate sediments, Greak Bahama Bank.** *J. Geophys. Res.*, 95, 4363-71.
- Melosh J.H., 1989. **Impact Cratering. A geologic process.** Oxford University press, Inc., New York, New York, 1989, 245p.
- Melosh J. H. e Ivanov B. A., 1999. **Impact crater collapse:** *Annual Review Earth and Planetary Science* 27, p.385-415.
- Molina E., Arenillas I., Arz J. A., Díaz c., García D., Meléndez A., y Rojas R., 2002. **Micropaleontología, Cronostratigrfía y Sedimentología del límite Cretácico-Terciario en el NO de Cuba:** *Geogaceta* v.32, pp.287-290.
- Molina E., Alegret L., Arrenillas I., Arz J., Gallala N., Hardenbol J., Salis von K., Steurbaut E., Vandenberghe N. and Zaghib-Turki D. 2006. **The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - Original definition and revision.** *Episodes*, vol 29, no.4, 263-273p.
- Montanari S., Claeys P., Asaro F., Bermudez J., Smit J. 1994. **Preliminary stratigraphy and iridium and other geochemical anomalies across the KT boundary in the Bochil section (Chiapas, southeastern, Mexico),** *Lunar and Planetary Institute Contribution Houston* vol. 825, pp.84-85.
- Morgan J., Warner M., The Chicxulub Working Group Brittan J., Buffler R., Camargo A., Christenson G., Denton P., Hildebrand A., Hobbs R., MacIntyre H., MacKenzie G., Maguire P., Marin L., Nakamura Y., Pilkington M. Sharpton V. L., Snyder D., Suarez G., and Trejo A. 1997. **Size and morphology of the Chicxulub impact crater.** *Nature* 390:472-476.

- Morgan J. V. y Warner M. R. 1999. **Kinematics of multi-ring formation at the Chicxulub impact crater.** *Lunar and Planetary Science Conference XXX.* LPI Contribution No. 964, Lunar and Planetary Institute, Houston (8CD-ROM). Abstract.
- Morgan J. y Warner M. 1999. **Chicxulub: The third dimension of a multi-ring basin.** *Geology* 27, 407-410.
- Morgan J. V. et al., 2000. **Peak-ring formation a large impact craters: Geophysical constraints from Chicxulub.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 347-354.
- Morgan J. V., Lana C., Kearsley A., Coles B., Belcher C., Montanari S., Díaz-Martínez E., Barbosa A., Neumann V., 2006. **Analyses of shocked quartz at the global K-P boundary indicate an origin from a single, high-angle, oblique impact at Chicxulub.** *Earth and Planetary Science Letters* 251, p.264-279.
- Nagata T., **Rock magnetism**, 2nd. edition, 1961, Maruzen, Tokyo, 350p.
- Neel L., 1955. **Some theoretical aspects of rock magnetism.** *Phil. Mag. Suppl.*, 4, 141-242.
- Newsom H. E., 1980. **Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications for Mars,** *Icarus* 44:207-219.
- Newsom Horton E., Graup Günter, Iseri David A., Geissman John W. and Keil Klaus. 1990. **The formation of the Ries Crater, West Germany; Evidence of atmospheric interactions during a larger cratering event,** in Sharpton V. L. and Ward P. D., eds., *Global catastrophes in Earth history, An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality: Geological Society of America Special paper 247*, 195-206.
- Norris R.D., Huber B.T., Self-Trail J. 1999. **Synchronicity of the K-T oceanic mass extinction and meteorite impact: Blake Nose, Western North Atlantic.** *Geology* 27 (5), p. 419-422. ***
- Norris R. D., Firth J., Blusztajn J., Ravizza, G., 2000a. **Mass failure of the North Atlantic margin triggered by the Cretaceous/Paleogene bolide impact:** *Geology*, v.28 p.1119-1122
- Oberbeck V. R., 1975. **The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy.** *Reviews of Geophysics and Space Physic* 13: 337-362.
- Ocampo A. C., Pope K. O., and Fischer A. G. 1996. **Ejecta blanket deposits of the Chicxulub crater from Albion Island, Belize.** In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Ryder G. Fastovsky D. and Gartner S. GSA Special paper 307. Boulder: Geological Society of America. pp.3357-3374.
- O'keefe J. D., Ahrens T. J., 1982. **The interaction of the Cretaceous/Tertiary extinction bolide with the atmosphere, ocean and solid Earth.** *Geological Society of America Special Paper* 190, p.103-120.
- O'Keefe J. D., Ahrens T. J., 1999. **Complex craters: Relationship of stratigraphy and rings to impact conditions:** *Journal of Geophysical Research*, 104, 27, 091-27, 104.
- Olsson RK, Miller KG, Browning V, Habib D., Sugarman PJ. 1997. **Ejecta layer at the Cretaceous-Tertiary boundary, Bass River, New Jersey (Ocean Drilling Program Leg 174AX)** *Geology* 25:588-90.
- O'Reilly W., **Rock and mineral magnetism.** Blackie. Glasgow and London, Chapman and Hall, New York, 1984, 219p.
- Ormö J., Lindström M. 2000. **When a cosmic impact strikes the sea bed.** *Geological Magazine* 137: 67-80.
- Ortega Gutierrez F., Mitre Salazar L.M., Roldan Quintana J., Morán Zenteno D., Alanís Álvarez Susana A., y Nieto Samaniego Ángel F., 1992. texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República mexicana, escala 1:2.000,000. México D.F., Instituto de Geología de la UNAM-CRM.
- Orth C. J., Gilmore S., Knight J.D., Pilmore C.L. Tschudy R. H., and Fasset J. E. 1981. **An iridium abundance anomaly at the palynological Cretaceous-Tertiary boundary in northern New Mexico.** *Science* 214:1341-1343.

- Ortiz Alemán Carlos, Urrutia Fucugacuchi Jaime, Rebolledo Vieyra Mario, Soler arechalde Ana María, Rodríguez Delgado Omar, 2002. **Investigaciones geofísicas sobre cráteres de impacto y el cráter de chicxulub (Yucatán, México)**. *Cuadernos del Instituto de Geofísica no. 13*. Instituto de Geofísica, UNAM, 46p.
- Ortiz-Alemán C., Urrutia-Fucugauchi J., Pilkington M. 2001. **Three-dimensional modeling of aeromagnetic anomalies over the chicxulub crater**, in *Lunar Planetary Science Conference*, CD Expanded Abstract Volume: Houston , Lunar and Planetary Institute (LPI) Contribution, abstract no. 1962.
- Osinski Gordon r., Tornabene Livio L., Grieve Richard A. F., 2011. **Impact ejecta emplacement on terrestrial planets**. *Earth and Planetary Science Letters* 310, 167-181.
- Osinski G. R., Spray J.G., Grieve R. A. F., 2008. **Impact melting in sedimentary target rocks: An assessment**. *The Geological society of America special Paper* 437, 1-17.
- Osinski G. R., 2004. **Impact melt rocks from the Ries structure, Germany: an origin as impact melt flows?** *Earth planetary Sciences Letters* 226, 529-543.
- Oskarsson N., Helgason O., y Sigurdsson H. 1996. **Oxidation state of iron in tektite glasses from the Cretaceous/Tertiary boundary**. In *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in Earth history*, edited by Rider G., Fastovsky D., and Gartner S. Special paper 307. Boulder:Geological Society of America. pp.445-452.
- Owen M.R., Anders M. H., Barber A. A., Condon P. D., and Haughton M. G. 1990. **A closer look at cathodoluminescence of shocked quartz at the K/T boundary**. In *Global catastrophes in Earth history*, edited by Sharpton V. L. and Ward P. D. Special Paper 247. Boulder: Geological Society of America. pp.343-347.
- Owens, W.H., 2000. **Error estimates in the measurement of anisotropic magnetic susceptibility**: *Geophysics Journal Interiors* 142, p.516-526.
- Owens, W.H., 2000. **Statistical application to second-rank tensors in magnetic fabric analysis**: *Geophysical Journal Interiors* 142, p527-538.
- Ozima M., Ozima M. and Nagata T. 1964. **Low temperature treatment as an effective means of “magnetic cleaning” of natural magnetization**. *J. Geomagn. Geoelect.*,16, 37-40.
- Penfield G. T. y Camargo A., 1981. **Definition of a major igneous zone in the central Yucatán platform with aeromagnetism and gravity (abs.)**; *Soc. Explor. Geophys. Ann. Meeting, Tech. Progr. Abs.*, v51, p37.
- Pierazzo E., 2005. **Assesing atmospheric water injection from oceanic impacts**. *Lunar Planet. Sci.* XXXVI, 1987.
- Pierazzo E., Kring D. A., Melosh J. H., 1998. **Hydrocode simulation of the Chicxulub impact event and the production of climatically active gases**. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, No E12, 28,607- 28,625, November.
- Pierazzo E. y Melosh H. J. 2000. **Hydrocode modelling of oblique impacts: The fate of the projectile**. *Meteor. Planet. Sci.* 35 117-130.
- Pierazzo Elisabetta and Artemieva Natalia. 2012. **Local and Global Environmenal Effects of Impacts on Earth**. In Fred Jourdan adn W. Uwe Reimold guest eds. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*. February, vol 8, no.1, pp55-60; 80pps..
- Pilkington M., Grieve R. A. F. 1992. **The geophysical Signature of Terrestrial Impact Craters**. *Reviews of Geophysics* 30, p.161-181.
- Pilkington M., Hildebrand A. R., Ortiz-Aleman C., 1994. **Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico**: *Journal of Geophysical Research*, 99, 13, 147-13, 162.
- Pilkington M., Hildebrand A., 2000. **Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater**: *Journal of Geophysical Research*, 105: 23, 479-23,491.

- Pilkington, Mark, Ames, Doreen E., Hildebrand Alan, R. 2004. **Magnetic mineralogy of the Yaxcopoil-1 core, Chicxulub.** *Meteoritics & Planetary Science* 39, No. 6 831-841.
- Pindell J L., 1985. **Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto Caribbean,** *Tectonics*, vol. 4, no.1, p.1-39.
- Pirajno Franco. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems.** Geological Survey of Western Australia, Springer Science+Business Media B.V. 2009., 1250p.
- Plado J., Pesonen L. J., Koeberl C., and Elo S., 2000. **The Botsumtwi meteorite impact structure, Ghana: A magnetic model;** *Meteoritics & Planetary Science*, v. 35, p.723-732.
- Poag C. W. , Plescia, J. B., Molzer, P. C., 2002. Ancient impact structures on modern continental shelves: the Chesapeake Bay, Montagnais, and Toms Canyon craters, Atlantic margin of North America. *Deep-Sea Res. Pt. II: Top Stud. Oceanogr.* 49 (6) 1081-1102.
- Poag C. Wylie, Koeberl Christian, Reimold Wolf Uwe. **The Chesapeake Bay Crater.** *Geology and Geophysics of a late Eocene Submarine Impact Structure.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2004. Printed in Germany. 522pp.
- Pohl J., Stöffler D., Gall H., and Ernst K., 1977. **The Ries Impact Crater,** in Roddy D. J., Pepin R. O. and Merrill R. B. eds., *Impact and Explosion Cratering;* New York, Pergamon Press, p.343-404.
- Pohl J., 1971. **On the origin of the magnetization of impact breccias on Earth:** *Zeitschrift für Geophysik*, v.37, p549-555.
- Pope K. O., Baines K. H. & Ocampo A. C., Ivanov, B. A., 1997. **Energy, volatile production, and climatic effects of the Chicxulub Cretaceous/Tertiary impact:** *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no. E9, p. 21645-21664, September 25.
- Pope K. O., Ocampo A. C. y Duller C. E., 1991. **Mexican site for K/T impact crater?;** *Nature* v351, p105.
- Pope K. O., Ocampo A. C., Kinsland G.L., Smith R. 1996. **Surface expression of the Chicxulub crater.** *Geology* 24, 527-530.
- Pope Kevin O., Ocampo Adriana C., Fischer Alfred G., Alvarez Walter, Fouke Bruce W., Webster Clyde L., Vega Francisco J., Smith Jan, Fritsche A. Eugene, Claeys Philippe. 1999. **Chicxulub impact ejecta from Albion island, Belize.** *Earth and Planetary Science Letters* 170, 351-364.
- Pope Kevin O., Kieffer Susan W., Ames Doreen E. 2004. **Empirical and theoretical comparisons of the Chicxulub and Sudbury impact structures.** *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 1, 97-116.
- Pope K. O., Ocampo A. C., Fisher A. G., Vega F., Ames D. E., King D. T., Fouke B., Wachtman R. J., Kleteschka G. 2005. **Chicxulub impact ejecta deposits in southern Quintana Roo, Mexico, and central Belize,** *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 384, 171-190.
- Premo W. E. and Izett G. A. 1992. **Isotopic signature of black tektites from the K-T boundary on Haiti—Implications for the age and type of source material.** *Meteoritics* 27:413-424.
- Rampino M. R., Self S., 1984. **The atmospheric effects of el Chichon.** *Sci Am.* 250, 48-57.
- Rebolledo-Vieyra M., Urrutia-Fucugauchi J., Marín L. E., Trejo-García A., Sharpton V. L. y Soler-Arechalde A. M., 2000. **UNAM Scientific Shallow-Drilling Program of the chicxulub Impact Crater.** *International Geology Review*, Vol.42, p.928-940.
- Rebolledo Vieyra M. **Magnetoestratigrafía y paleomagnetismo del cráter de impacto de Chicxulub.** Tesis de doctorado; Instituto de Geofísica, UNAM, México D. F., 2001; 110p.
- Rebolledo-Vieyra Mario y Urrutia-Fucugauchi Jaime. 2004. **Magnetostratigraphy of the impact breccias and post-impact carbonates from borehole Yaxcopoil-1, Chicxulub impact crater, Yucatán, Mexico.** *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr. 6, 821-829p.

- Rebolledo-Vieyra M. y J. Urrutia-Fucugauchi, 2006. **Magnetostratigraphy of the Cretaceous/Tertiary boundary and Early Paleocene sedimentary sequence from the Chicxulub impact crater.** *Earth Planets Space*, 58, 10, 1,309-1,314.
- Rebolledo-Vieyra Mario, Urrutia-Fucugauchi Jaime y López-Loera Héctor. 2010. **Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring impact crater, Yucatan, Mexico.** *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27, núm. 1, p.185-195.
- Renne P. R., Mundil R., Balco G., Min K., Ludwig K.R., 2010. **Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine Standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74:5349-5367.
- Robin E., Boclet D., Bonte P., Froget L., Jehanno C., et al. 1991. **The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole761C (Leg 122).** *Earth Planetary Science Letters* 107:715-21.
- Robin E., Salge T., Speijer R. P., Sweet A. R., Urrutia-Fucugauchi J., Vajda V., Whalen M. T., Willumsen Pi S. 2010. **The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary.** *Science* 327, 1214-1218.
- Rochette P., 1987. **Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies.** *Journal of Structural Geology*, 9: 1015-1020.
- Rochette P., 1987a. **Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of "magnetic isogrades".** *Earth Planet. Sci. Letters*, 84, 446-56.
- Rochette P., Fillion G., Mattei L – L., y Dekkers M J., 1990. **Magnetic transition at 30-34 Kelvin in Pirrotite: Insight into a widespread occurrence of this mineral in rocks.** *Earth Planet Sci. Lett.*,98, 319-328.
- Roddy D. J., Schuster S.H., Rosenblatt M., Grant L. B., Hassig P. J. and Kreyenhagen K. N.,1987. **Computer simulations of large asteroid impacts into oceanic and continental sites; preliminary results on atmospheric, cratering, and ejecta dynamics:** *International Journal of Impact Engineering*, v. 5, p.525-541.
- Salge T. 2007. **The ejecta blanket of the Chicxulub impact crater petrographic and chemical studies of the K-P section of El Guayal and of the UNAM boreholes.** *Lunar and Planetary Science XXXVIII*.
- Sagnotti L. F., Florindo K. L., Verosub G. S., Wilson and Roberts A. P. 1998. **Environmental magnetic record of Antarctic paleoclimate from Eocene/Oligocene glaciomarine sediments, Victoria Land Basin.** *Geophys. J. Int.*, 134, 653-662.
- Schmitz B. 1988. **Origin of microlayering in world wide distributed Ir-rich marine Cretaceous-Tertiary boundary clays.** *Geology* 16:1068-1072.
- Schönian F., Stöffler D., Kenkmann T., and Wittmann A., 2004. **The Fluidized Chicxulub ejecta blanket, Mexico: implications for Mars.** *Lunar and Planetary Science XXXV*. Abstract.
- Schulte P., Kontny A. 2005. **Chicxulub ejecta at the Cretaceous-Paleogene (K-P) boundary in Northeastern México.** In: Hörz F., Kenkmann T., Deutsch A., (eds): *Large Meteorite Impacts III*. Special Paper 384, *Geological Society of America*, Bolander, Colorado p.191-221.
- Schulte P., Deutsch A., Salge T., Berndt J., Kontny A., Macleod K. G., Neuser R. D., Krumm S., 2009. **A dual-layer Chicxulub ejecta sequence with shocked carbonates from the Cretaceous-Paleogene (k-Pg) boundary, Demerara Rise, western Atlantic.** *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 73, p.1180-1204. ***
- Schulte Peter, Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Barton P. J., Bown P. R., Bralower T. J., Christenson G. L., Claeys P., Cockell C. S., Collins G. S., Deutsch A., Goldin T. J., Goto K., Grajales-Nishimura J. M., Grieve R. A. F., Gulick S. P. S., Johnson K. R., Kiessling W., Koeberl C., Kring D. A., Macleod K. G., Matsui T., Melosh J., Montanari A., Morgan J. V., Neal C. R., Nichols D. J., Norris R. D., Pierazzo E., Ravizza G., Rebolledo-Vieyra M., Reimold W. U., Robin E., Salge T., Speijer R. P., Sweet A. R., Urrutia-Fucugauchi J., Vajda V., Whalen M. T., Willumsen Pi S. 2010. **The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary.** *Science* 327, 1214-1218.

- Schultz P. H. and Gault D. E., 1979. **Atmospheric effects on martian ejecta emplacement:** *Journal of Geophysical Research*, v 84, p.7669-7687.
- Schultz Peter H and Gault Donald E., 1982. **Impact ejecta dynamics in an atmosphere: experimental results and extrapolations.** *Geological Society of America Special Paper 190*, p.153-174.
- Schultz P. H. 1992. **Atmospheric effects on ejecta emplacement and crater formation on Venus:** *Journal of Geophysical Research*, v.97, p.16183-16248.
- Schultz P. H. y D'Hondt S. 1996. **Cretaceous-Tertiary (Chicxulub) impact angle and its consequences.** *Geology* 24, 963-967.
- Schultz P H., 1996. **Effect of impact angle on vaporization:** *Journal of Geophysical Research* vol. 101, no.E9, p. 21117-21136
- Secretaría de Marina. Dirección General de Oceanografía Naval. **Atlas/Memoria del levantamiento geofísico de la zona económica exclusiva y margen continental de la península de Yucatán.** Gravedad, Magnetismo y Batimetría. México, Noviembre de 1992. 42p.
- Sharpton V. L., Dalrymple G. B., Marin L. E., Ryder G., Schuraytz B. G., and Urrutia-Fucugauchi J. 1992. **New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary.** *Nature* 359:819-821.
- Sharpton V. L., Burke K., Camargo-Zanoguera A., Hall, S. A., Lee D. S., Marin L. E., Suárez-Reynosos G., Quezada-Muñeton J. M., Spudis P. D., y Urrutia-Fucugauchi J., 1993. **Chicxulub multi-ring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis.** *Science* 261, 1564-1567.
- Sharpton Virgil L., Marín Luis E., Carney John L., Lee Scott, Ryder Graham Schuraytz Benajmin C., Sikora Paul, Spudis Paul D. 1996. **A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples,** in Ruder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History:* Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 307. 55-74p.
- Sharpton V. L. Corrigan C. M., Marin L. E., Urrutia-Fucugauchi J., and Vogel T. A. 1999. **Characterization of impact breccias from the Chicxulub impact basin: Implications for excavation and ejecta emplacement** (abstract #1515). *30th Lunar and Planetary Science Conference.* CD-ROM.
- Shoemaker E. M., 1962. **Interpretation of lunar craters.** In: Kopal Z (ed.) *Physics and Astronomy of the moon.* Academic Press, London, pp 283-359
- Shuvalov V. V., Dypvik, H., Tsikalas, F., 2002. **Numerical simulations of the Mjølñir marine impact crater.** *J. Geophysical Research* 107 (E7), 1-1-13.
- Shuvalov V. V., Artemieva, N. A., 2002. **Numerical modeling of Tunguska-like impacts.** *Planetary Space Science* 50, 181-192.
- Shuvalov, Valery., 2003. **Displacement of target material during impact cratering.** In *Impact Markers in the Stratigraphic Record*, edited by Koeberl C. and Martinez-Ruiz F. C. Impact Study Series. Berlin, Germany:Springer Verlag, pp.121-135
- Shuvalov V., Dypvik H. 2013. **Distribution of ejecta from small impact craters.** *Meteoritics & Planetary Science* 48, Nr 6, 1034-1042 doi: 10.1111/maps.12127.
- Sigurdsson H., D'Hondt S., Arthur M. A., Bralower T. J., Zachos J. C., Fossen van M., and Channell J. E. T. 1991. **Glass from the Cretaceous/Tertiary boundary in Haiti.** *Nature* 349:482-487.
- Smit J. y Hertogen J. 1980. **An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary.** *Nature* 285:198-200.
- Smit J., Montanari A., Swinburne N. H. M., Alvarez W., Hildebrand A. R., Margolis S. V., Clayes P., Lowrie W., and Asaro F. 1992. **Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico.** *Geology* 20:99-103.

- Smit J., Alvarez W., Montanari A., Swinburne N., Kempen T. M., et al. 1992a **"Tektites" and microkrystites at the Cretaceous Tertiary boundary: Two strewnfields, one crater?** *Proc. Lunar Planet Sci. Conf.* 22:87-100.
- Smit J., Roep T. B., Alvarez W., Montanari A., Claeys P., Grajales-Nishimura J. M., Bermudez J. 1996. **Coarse-grained, clastic sandstone complex at the KT boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact.** The Cretaceous-Tertiary Boundary Event and other Catastrophes in Earth History, *Geological Society of America*, Special Paper 307, p.151-182.
- Smit J. 1999. **The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta.** *Annual Review Earth Planetary Sciences* 27:75-113.
- Smit J., Roep T. B., Alvarez W., Montanari A., Claeys P., Grajales-Nishimura J. M., Bermudez J., 1996. **Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?** *In The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History.* Ed. Graham Ryder, David E. Fastovsky, Stefan Gartner., Spec. pap. Geol. Soc. Am. 307, 151.
- Smit J., Alvarez W., Claeys P., Montanari A., Roep T. B. 1994. **Misunderstandings regarding the KT boundary deposits in the Gulf of Mexico.** See Montanari 1994, p.116(Abstr.)
- Smit J., Romein A.J.T. 1985. **A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:155-70.
- Smith Jacqueline. The Facts On File DICTIONARY of Earth Science. Edited by Jacqueline Smith. Revised Edition 2006, USA, 388p.
- Snape C., 1971. **An example of anhysteretic moments being induced by alternating field demagnetization apparatus.** *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 23, 361-4.
- Snyder D. B., Hobbs R. W., The Chicxulub Working Group. 1999. **Ringed structural zones with deep roots formed by the Chicxulub impact.** *J. Geophysical Research* 104:10743-55.
- Stacey F. D. , 1960. **Magnetic anisotropy of igneous rocks.** *Journal of Geophysical Research*, vol 65, no.8, august; p.2429-2442.
- Stacey F. D., 1963. **The physical Theory of rock magnetism:** *Adv. Phys.* 12, 45-133p.
- Stacey F. D. y Banerjee, S. K. 1974. **The Physical Principles of Rock Magnetism.** Elsevier, Amsterdam, 195p.
- Steiner Maureen B. 1996. **Implications of magneto-mineralogic characteristics of the Manson and Chicxulub impact rocks,** in Ryder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History.* Boulder, Colorado, Geological Society of American Special Paper 307. p 89-104.
- Stöffler D., Deutsch A., Avermann N., Bischoff L., Brockmeyer P., Buhl D., Lakomy R., and Müller-Mohr V., 1994. **The formation of the Sudbury structure, Canada: Towards a unified impact model,** in Dressler B. O., and Sharpton V. L., eds. Large meteorite impacts and planetary evolution II: Geological Society of America Special paper 339, p. 303-318
- Stoeffler D., Artemieva N., Ivanov B., Hecht L., Kenkemann T., Schmidt R., Tagle R., Wittman A., 2004. **Origin and emplacement of the impact formations at Chicxulub, Mexico, as revealed by the ICDP deep drilling Yaxcopoil-1 and by numerical modeling.** *Meteoritics Planet Science* 39, 1035-1068.
- Stolz J.F., Løvely D.R., Haggerty S.E., 1990. **Biogenic magnetite and the magnetization of sediments.** *J. Geophys. Res.*, 95,4355-61.
- Suk D., y Halgedahl S. L., 1996. **Hysteresis properties of magnetic spherules versus whole-rock specimens from some Paleozoic platform carbonates,** *J. Geophys. Res.* 101, 25,053-25075

- Sweet A.R., Braman D.R. 2001. **Cretaceous-Tertiary palynoflora perturbations and extinctions within the Aquilapollenites phytogeographic province.** *Canadian Journal Earth Sciences* 8, p.249-269.
- Swisher Carl C., Grajales Nishimura José M., Montanari Alessandro, Margolis Stanley V., Claeys philippe Alvarez Walter, Renne Paul, Cedillo Pardo E., Florentin J. M., Maurrasse R., Curtis Garniss H., Smith Jan, McWilliams Michael O., 1992. **Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites:** *Science* vol. 257, p.954-958.
- Syono Y. and Ishikawa Y. 1963. **Magnetocrystalline anisotropy of $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot (1-x)\text{Fe}_3\text{O}_4$.** *J. Phys. Soc. Jpn*, 18, 1230-31.
- Tarling D.H. y Hrouda F., **The magnetic anisotropy of rocks**, 1993. Edit Chapman &Hall, London, 217p.
- Tarling D.H. y Shi H. 1995. **Magnetic anisotropy of borehole core samples.** in Turner, P. y turner A., (eds.) *Palaeomagnetic Applications in hydrocarbon Exploration and Production*, Geological Society Special Publication No. 98, 273-280.
- Tauxe Lisa. 2002. SIO 247: **Rock and Paleomagnetism. Lecture 14: paleomagnetic tensors.** Página de internet: topex.ucsd.edu/tauxe/tauxe.html/pubs.html
- Tauxe Lisa. 2007. **Chapter 7: Magnetic Hysteresis.** *Lectures in Paleomagnetism.* Página de internet: <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2007/>
- Tauxe Lisa. 2010. **Essentials of paleomagnetism.** with contributions from Robert F. Butler, R. Van der Voo, and Subir K. Banerjee. *University of California Press*, Berkeley and Los Angeles, California., 489p.
- Therriault A. M., Gieve R. A. F., Reimold W. U., 1997a. **Original size of the Vredefort Structure implications for the geological evolution of the Witwatersrand Basin.** *Meteorit. Planet Sci.* 32:71-77
- Turtle e. P., Pierazzo E., Collins G. S., Osinski G. R., Melosh H J., Morgan J. V., Reimold W. U., 2005. **Impact Structures: What does crater diameter mean?** In: Kemkmann t., Hörz F., Deutsch A., (Eds.). *Large Meteorite Impacts III.* GSA Special paper, vol. 384. Geol. Soc. Am. Boulder, CO, pp. 1-24
- Tuchscherer Martin G., Reimold W. Uwe, Koeberl Christian, Gibson Roger I., and Bruin Deon de. 2004. **First petrographic results on impactites from the Yaxcopoil-1 borohole Chicxulub structure, Mexico.** *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 6, 899-930.
- Ugalde H. A., Artemieva N., Milkereit B. 2005. **Magnetization on impact structures – Constraints from numerical modeling and petrophysics,** in Kenkmann, T., Hörz, F., and Deutsch, A., eds., *Large meteorite impacts III:* Geological Society of America Special Paper 384, p.25-42.
- Urrutia Fucugauchi J. 1982. **Magnetic anisotropy study of a columnar basalt from San Anton, Morelos, México.** *Bulletin Volcanology*; vol 45-1, p.1-8.
- Urrutia Fucugauchi J. 1983. **On the magnetic Susceptibility anisotropy and its measurement.** *Anales del Instituto de Geofísica*, vol 26, UNAM, CU; México D.F., 1a ed. Class Dewey 551., p. 75-110
- Urrutia Fucugauchi J., Marin Luis, Sharpton Virgil L., 1994. **Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatán peninsula, México:** *Tectonophysics* 237, p.105-112.
- Urrutia Fucugauchi J., Marín L. E., Trejo García A. 1996. **UNAM Scientific Drilling Program of Chicxulub Impact Structure: Evidence for a 300 Kilometer Crater Diameter.** *Geophysical Research Letters* 23, p.1565-1568.
- Urrutia-Fucugauchi J., Zenteno Morán D., Sharpton V. L., Buffler R., Stöffler D., and Smit J. 2001. **The Chicxulub Scientific Drilling Project.** *Infraestructura científica y desarrollo tecnológico* 3. Mexico City: Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México 45p.
- Urrutia Fucugauchi J., Morgan Joanna, Stöffler Dieter y Claeys Philippe., 2004. **The Chicxulub Scientific Drilling Project (CSDP).** *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 6, 787-790.

- Urrutia-Fucugauchi J., Soler A. M., Rebolledo-Vieyra M., Vera-Sánchez P., 2004 (b). **Paleomagnetic and rock magnetic study of the Yaxcopoil-1 impact breccia sequence, Chicxulub impact crater, Mexico: *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 843-856.**
- Urrutia-Fucugauchi J., Chavez-Aguirre J. M., Pérez-Cruz L., de la Rosa J. L., 2008. **Impact ejecta and carbonate sequence in the eastern sector of Chicxulub crater: *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 801-810.**
- Urrutia-Fucugauchi J., Delgadillo-Peralta M., Pérez-Cruz L., Velasco-Villarreal M., 2012. **Heating-induced changes in the anisotropy of magnetic susceptibility of impact breccias, Chicxulub Crater (Mexico). *Studia Geophysical et Geodaetica* 56, 769-787 doi: 10.1007/s11200—010-0292-3**
- Urrutia Fucugauchi J., Perez Cruz L., Campos-Arriola S., Escobar-Sánchez E., Velasco-Villarreal M., 2014. **Magnetic susceptibility logging of Chicxulub proximal impact breccias in the Santa Elena borehole – Breccia characterization and ejecta blanket. *Studia Geophysical et Geodaetica* 58, issue 1, January, pp.100-120, doi: 10.1007/s11200-013-0803-0**
- Van der Voo Rob. 1990. **Continental Reconstructions. *Reviews of Geophysics*, 28, pp.167-206.**
- Vázquez Castro Gabriel. **Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F., 2000, 126p.**
- Velasco Villarreal Miriam. **Análisis de las brechas del pozo UNAM-5 del cráter Chicxulub mediante anisotropía de susceptibilidad magnética: Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F., 2006, 177p.**
- Velasco-Villarreal M., Urrutia-Fucugauchi j., Rebolledo-Vieyra M., Perez-Cruz L., 2011. **Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater – implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 186, pp.154-171.**
- Vickery Ann and Melosh J. H. 1990. **Atmospheric erosion and impact retention in large impacts with application to mass extinction in Sharpton V. L. y Ward P.D., eds., *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism and mass mortality*. Geological Society of America Special paper 247, p.289-300.**
- Villasante-Marcos V., Martínez-Ruiz F., Osete M. L. y Urrutia-Fucugauchi J. 2007. **Magnetic characterization of Cretaceous-Tertiary boundary sediments. *Meteoritics and Planetary Science* 42, Nr 9, 1505-1527.**
- Viniegra- O., 1981. **Great Carbonate Bank of Yucatán, southern Mexico, *J. Pet. Geol.*, 3, 247-278, 1981.**
- Ward W.C., G. Sëller, W. Stinnesbeck, and T Addate. 1995. **Yucatan subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact, *Geology*, 23, 873-876, 1995.**
- Wilson R. L., 1961^a. **Paleomagnetism in Northern Ireland, I: The Thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 5 45-58.**
- Wittmann A., Kenkmann T., Hecht L., Stöffler D., 2007. **Reconstruction of the Chicxulub ejecta plume from its deposits in drill core Yaxcopoil-1. *GSA Bulletin*; September/October; v.119; no.9/10; p.1151-1167. doi:10.1130/B261161.1**
- Wohlfarth E.P., 1958. **Relations between different modes of acquisition of the remanent magnetization of ferromagnetic particles. *J. of App. Phys.* 29, 595-596.**
- Wolbach W. S., Lewis R. S. and Anders E. 1985. **Cretaceous extinctions: Evidence for wild fires and search for meteoritic material. *Science* 230:167-170.**
- Wolbach W. S., Anders E., and Nazarov M. A. 1990. **Fires at the K/T boundary: Carbon at the Sumbar, Turkmenia, site. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 1133-1146.**
- Worm H. U., Clark D. y Dekkers M J., 1993. **Magnetic susceptibility of pyrrhotite: grain size, field and frequency dependence, *Geophys J. Int* 114, 127-137**

- Wünnemann K., Collins GS, Weiss R. 2010. Impact of a cosmic body into Earth's ocean and the generation of large tsunami waves: insight from numerical modeling. *Reviews of Geophysics* 48:RG4006, 26pp. doi:10.1029/2009RG000308
- Zahnle Kevin J. 1990. **Atmospheric chemistry by large impacts** in Sharpton V.L. and Ward P.D., eds., *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper 247; p.271-288.
- Zijderveld, J. D. A., 1967. **A. C. Demagnetization of rocks: Analysis of results**, in *Methods in Palaeomagnetism*, ed. D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, Elsevier, Amsterdam, p.254-286.
- Zurher L., Kring D. A., 2004, **Hydrothermal alteration in the core of the Yaxcopoil-1 borehole, Chicxulub impact structure, Mexico**. *Meteoritics & Planetary Science* 39, Nr 7, 1199-1221.

Manuales:

- Instruction Manual for Magnetic Susceptibility Bridge. KappaBridge KLY-2. Geofysika n.p. Brno., 63p.
- Shield Demagnetizer Manual, Molspin Limited2 (2 pags.).
- Spinner Magnetometer JR6/JR6A User's Manual. Instrument for measuring remanent magnetization. AGICO Advance Geoscience Instruments Co. Brno., Czech Republic, 48p.:

Páginas de Internet

- es.wikipedia.org/wiki/Mu-metal
<http://magician.ucsd.edu/Lab-tours/movs/agfm.mov>

ANEXOS

Anexo 1. Figuras de Discusión

YAXCOPOIL-1

Buscando una mejor definición de la fábrica magnética se graficaron las inclinaciones de los ejes de susceptibilidad principal k_1 y k_3 en función de la profundidad del Yax-1 (figura D1). En la figura se observan ciertos agrupamientos alrededor y alejados del valor promedio de cada eje, con base en éstos se obtuvieron nuevas proyecciones ecuatoriales, principalmente en el eje k_3 .

La primer proyección o Fab1, se eligió con base en la inclinación del eje k_1 (824.05-835.1m), donde se observa un agrupamiento del k_1 en $\approx 60^\circ$, indicando posiciones mas inclinadas y el eje k_3 alrededor del promedio (32°) en posiciones tendientes hacia la horizontal, los elipsoides muestran formas obladas con valores por debajo del valor medio ($T=0.38$, valor medio positivo). Siguiendo con la proyección Fab2a, con base en el eje k_3 (837.09-845.98m) donde se observa un pequeño agrupamiento del eje k_3 en $\approx 50^\circ$ con posiciones inclinadas y los elipsoides de susceptibilidad son ligeramente más oblados, mientras otros son muy variables y tendientes al plano horizontal al igual que los k_1 . Otra proyección es la proyección Fab2b (846.21-850.26m) donde se observa otro agrupamiento del eje k_3 en $\approx 55^\circ$, con posiciones más inclinadas y elipsoides principalmente oblados. A continuación la proyección Fab3 (850.83-871.11m), muestra elipses de confianza muy abiertas, se muestra una fábrica magnética no definida y la cantidad de elipsoides oblados y prolados se encuentra en casi la misma proporción. La proyección Fab4 (871.39-878.35m) presenta los ejes k_3 dispersos con inclinaciones alrededor de los 60° y los elipsoides, ligeramente son mayoría; son oblados con valores por debajo de su valor promedio ($T=0.385$), los ejes k_1 muestran un agrupamiento hacia inclinaciones debajo de su valor medio ($m_{k_1}=28^\circ$). La proyección Fab5 que corresponde a la unidad 6 (885.3-895.23m), más los especímenes finales m73 a m76 (882.2-884.45m) correspondientes a la unidad 5; los ejes de susceptibilidad principal k_1 y k_3 se muestran dispersos con inclinaciones por debajo de su valor medio y con elipsoides mayormente prolados que oblados, con valores entre el valor medio ($T=-0.326$) y el área neutra.

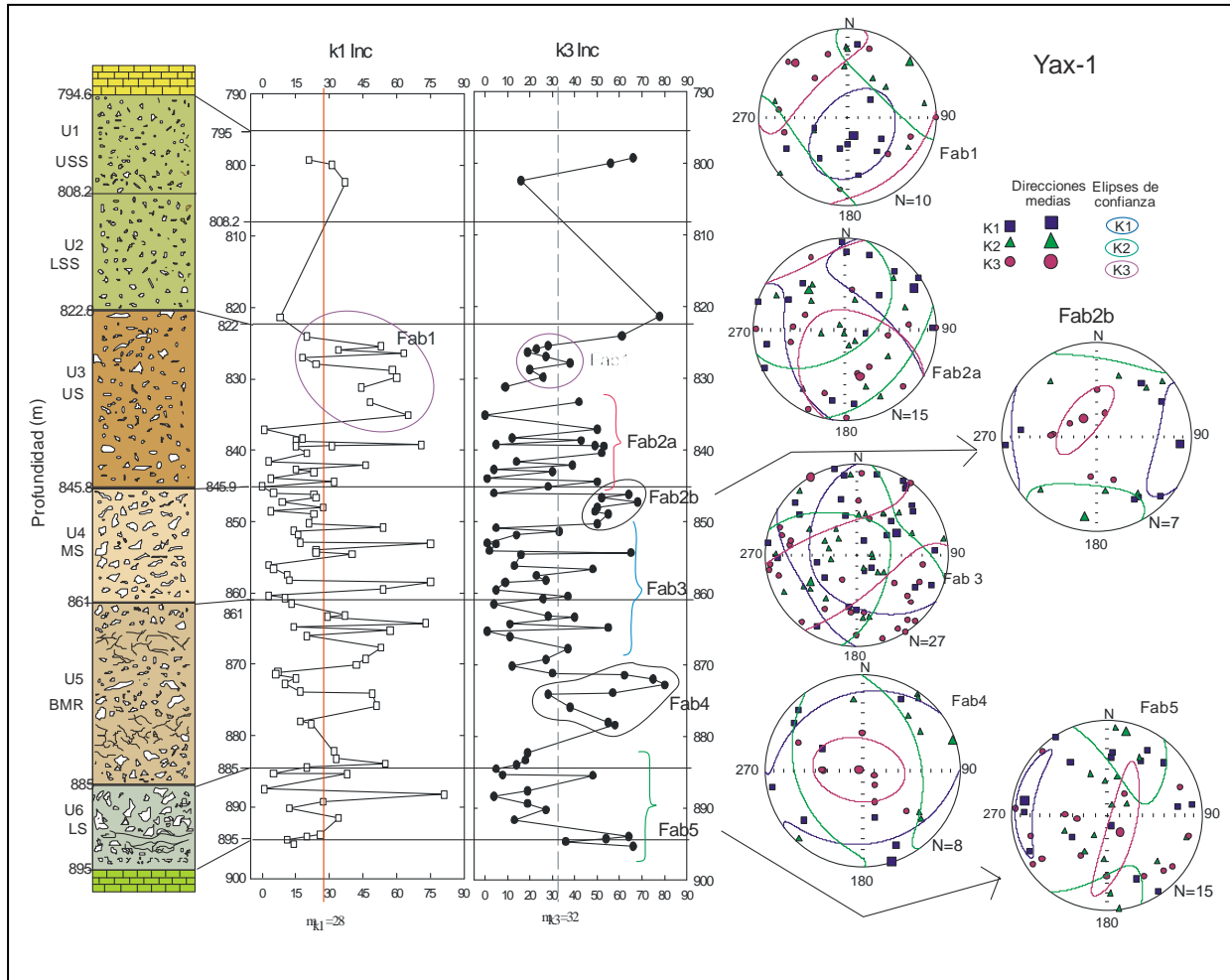


Figura D1. Inclinación de los ejes de susceptibilidad principal k1 y k3 en función de la profundidad y proyecciones estereográficas. Eje k1 o máximo ■ ; eje k3 o mínimo ● ; eje intermedio k2 ▲ . .

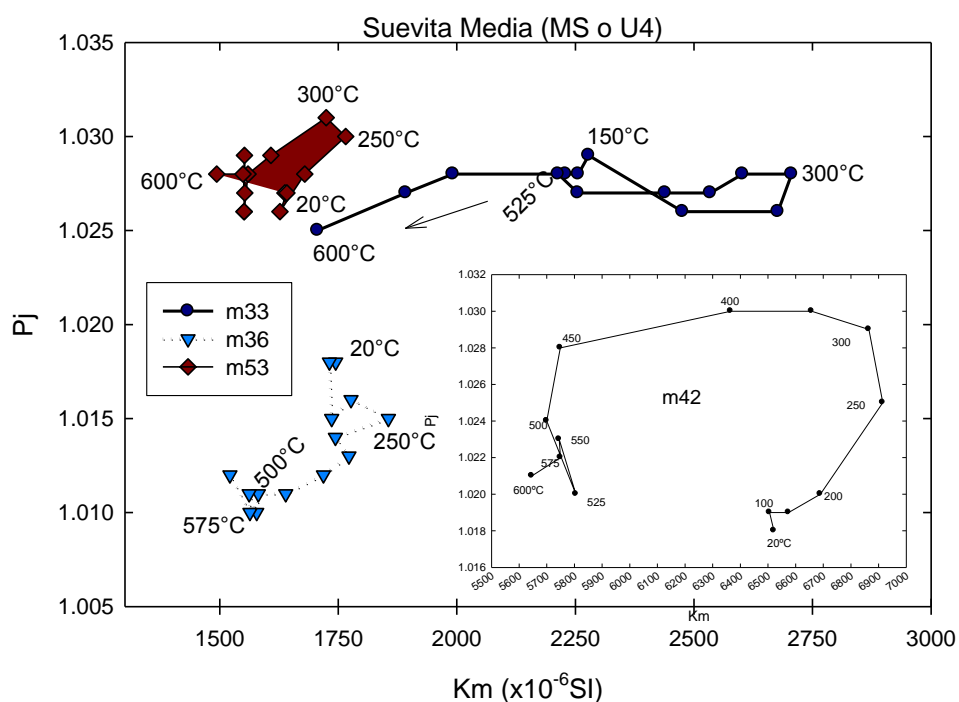


Figura D2. Diagrama de K vs. P_j durante la desmagnetización térmica. Se observa el aumento de la susceptibilidad magnética y también el del grado de anisotropía corregida hasta $\approx 400^\circ\text{C}$ y después los dos parámetros disminuyen. Unidad 4 o suevita media del Yax-1.

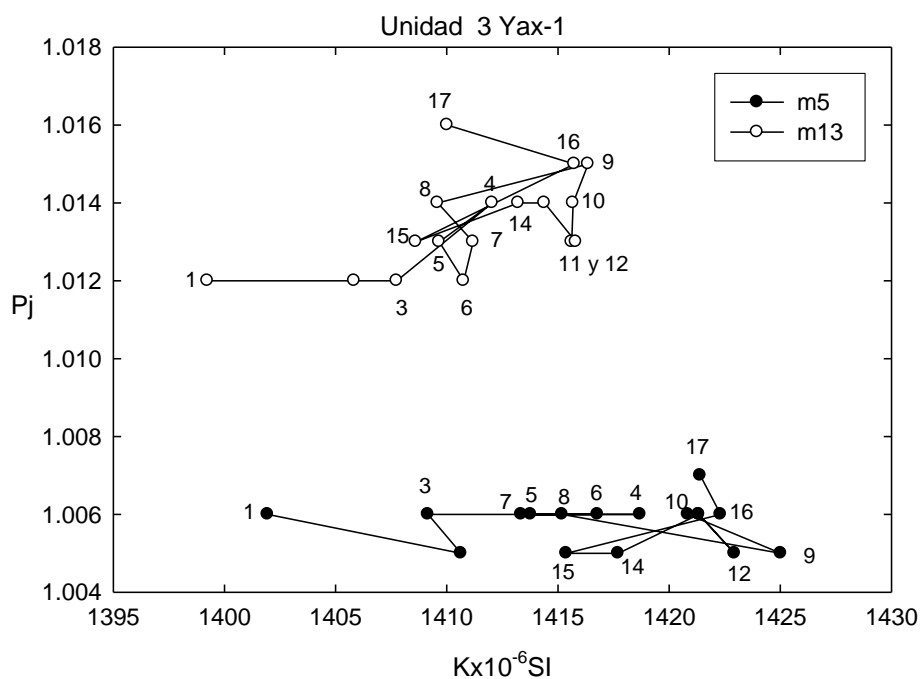


Figura D3. Susceptibilidad magnética vs. grado de anisotropía corregida durante la desmagnetización por campos alternos AF. Se observa el incremento de la susceptibilidad y P_j .

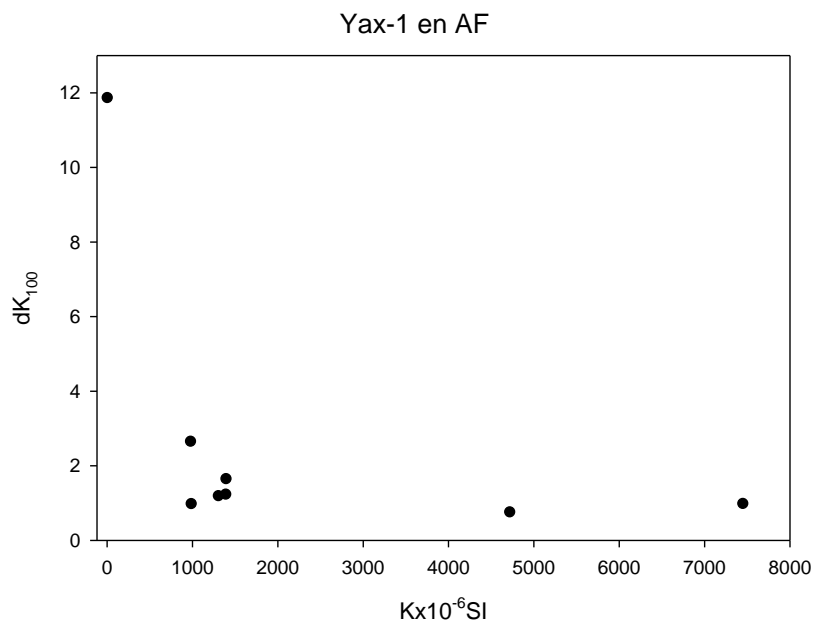


Figura D3a. Porcentaje de cambio de la susceptibilidad (dK_{100}) en función de la susceptibilidad inicial K durante la desmagnetización por campos alternos.

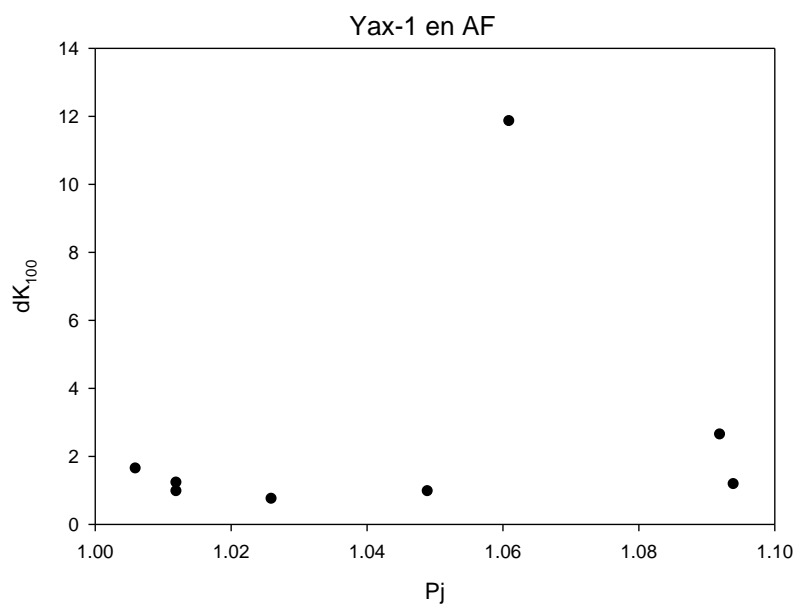


Figura D3b. Porcentaje de cambio de la susceptibilidad (dK_{100}) en función de P_j , durante la desmagnetización por campos alternos.

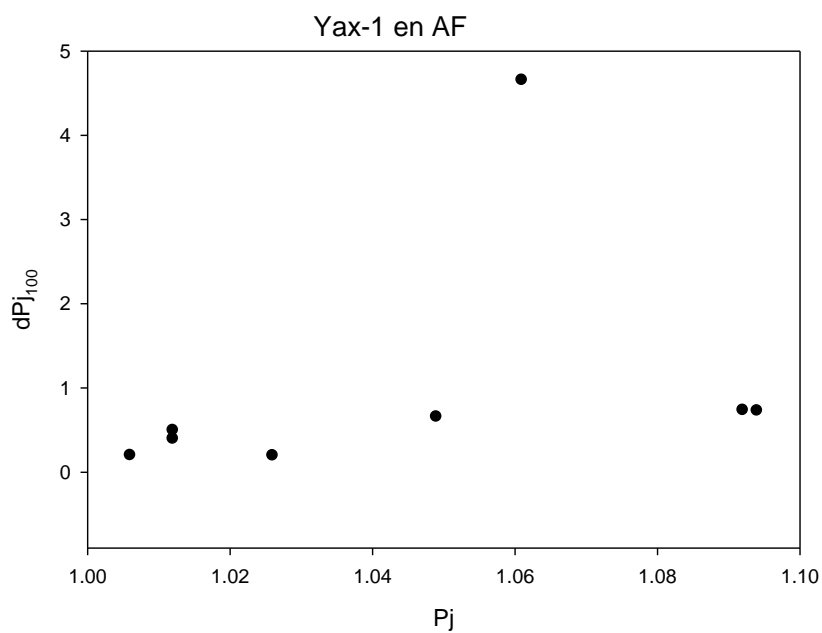


Figura D3c. Porcentaje de cambio de dP_{j100} en función del P_j inicial para muestras del Yax-1 durante la desmagnetización de campos alternos (AF).

UNAM-5

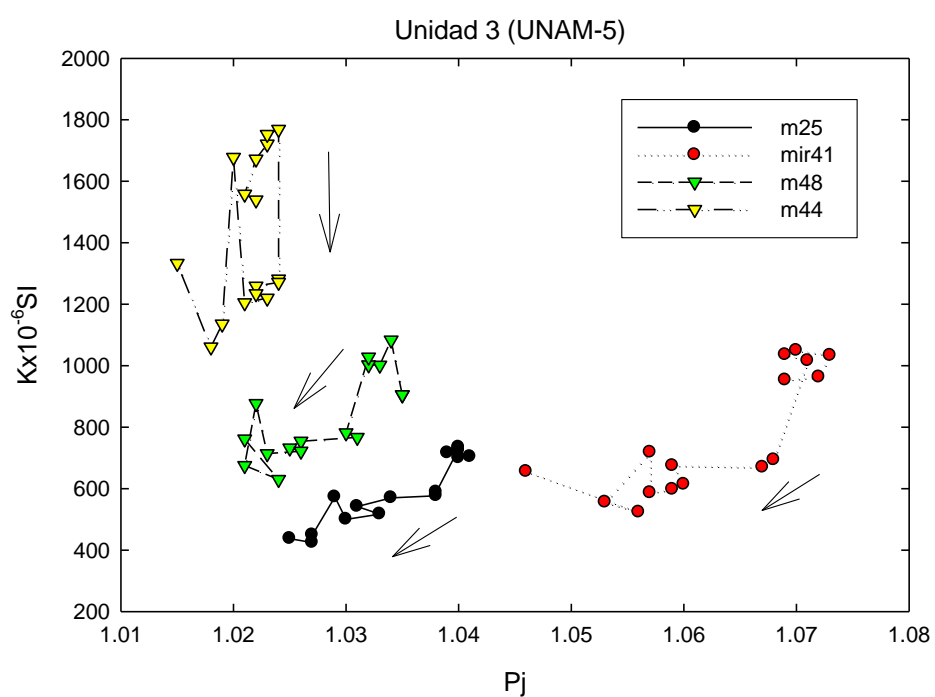


Figura D4. P_j vs. $K \times 10^{-6} SI$ de la unidad 3 del UNAM-5. Se observa la disminución de ambos parámetros.

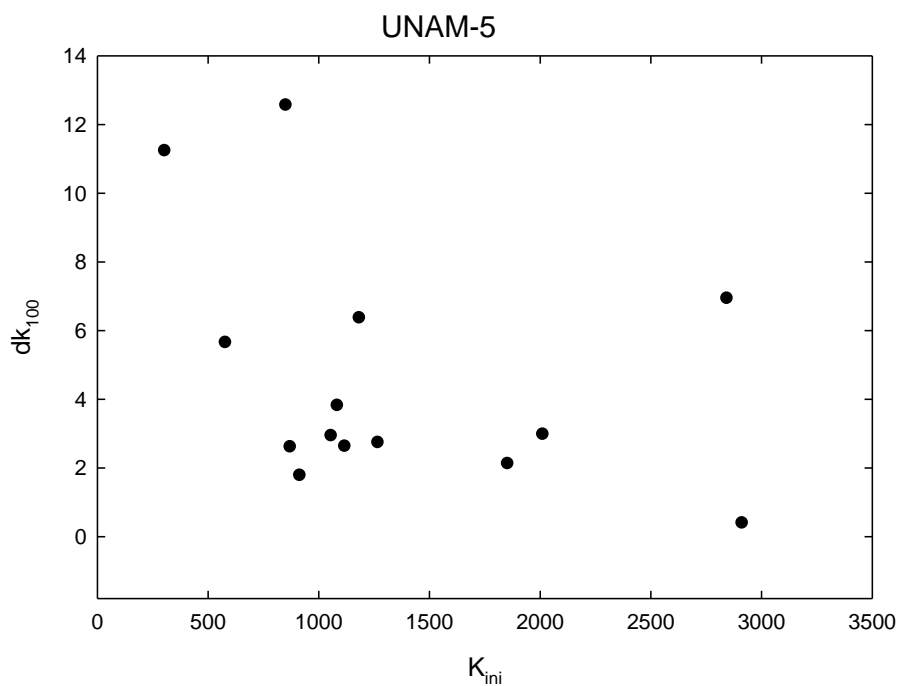


Figura D5a. Porcentaje del incremento de la susceptibilidad magnética inicial contra la susceptibilidad al final del ciclo de desmagnetización por AF. K_{ini} ($\times 10^{-6}$ SI), dK_{100} porcentaje del incremento.

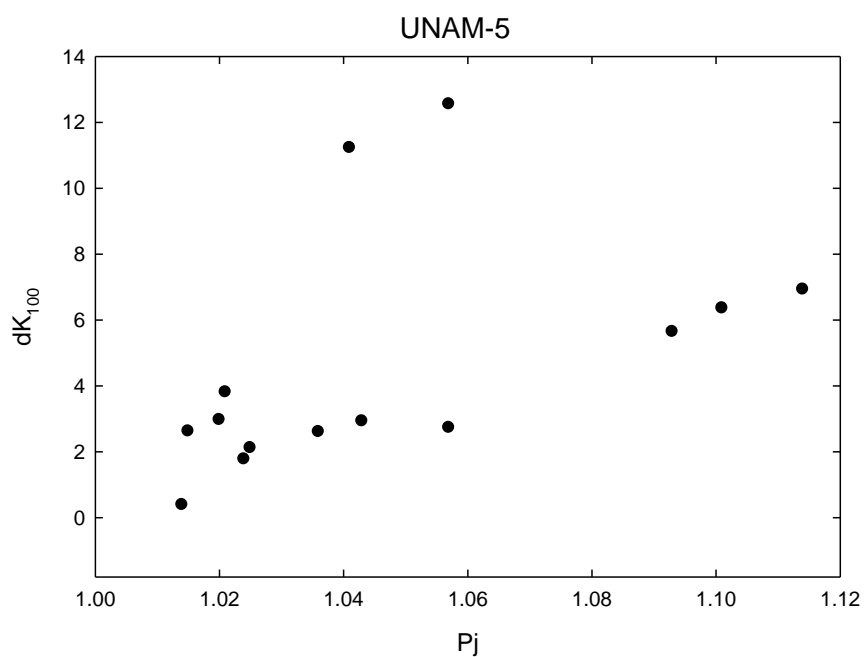


Figura D5b. Porcentaje de incremento de la susceptibilidad (dK_{100}) vs. el grado de anisotropía corregida durante la desmagnetización de campos alternos.

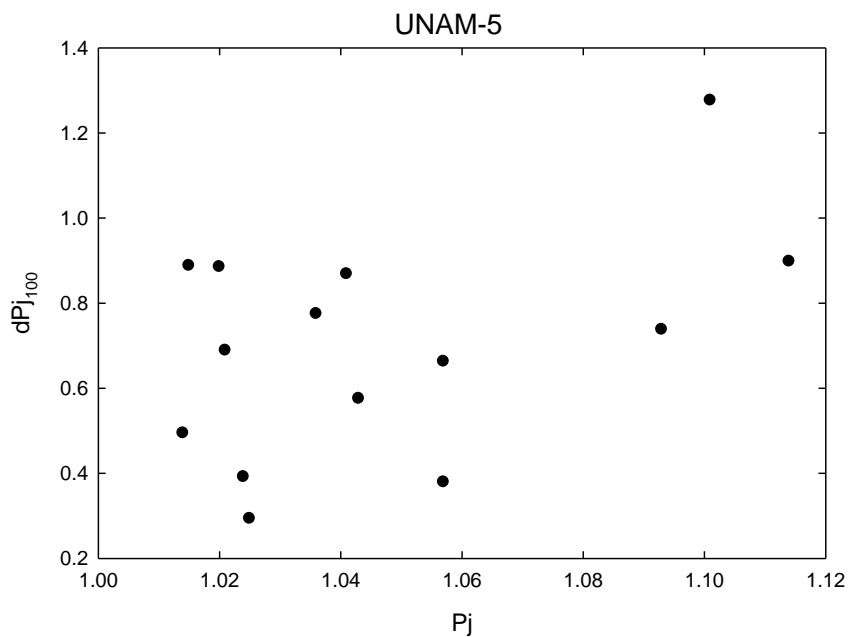


Figura D5c. Porcentaje de incremento del grado de anisotropía corregida (dP_{j100}) vs P_j inicial durante la desmagnetización de campos alternos.

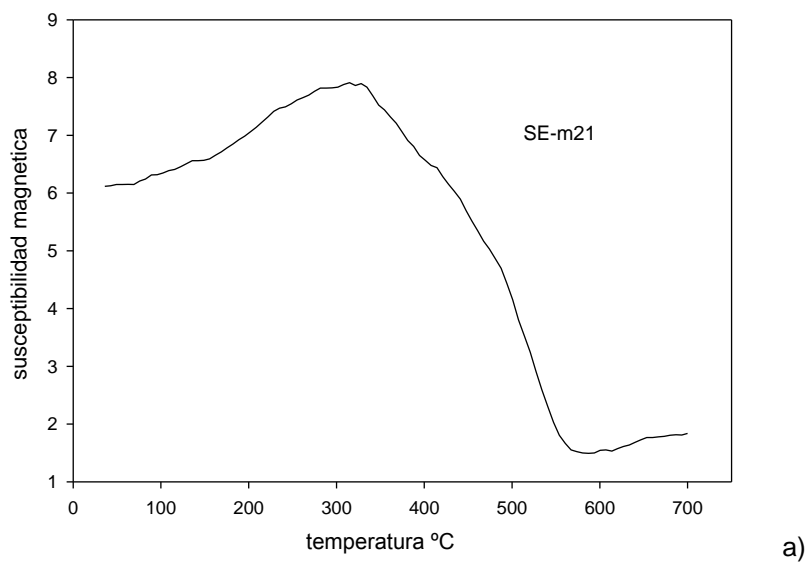
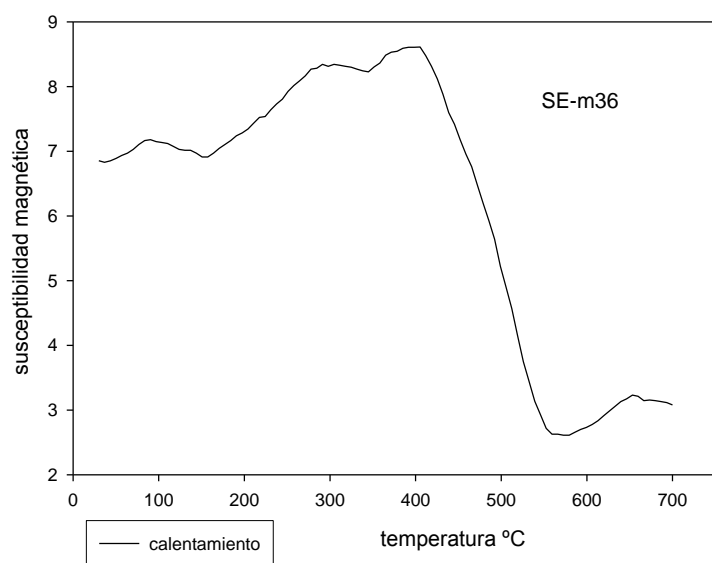
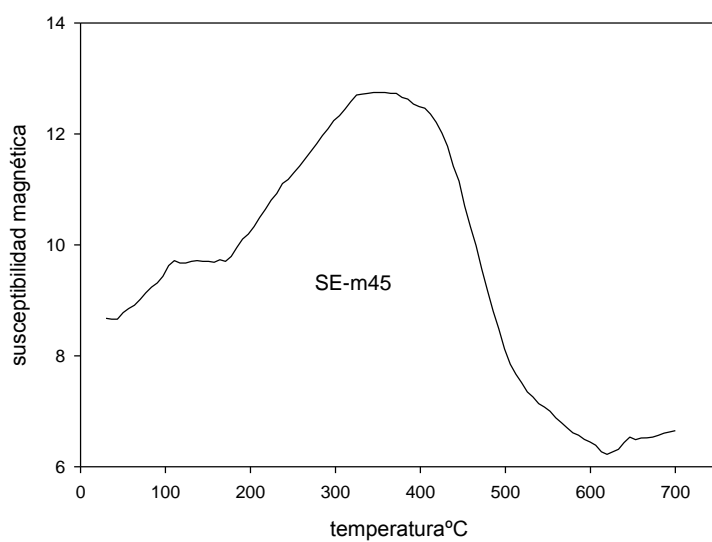


Figura D6a. Curva de susceptibilidad vs. temperatura, sólo se muestra el calentamiento de especímenes de la unidad 2 del UNAM-5; a) SE-m21, b).



b)



c)

Figura D6. Curvas de susceptibilidad vs. temperatura, sólo el calentamiento de especímenes de la unidad 2 del UNAM-5; a) SE-m21, b) SE-m36, c) SE-m45 de los núcleos del UNAM-5.

UNAM-6

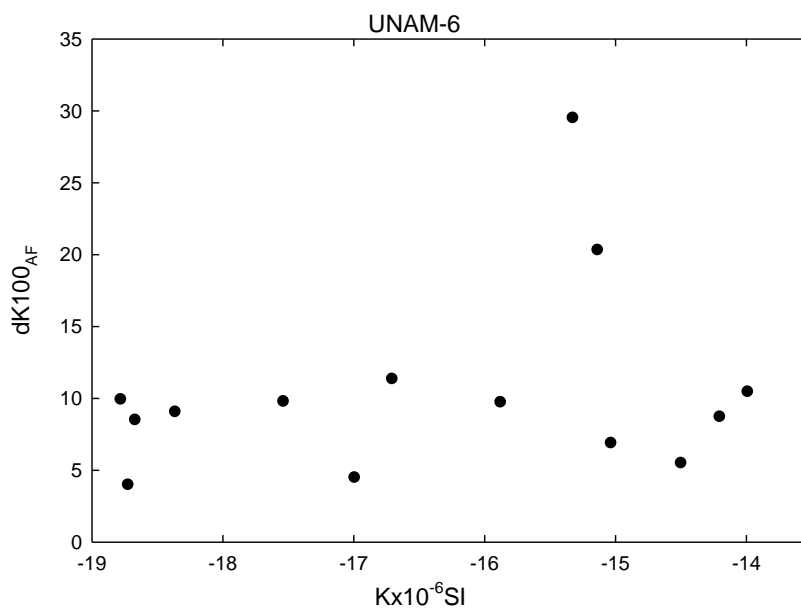


Figura D7. Porcentaje de cambio de la susceptibilidad magnética durante la desmagnetización por campos alternos contra la susceptibilidad magnética inicial.

La **figura D8.** muestra los resultados de la inspección en el microscopio electrónico de barrido de la muestra m146U6.

- Punto 1. 82.504wt% de CuO, 5.026wt% de SO₃, Na₂O 4.187wt%, SnO₂ con 3.73wt%, CaO con 1.409wt%.
- Punto 2. SO₃ con 56.835wt% y CaO 42.509Wt%.
- Punto 3. FeO con 94.481wt%, CaO con 1.506wt%, SO₃ con 1.227wt%.
- Punto 4. CuO con 57.901wt% y ZnO con 39.070wt%.

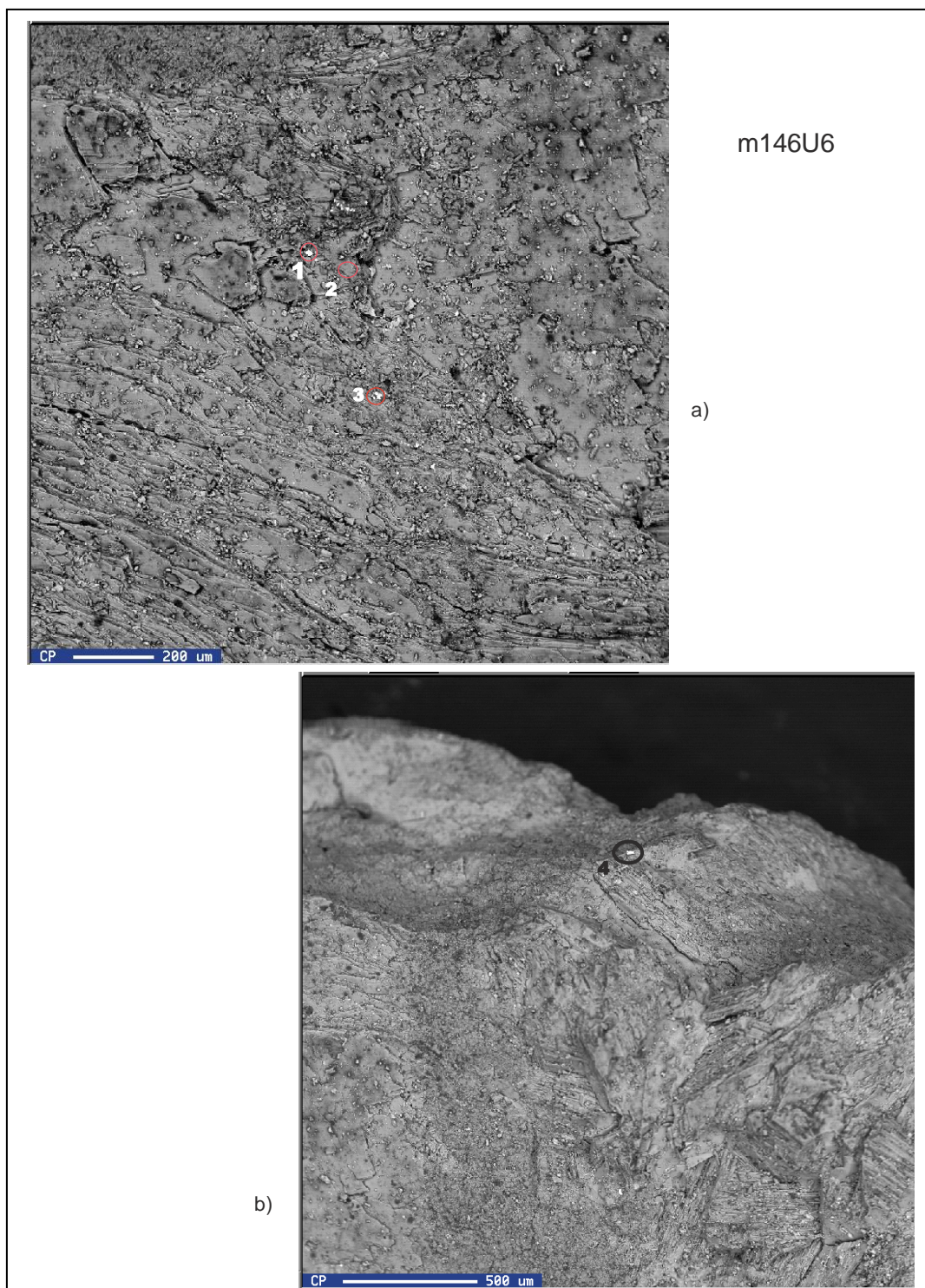


Figura D8. Imágenes EDS del microscopio electrónico de barrido de un fragmento del espécimen m146U6 de los núcleos del pozo UNAM-6.

ANEXO2. Listado de datos

Tensor promedio y estadística de Jélinek para las fábricas magnéticas de la **figura de discusión D1** de los especímenes del pozo Yaxcopoil-1.

	<i>Dec/Inc</i>	<i>Ángulos de confianza</i>	<i>parámetros de AMS</i>	<i>Media</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desv. estándar</i>
Fab5, N=15						
K1 1.024	280.2/13.6	38.9/9.6	Km	N/A	7.22E-04	5.81E-04
K2 0.994	13.0/11.9	63.9/25.9	L	1.030	1.065	0.172
K3 0.983	142.5/71.9	62.8/11.8	F	1.012	1.030	0.047
			P	1.042	1.105	0.253
			Pj	1.043	1.109	0.268
			T	-0.442	-0.066	0.331
			U	-0.450	-0.083	0.344
Fab4, N=8						
K1 1.010	161.1/1.9	74.3/23.0	Km	N/A	1.26E-03	4.09E-04
K2 1.008	72.0/3.0	74.2/35.9	L	1.003	1.026	0.015
K3 0.982	285.0/86.5	39.7/26.8	F	1.027	1.036	0.031
			P	1.029	1.064	0.043
			Pj	1.032	1.065	0.044
			T	0.821	0.163	0.387
			U	0.819	0.149	0.390
Fab3, N=27						
K1 1.002	60.6/49.1	83.0/69.5	Km	N/A	3.09E-03	2.36E-03
K2 1.001	238.7/40.9	83.0/56.1	L	1.001	1.019	0.022
K3 0.997	329.5/0.9	70.2/55.7	F	1.005	1.017	0.015
			P	1.006	1.036	0.032
			Pj	1.006	1.037	0.033
			T	0.584	-0.018	0.431
			U	0.583	-0.025	0.432
Fab2b, N=7						
K1 1.006	95.0/13.1	41.5/23.3	Km	N/A	3.25E-03	1.77E-03
K2 1.002	188.4/14.2	41.5/32.6	L	1.004	1.008	0.004
K3 0.993	323.9/70.4	36.1/14.4	F	1.009	1.014	0.010
			P	1.013	1.021	0.011
			Pj	1.014	1.022	0.012
			T	0.420	0.171	0.419
			U	0.418	0.167	0.419
Fab2a, N=15						
K1 1.003	58.9/12.9	70.8/40.5	Km	N/A	3.34E-03	5.98E-03
K2 1.000	317.1/42.0	70.7/65.0	L	1.003	1.010	0.008
K3 0.997	162.2/45.1	66.2/48.6	F	1.003	1.015	0.008
			P	1.006	1.026	0.012
			Pj	1.006	1.027	0.012
			T	0.023	0.240	0.420
			U	0.022	0.235	0.422

	<i>Dec/Inc</i>	<i>Ángulos de confianza</i>	<i>parámetros de AMS</i>	<i>Media</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desv. estándar</i>
Fab1, N=10						
K1 1.005	161.3/72.4	47.0/34.7	Km	N/A	1.31E-03	4.81E-04
K2 0.999	48.7/6.9	56.3/46.7	L	1.006	1.010	0.005
K3 0.995	316.7/16.1	56.7/33.3	F	1.004	1.013	0.011
			P	1.010	1.023	0.014
			Pj	1.010	1.024	0.014
			T	-0.157	-0.071	0.527
			U	-0.160	-0.071	0.525

Tensor promedio y estadística de Jélinek de las proyecciones ortográficas de igual área para las fábricas magnéticas de la [figura 6.5](#) del UNAM-5 Santa Elena.

Fab8, N=17						
K1 1.003	59.8/1.6	78.1/58.4	Km	N/A	1.16E-03	4.32E-04
K2 1.001	150.1/12.5	77.9/65.8	L	1.002	1.016	0.014
K3 0.996	322.7/77.4	77.9/65.8	F	1.005	1.018	0.013
			P	1.006	1.034	0.022
			Pj	1.006	1.035	0.022
			T	0.492	0.094	0.586
			U	0.491	0.087	0.586

Fab7, N=16						
K1 1.008	71.5/32.6	51.1/28.4	Km	N/A	1.37E-03	7.45E-04
K2 0.998	300.5/45.8	67.1/48.0	L	1.010	1.020	0.022
			F	1.004	1.029	0.043
			P	1.014	1.051	0.067
			Pj	1.014	1.052	0.068
			T	-0.406	0.116	0.404
			U	-0.408	0.106	0.402

Fab6, N=12						
K1 1.007	231.7/8.9	65.6/36.4	Km	N/A	1.21E-03	3.15E-04
K2 1.003	324.2/15.4	65.7/36.5	L	1.004	1.019	0.016
K3 0.990	112.6/72.1	39.0/37.2	F	1.013	1.025	0.017
			P	1.017	1.044	0.024
			Pj	1.018	1.046	0.025
			T	0.494	0.137	0.393
			U	0.491	0.128	0.393

Fab5, N=7						
K1 1.030	335.2/75.6	43.0/20.0	Km	N/A	6.04E-04	1.59E-04
K2 1.003	240.4/40.5	43.0/19.1	L	1.027	1.065	0.037
K3 0.968	71.7/48.9	25.6/8.5	F	1.036	1.038	0.040
			P	1.064	1.105	0.053
			Pj	1.064	1.110	0.055
			T	1.138	-0.327	0.454
			U	0.123	-0.345	0.449

Fab4, N=12						
K1 1.058	297.7/23.8	13.4/6.5	Km	N/A	1.09E-03	1.23E-03
K2 0.984	207.2/1.1	52.7/8.6	L	1.075	1.098	0.162
K3 0.958	114.6/66.2	52.6/10.8	F	1.028	1.067	0.086
			P	1.105	1.184	0.288
			Pj	1.109	1.188	0.292
			T	-0.455	-0.602	0.440
			U	-0.475	-0.034	0.457

	<i>Dec/Inc</i>	<i>Ángulos de confianza</i>	<i>Parámetros de AMS</i>	<i>Media</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desviación estándar</i>	
Fab3, N=14							
K1	1.007	107.1/12.8	72.3/27.5	Km	N/A	1.21E-03	1.30E-03
K2	1.001	306.2/76.5	72.7/58.0	L	1.006	1.026	0.021
K3	0.992	198.1/4.3	60.3/27.8	F	1.008	1.025	0.019
				P	1.015	1.052	0.035
				Pj	1.015	1.053	0.036
				T	0.147	0.026	0.402
				U	0.144	0.015	0.403
Fab2, N=17							
K1	1.006	42.9/80.9	59.5/30.1	Km	N/A	9.67E-04	2.64E-04
K2	1.000	243.0/8.5	62.0/53.2	L	1.007	1.021	0.011
K3	0.994	152.5/3.1	57.8/27.6	F	1.006	1.020	0.015
				P	1.013	1.042	0.022
				Pj	1.013	1.043	0.021
				T	-0.100	-0.078	0.447
				U	-0.104	-0.086	0.445

Tensor promedio y estadística de Jélinek de las proyecciones ortográficas de igual área para las fábricas magnéticas de la [figura 7.6](#) del UNAM-6 Peto.

Fab3, N=44							
K1	1.062	39.1/73.4	14.4/3.1	Km	N/A	1.58E-05	3.38E-06
K2	0.973	284.7/7.0	50.1/10.4	L	1.091	0.535	3.165
K3	0.964	192.9/15	49.8/3.8	F	1.009	0.999	0.104
				P	1.102	0.851	1.172
				Pj	1.113	1.005	0.160
				T	-0.809	0.071	0.429
				U	-0.817	0.046	0.450
Subfab3, N=5							
K1	1.006	146.9/19.5	20.8/5.5	Km	N/A	1.45E-05	2.49E-06
K2	1.000	50.4/17.8	48.1/9.0	L	1.007	1.006	0.003
K3	0.994	28.1/63.1	46.9/4.7	F	1.005	1.011	0.005
				P	1.012	1.017	0.006
				Pj	1.012	1.018	0.006
				T	-0.124	0.285	0.477
				U	-0.127	0.281	0.477
Fab2, N=63							
K1	1.003	346.5/5.3	47.9/38.8	Km	N/A	1.77E-05	2.05E-06
K2	0.999	253/22.6	67.9/47.6	L	1.004	1.008	1.008
K3	0.998	89.1/66.7	68/37.2	F	1.002	1.009	0.007
				P	1.006	1.017	0.012
				Pj	1.006	1.002	0.129
				T	-0.424	0.031	0.473
				U	-0.425	0.028	0.474

	<i>Dec/Inc</i>	<i>Ángulos de confianza</i>	<i>Parámetros de AMS</i>	<i>Media</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desviación estándar</i>	
Subfab2, N=9							
K1	1.005	350/12.6	26.9/11.1	Km	N/A	1.69E-05	2.07E-06
K2	1.001	82.8/12	27.1/20.3	L	1.004	1.007	0.006
K3	0.994	215/72.5	20.9/11.3	F	1.007	1.008	0.003
				P	1.011	1.015	0.006
				Pj	1.011	1.015	0.006
				T	0.259	0.179	0.523
				U	0.257	0.176	0.525
Fab1, N=42							
K1	1.006	154.2/34.7	78.2/36.2	Km	N/A	1.63E-05	2.37E-06
K2	1.004	247.4/7.1	78.2/51.7	L	1.002	1.015	0.012
K3	0.990	347.4/54.4	54.2/28.5	F	1.013	1.036	0.126
				P	1.016	1.052	0.128
				Pj	1.017	1.057	0.154
				T	0.730	-0.041	0.494
				U	0.729	-0.048	0.492

Tabla 1. Parámetros de histéresis de muestras del Yaxcopoil-1

Muestra	Peso	Hc	Mr	Ms	Hc	Mr	Ms	Hsat	Hcr	Mr	Mr/Ms	Hcr/Hc
unidades	grs	mT (hys)	nAm2 (hys)	μ Am2 (hys)	mT (slo)	nAm2 (slo)	nAm2 (slo)	mT (IRM)	mT (IRM)	nAm2 (IRM)		
m5a	20.900	10.9700	52.3100	2.3150	16.8400	52.3100	260.7000	600.000	75.3600	46.1900	0.2007	4.4751
m5b	31.300	15.1000	145.8000	2.1960	17.4500	145.8000	681.9000	600.000	47.6900	108.3000	0.2138	2.7330
m9a	12.600	1.9740	154.7000	6.8910	1.9860	154.7000	6297.0000	500.000	24.7400	286.3000	0.0246	0.0125
m9b	27.500	7.1230	295.9000	6.2730	7.5540	295.9000	3228.0000	500.000	24.7400	286.3000	0.0917	3.2751e-3
m13	35.000	17.6800	111.3000	2.5180	24.9500	111.3000	381.7000	500.000	75.5700	85.0100	0.2916	3.0289
m18	32.200	23.0000	188.2000	1.9650	26.6800	188.2000	609.3000	600.000	60.4100	156.1000	0.3089	2.2642
m23a	2.400	127.4000	41.3800	0.2069	234.8000	41.3800	79.4200	1000.000	43.1500	32.0800	0.5210	0.1838
m23b	11.700	12.2200	36.5700	1.1450	16.5100	36.5700	187.2000	600.000	67.6500	30.1800	0.1954	4.0975
m32	17.200	15.2700	56.2100	0.8892	18.0800	56.2100	230.4000	700.000	46.6600	47.8300	0.2440	2.5808
m33	16.500	11.5700	266.5000	2.2150	11.8300	266.5000	1584.0000	700.000	32.7200	254.2000	0.1682	2.7658
m36	27.100	13.3000	144.5000	2.6600	15.8100	144.5000	630.4000	700.000	55.8000	126.9000	0.2292	3.5294
m42	28.700	11.7900	169.6000	2.1960	12.8300	169.6000	866.5000	700.000	66.9400	141.8000	0.1957	5.2175
m48	17.300	12.8400	223.4000	1.8290	13.1400	223.4000	1307.0000	700.000	32.6400	229.7000	0.1709	2.4840
m53	27.400	22.6100	167.7000	2.7430	32.2400	167.7000	495.7000	800.000	210.000	137.7000	0.3383	6.5136
m59	32.200	8.3750	80.9000	3.6600	11.6500	80.9000	562.2000	800.000	188.4000	67.1600	0.1439	16.1717
m62	27.400	15.5300	280.7000	3.4240	17.3400	280.7000	1176.0000	800.000	45.6700	260.4000	0.2387	2.6338
m66	24.500	13.0300	64.7200	2.2470	19.5600	64.7200	332.5000	800.000	251.5000	50.8300	0.1946	12.8579
m69	19.500	15.2500	81.7600	1.8360	19.5600	81.7600	471.1000	800.000	309.0000	66.0600	0.1736	15.7975
m71	18.100	51.5800	202.4000	2.1630	87.7100	202.4000	546.4000	1000.000	445.7000	163.5000	0.3704	5.0815
m72	28.700	4.8370	41.4300	2.8180	6.1330	41.4300	643.0000	700.000	218.9000	32.1500	0.0644	0.0357
m75	28.000	14.5100	249.6000	3.2510	15.9200	249.6000	1423.0000	1000.000	310.1000	218.1000	0.1754	19.4786
m81	32.300	5.5410	1572.0000	26.8200	5.5630	1572.0000	25480.000	600.000	24.9200	1709.0000	0.0617	4.4796e-3
m82	37.100	10.0500	173.5000	2.7530	10.8800	173.5000	1195.000	800.000	210.7000	99.2800	0.1452	19.3658
m85	34.200	20.1700	179.0000	1.6500	22.2100	179.0000	627.600	800.000	53.0300	398.4000	0.2852	2.3877

Hc: campo coercitivo; Ms: magnetización de saturación; Mr: magnetización de remanencia; Hcr: campo coercitivo de remanencia; Hsat campo de saturación; hys: datos no corregidos; slo: datos corregidos; IRM: magnetización remanente isoterma.

Tabla 2. Parámetros de histéresis de muestras del UNAM-5

Muestra	Peso	Hc	Mr	Ms	Hc	Mr	Ms	Hsat	Hcr	Mr	Mr/Ms	Hcr/Hc
Unidades	(grs)	(mT) (hys)	(nAm2) (hys)	(mAm2) (hys)	(mT) (slo)	(nAm2) (slo)	(nAm2) (slo)	(mT) (IRM)	(mT) (IRM)	(nAm2) (IRM)		
SE-m2	31.50	8.898	125.000	2.730	9.891	125.000	938.700	500	30.3300	122.5000	0.1332	3.0664e-3
SE-m36	25.60	9.681	99.630	2.040	10.780	99.630	680.100	500	28.4200	97.3600	0.1465	2.6364
SE-m45	29.00	6.789	19.650	2.190	13.470	19.650	101.800	500	31.5500	19.8700	0.1930	2.3422
SE-m49	23.20	17.760	1559.000	8.335	18.010	1559.000	6895.000	700	42.8300	1506.0000	0.2261	2.3781
SE-m53	28.20	11.650	29.040	0.920	15.190	29.040	149.300	700	37.8800	31.1600	0.1945	2.4937
SE-m57	20.00	6.845	10.090	1.130	16.890	10.090	43.710	700	43.9100	9.4260	0.2308	2.5998
SE-m71	17.60	17.630	152.300	1.805	19.640	152.300	681.600	700	45.4800	142.4000	0.2234	2.3157
SE-m78	17.50	23.380	289.200	1.585	24.190	289.200	1049.000	700	49.4300	273.7000	0.2757	2.0434
SE-m91	29.30	20.370	262.900	2.232	21.680	262.900	1251.000	700	56.1500	257.4000	0.2102	2.5899
SE-m98	28.60	22.890	187.200	1.492	24.740	187.200	712.700	700	52.8500	176.1000	0.2627	2.1362
SE-m111	37.30	19.690	233.900	2.383	21.530	233.900	1083.000	700	50.5300	221.9000	0.2160	2.3470

Nombres de parámetros igual que para la tabla 1.

Tabla 3. Datos de parámetros de histéresis del UNAM-6

Muestra unidades	Peso mg	Hc (Hys) mT	Mr (Hys) nAm2	Ms (Hys) nAm2	Hcr (IRM) mT	Mr (IRM) nAm2	Hc (slo) mT	Mr (slo) nAm2	Ms (slo) nAm2	Mrs/Ms	Hcr/Hc
m2U6	26	-13.92	1.351	-246	36.03	1.123	375	1.351	7.16	0.18868715	0.09608
m10U6	23	4.112	1.44	-254.4	25.71	1.648	6.112	1.44	11.2	0.12857143	4.20647906
m11U6	38	-50.25	1.497	-239.6	27.26	1.67	5.121	1.497	19.79	0.07564426	5.32317907
m15U6	17	-50.86	1.93	-180.7	31.24	1.963	11.07	1.93	16.91	0.11413365	2.82204155
m20U6	30	3.08	1.164	-217.1	27.03	1.273	4.858	1.164	12.92	0.09009288	5.56401811
m22bU6	32	-29.07	1.695	-177.5	28.91	1.573	7.795	1.695	18.11	0.0935947	3.70878768
m22U6	31	-14.28	1.536	-222.6	34.23	897.5	15.91	1.536	6.505	0.23612606	2.15147706
m34U6	30	-22.34	1.152	-190.5	29.85	1.306	7.522	1.152	10.91	0.1055912	3.96835948
m35u6	38	-12.79	2.136	-98.99	34.85	1.442	13.73	2.136	8.346	0.25593098	2.53823744
m38bU6	19	-25.02	863.4	-41.55	29.37	744.9	12.19	863.4	5.883	146.761856	2.40935193
m38U6	27	622.4	1.738	-336.8	30.42	750.7	322	1.738	33.2	0.0523494	0.09447205
m40bU6	38	-8.254	1.27	-281.5	23.74	883.2	12.43	1.27	9.873	0.12863365	1.90989541
m43U6	17	-31.71	1.77	-192.9	27.84	1.737	11.39	1.77	12.53	0.14126097	2.44424934
m46U6	17	5.436	375.7	-63.89	25.88	495.8	3.415	375.7	6.704	56.0411695	7.57833089
m47U6	18	29.12	1.274	-146.8	32.74	1.371	10.57	1.274	9.911	0.12854404	3.0974456
m63U6	27	4.973	1.362	-156.9	22.71	1.264	5.039	1.362	19.33	0.07046042	4.5068466
m68U6	27	-15.61	1.441	-215.7	28.37	1.057	11.1	1.441	8.902	0.16187374	2.55585586
m96U6	35	-9.189	821.1	-240	21.28	1.067	15.19	821.1	8.455	97.1141336	1.40092166
m105U6	37	-11.06	1.307	-234.8	48.99	1.273	10.7	1.307	9.698	0.13477006	4.57850467
m117U6	31	-2.478	712.5	-96.85	24.43	619.2	6.559	712.5	9.186	77.5636839	3.72465315
m120U6	31	6.36	793.5	-96.15	23.37	943.2	3.888	793.5	14.19	55.9196617	6.01080247
m124U6	32	-13.09	1.459	-208.8	34.8	1.121	14.89	1.459	7.332	0.19899073	2.33713902
m125U6	24	-15.2	1.358	-207.7	30.21	1.278	9.472	1.358	10.31	0.13171678	3.18940034
m130aU6	37	-12.3	1.639	-250.4	40.35	1.436	14.18	1.639	9.141	0.17930205	2.84555712
m130U6	35	3.134	1.651	-289.8	27.53	1.548	5.093	1.651	18.89	0.08740074	5.40545847
m133U6	40	-8.512	811.5	-255.7	39.88	1.371	14.52	811.5	8.609	94.261819	2.74655647
m136U6	35	2.895	1.302	-264.1	25.88	1.62	4.691	1.302	16.18	0.08046972	5.51694735
m145bU6	23	-20.27	1.198	-73.65	31.07	1.372	11.57	1.198	8.972	0.13352653	2.68539326
m145U6	40	7.766	557.3	-110.8	19.94	1.175	3.608	557.3	12.71	43.8473643	5.52660754

Continuación de la tabla 3 (del UNAM-6)

Muestra unidades	Peso mg	Hc (Hys) mT	Mr (Hys) nAm2	Ms (Hys) nAm2	Hcr (IRM) mT	Mr (IRM) nAm2	Hc (slo) mT	Mr (slo) nAm2	Ms (slo) nAm2	Mrs/Ms	Hcr/Hc
m153U6	19	7.911	1.103	-185.4	23.82	1.432	5.404	1.103	17.95	0.06144847	4.40784604
m159U6	39	-1.862	2.248	-363.2	30.27	1.943	5.562	2.248	21.33	0.10539147	5.44228695
m160U6	24	-15.43	1.59	-197.3	63.65	1.123	15.41	1.59	8.396	0.18937589	4.13043478
m167U6	21	-46.04	1.519	-212.3	31.63	1.542	7.634	1.519	17.1	0.08883041	4.14330626
m168U6	25	376.6	1.325	-185.2	27.11	1.251	5.585	1.325	17.09	0.07753072	4.85407341
m169U6	32	-17.02	434.1	-20.12	36.58	284.3					
m170U6	37	-11.9	1.541	-287.8	19.09	1.503	12.88	1.541	10.5	0.1467619	1.48214286
m177U6	36	-9.869	1.341	-287	40.22	1.626	7.704	1.341	11.47	0.11691369	5.22066459
m178U6	17	-17.86	1.387	-215.2	30.98	1.331	10.74	1.387	11.2	0.12383929	2.88454376
m179U6	30	-12.37	1.465	-295.5	40.06	1.073	-9.297	1.465	8.568	0.17098506	-4.30891685

Nombres de los parámetros igual que para la tabla 1.