



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS

MAGNETOESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE J/K: TLAPACOYAN, VERACRUZ

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA)

Presenta:

Juan Manuel Rosales Mendoza

Tutor principal

Dr. Roberto Stanley Molina Garza †
UNAM-Centro de Geociencias

Comité tutorial

Dra. Ana Bertha Villaseñor Martínez
UNAM-Instituto de Geología
Dr. Harald Norbert Böhnel
UNAM-Centro de Geociencias
Dr. José Rafael Barboza Gudiño
Universidad Autónoma de San Luis Potosí- Facultad de Ingeniería
Dr. Ricardo Barragán Manzo
UNAM-Instituto de Geología

Juriquilla, Santiago de Querétaro, Abril de 2022.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso



DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCION TOTAL O PARCIAL

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

El uso de imágenes, fragmentos de vídeos, 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.

DECLARACIÓN DE ÉTICA ACADÉMICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría, todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Manuel Rosales

DEDICATORIAS

A mis padres Irineo y Silvia, a ellos dedico cada uno de mis logros.

A mis Hermanas Yazmin y Yaneth, agradezco su amor y apoyo incondicional.

A Norma Hernández y en especial a Norma Arriaga por estar cuando todo parecia perdido, por ese empujón para emprender nuevas aventuras y acogerme como parte de su familia. A Rosario por su recibimiento en Querétaro; a Violeta, Walter, Taty, Kike, Lore, Jorge, Carito, Melissa; a toda la familia colombiana, a la familia de Guerrero y a todo el Centro de Geociencias, gracias por todos esos grandes momentos y enseñanzas. Dedico este trabajo a la memoria de Roberto Molina (†).

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de Mexico y al Centro de Geociencias, al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT) y al proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT IN 102016.

A los miembros del comité por la revisión de esta tesis y sus enriquecedores comentarios.

Dra. Ana Bertha Villaseñor Martinez

Dr. Harald Norbert Böhnel

Dr. José Rafael Barboza Gudiño

Dr. Ricardo Barragán Manzo

Agradezco principalmente al Dr. Roberto Molina por la asignación de esta tarea y a la Dra. Ana Bertha Villaseñor Martinez por la invitación a colaborar en el proyecto, por su confianza y paciencia para verlo culminado, muchas gracias.

A la M. en C. Marina Vega por su apoyo para el análisis de los especímenes bajo el SEM.

RESUMEN

La dispersión de la fauna de amonites de la transición J/K fue influenciada por las barreras locales, regionales y las fluctuaciones en el nivel del mar a partir de la ruptura de Pangea, cambios paleogeográficos en Tethys y la apertura del Golfo de México. Extensos estudios y debates se han realizado para definir el límite J/K; sin embargo, no existe un marcador biológico, químico o físico que lo defina con precisión. En algunos casos el material fósil es particularmente difícil, ya que estos se transgreden temporalmente o presentan provincialismo. En la definición del límite J/K, la magnetoestratigrafía resulta una herramienta muy importante de correlación, por sí sola no puede proporcionar un límite siendo necesario que la secuencia de anomalías magnéticas de piso oceánico o la secuencia de cambios de polaridad en sucesiones estratigráficas deban ser calibrada bioestratigráficamente.

El presente estudio de magnetoestratigrafía se realizó en una sección J/K que aflora al margen del Rio Filobobos al sureste de Tlapacoyan, Veracruz (19° 55' 41.650" N, 97° 9' 23.702" W). Las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior, del Jurásico Superior y Cretácico Inferior que afloran en esta sección representan depósitos de carbonatos-lutitas asociados a la transgresión marina que siguió a la apertura del Golfo de México, las faunas de amonites predominantes en la sección son *Durangites*, *Proniceras* y *Salinites*.

La secuencia de polaridad magnética construida consiste en 12 zonas de polaridad inversa y 12 zonas normales. Para definir el límite J/K, la especie *Calpionella Alpina* Lorenz se utilizó como guía. Al comparar con la escala de Polaridad Magnética Global de Ogg et al. (2016), la sección estudiada se ubica entre las magnetozonas M23r.2r a la base y la M18n a la cima.

Aunque una remagnetización cretácica ha sido reportada para la secuencia Mesozoica en la parte sur de la Sierra Madre Oriental (Böhnel et al., 1990) la Magnetización Natural Remanente (MNR) de las muestras obtenidas en la localidad de estudio no fue afectada. La dirección del MNR de las muestras de polaridad normal tiene declinación

al noreste; esto da indicios de una componente en dirección del campo reciente. A pesar de una sobre-impresión magnética en dirección del campo presente, es posible determinar las direcciones palaomagnéticas características además de la construcción precisa de una zonación de polaridad magnética. Las direcciones paleomagnéticas tienen 3 afinidades. A) Una componente de polaridad normal con influencia del campo magnético actual (*Dec/Inc: 16.6°/46.4°; n: 121; k: 20.9, A₉₅: 3.1*). B) La componente inversa (*Dec/Inc: 166.5°/-18.9°; n: 37; k: 23.13; A₉₅: 5*) y normal (*Dec/Inc: 340.6°/44°; n: 26; k: 21.67; A₉₅: 7*) con direcciones afines a las esperadas para el J/K según Torsvik et al. (2012). El polo paleomagnético calculado a partir de la magnetización característica es localizado a *Long: 151.05°E, Lat: 71.53°N. (N: 63; K: 27.33; A₉₅: 4.08*). Una componente transicional, se asocia a la inversión del campo magnético y muestra direcciones aleatorias generadas por el campo no dipolar durante una transición de polaridad.

El análisis de la mineralogía magnética revela que la magnetización característica reside en pirrotita, aunque también magnetita y hematita contribuyen a la magnetización. Por otro lado, la variación de la susceptibilidad magnética en la sección muestra coincidencia con los cambios mineralógicos reportados para el J/K.

ABSTRACT

The dispersion of ammonite fauna near the J/K boundary was influenced by local, regional barriers and global sea level fluctuations as a result of Pangea break-up, as well as palaeogeographic changes in Tethys and the opening of the Gulf of Mexico. Extensive research and ongoing debate have marked efforts to define the J/K limit; however, there is no biological, chemical or physical marker that defines it precisely. The case of fossil material is particularly difficult, since these are transgressive temporarily or show strong provincialism. In the definition of the J/K limit magnetostratigraphy is a very important correlation tool, by itself it cannot provide a limit, it being necessary that the sequence of sea floor magnetic anomalies and magnetic polarity of sedimentary successions must be calibrated biostratigraphically.

The present magnetostratigraphic study was carried out in a J/K section that outcrops on the margin of the Filobobos River at southeast of Tlapacoyan, Veracruz (19° 55' 41.650" N, 97° 9' 23.702" W). The Upper Jurassic and Lower Cretaceous Pimienta and Lower Tamaulipas formations that crop out in this section represent deposits of carbonates-shales associated with the marine transgression that followed and accompanied the opening of the Gulf of Mexico, the predominant ammonite faunas in the section are *Durangites*, *Proniceras* and *Salinites*.

The magnetic polarity sequence consists of 12 zones of inverse polarity and 12 normal zones. To define the J/K limit, the species *Calpionella Alpina* Lorenz was used as a guide. When compared to the Global Magnetic Polarity scale of Ogg et al. (2016), the studied section is located between the magnetozones M23r.2r at the base and the M18n at the top.

Although a Cretaceous remagnetization has been reported for the Mesozoic sequence in other parts of the Sierra Madre Oriental for the Tamán and Pimienta formations (Böhnel et al., 1990), the Natural Remanent Magnetization (NRM) of the samples of the Pimienta and the Lower Tamaulipas formations in the study location was apparently not affected. The NRM direction of the specimens of normal polarity with structural

correction shows declination to the northeast; demagnetization diagrams give indications of a strong influence of the present field. In spite of this magnetic overprint, it is possible to determine the characteristic paleomagnetic directions and provide a magnetic polarity zonation. The paleomagnetic components have 3 affinities. A) A component of normal polarity with influence of the magnetic field present (*Dec/Inc: 16.6°/46.4°; n: 121; k: 20.9, A₉₅: 3.1*). B) The inverse polarity characteristic component (*Dec/Inc: 166.5°/-18.9°; n: 37; k: 23.13; A₉₅: 5*) and normal polarity characteristic component (*Dec/Inc: 340.6°/44°; n: 26; k: 21.67; A₉₅: 7*) have similar directions to the expected for the J/K according to Torsvik et al. (2012). The paleomagnetic pole obtained from the characteristic magnetization is located at *Long: 151.05°E, Lat: 71.53°N. (N: 63; K: 27.33; A₉₅: 4.08)*. A transitional component, possibly associated with inversions (transitions) of the magnetic field, have randomly directions generated by the non-dipolar field.

The analysis of the magnetic mineralogy reveals that the carrier of the characteristic magnetization is most likely pyrrhotite, although also the magnetite and the hematite may contribute to the magnetization. On the other hand, the variation of the magnetic susceptibility shows coincidence with the mineralogical changes reported for J/K.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1. Correlación estratigráfica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior para la Costa del Golfo en EUA, Noreste y Centro-Este de México (Modificada de Adatte et al., 1996.....	18
Fig. 2. Ubicación de la zona de estudio y su relación con la Sierra Madre Oriental y la Cuenca Tampico-Misantla.....	19
Fig. 3. Vías de acceso al área de estudio y Geología Regional reportada por el Servicio Geológico Mexicano en la carta Altotonga E14-B16.....	20
Fig. 4. A) Parte superior de la sección, contacto entre las formaciones Pimienta y Tamaulipas. B) Parte media de la sección con estratos delgados de caliza y lutita intercalada.....	23
Fig. 5. Dirección en la que se induce el IRM de hasta 3.12T.....	30
Fig. 6. <i>Izquierda</i> : Inducción de tres IRM ortogonales de 3, 0.4 y 0.12 Teslas en los ejes Z, Y, X respectivamente. <i>Derecha</i> : Coercitividads remanentes y temperaturas de bloqueo características de algunos de los minerales ferromagnéticos más comunes (Modificado de Lowrie, 1990).....	33
Fig. 7. Dirección en la que se induce el IRM y el Backfield.....	33
Fig. 8. Proyección estereográfica y estadísticas del NRM sin y con corrección estructural.....	37
Fig. 9. Susceptibilidad Magnética de diversos especímenes sometidos a desmagnetización térmica y desmagnetización del IRM.....	38
Fig. 10. Proyección estereográfica sin corrección estructural, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización típicas utilizando campos alternos en muestras que contienen pirrotita, greigita y titanomagnetita (Bajo contenido de Titanio).....	39
Fig. 11. Proyección estereográfica sin corrección estructural, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización típicas utilizando el método térmico en muestras que contienen pirrotita, greigita y titanomagnetita (Bajo contenido de Titanio).....	41
Fig. 12. Proyección estereográfica de las direcciones ChRM corregidas estructuralmente. Se muestran las estadísticas de las direcciones medias. N = Número de muestras, Dec/Inc = Declinación e Inclinación después de corrección estructural, k = Parámetro de precisión de Fisher, $a95$ = Semi-ángulo de confianza.....	43

Fig. 13. Adquisición de la Magnetización Isothermal Remanente (IRM) indicando una amplia variación de los espectros de coercitividad.....	44
Fig. 14. Curvas representativas de la adquisición de la Magnetización Isothermal Remanente (IRM), nótese que en algunos especímenes la magnetización continúa incrementando en campos mayores a 1T.....	45
Fig. 15. Desmagnetización Térmica progresiva de las tres componentes ortogonales del IRM generadas por la aplicación de un campo magnético directo de 3.1, 0.4 y 0.12 T a lo largo de los ejes z, y, x, respectivamente.....	46
Fig. 16. Ejemplos del análisis de componentes a partir de las curvas del IRM (Unmixing). En todas las muestras son inmediatamente reconocibles al menos 2 componentes magnéticas, cada una con un pico individual en la distribución de coercitividad.....	48
Fig. 17a. Ejemplos de las curvas de saturación magnética a partir de la exposición directa de las muestras a un campo magnético (IRM), las curvas de Backfield son obtenidas a partir de la exposición a un campo magnético en sentido contrario al IRM.....	49
Fig. 17b. El Hcr (Backfield) oscila entre los 42 y 66 mT (a, c), también es posible observar la contribución de una componente de menor coercitividad que ronda los 20 mT (b). Este rango de valores del Hcr se muestra en color gris y se comparan con los reportados por Dekkers (1988) para muestras que contienen pirrotita y (d), obteniendo que los valores corresponden a tamaños de grano mayores a 10 micrómetros.....	50
Fig. 18. Perfiles de susceptibilidad magnética, HIRM, SIRM/X y S-ratio. En este último, en color rojo son graficados los valores calculados a partir del backfield (-300 mT) acorde a Bloemendal et al. (1992), en azul se grafican los valores utilizando el SIRM y el IRM a 300 mT.....	51
Fig. 19. Curvas termomagnéticas de carácter irreversible típicas de la sección Tlapacoyan, muestran una contribución magnética de pirrotita, greigita y titanomagnetita (de bajo contenido en titanio).....	53
Fig. 20. Mineralogía, texturas típicas y espectros de dispersión de Rayos-X en la sección Tlapacoyan: a) Estructura Trellis típica de Titanomagnetita; b) Rutilo con recrecimiento de un sulfuro en su superficie; c) Relictos de esferulos de greigita en la parte central y centro superior de la imagen; d) Cadena de Magnetosomas de composición similar a la greigita.....	55
Fig. 21. Mineralogía y texturas típicas en la sección Tlapacoyan; a) Estructura framboide de Pirrotita; b) Listones de Pirrotita de longitudes menores a 1µm; c) Pirita cúbica 20x10µm; d) Pirrotita en su fase hexagonal.....	56

Fig. 22. Pirrotita monoclinica con evidencia de disolución e intemperismo, en color gris claro se observan hidróxidos de hierro de neo formación.57

Fig. 23. A partir de la izquierda: Bioestratigrafía y columna estratigráfica de la sección Tlapacoyan (Olóriz et al., 2018); Valores medidos del Magnetismo Natural Remanente (NRM) y Susceptibilidad Magnética (X); Dirección de la Magnetización Remanente Química (ChRM) expresada en Declinación e Inclinación; Las zonas de polaridad son expresadas en negro (normal) y blanco (reversa) y comparadas con el intervalo correspondiente de la Escala de Polaridad Magnética propuesta por Ogg et al. (2016).....58

Fig. 24. a) Procesos involucrados en la formación de pirita sedimentaria (Berner, 1972; 1984); b) Texturas desarrolladas durante la sulfuración (Sweeney y Kaplan, 1973; Roberts y Turner, 1993).....69

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Ubicación en la sección estratigráfica de los especímenes utilizados para el SEM.....35

Tabla 2. Estadísticas de las direcciones normal viscosa, normal e inversas con (CC) y sin corrección estructural (SC).....42

Tabla 3. Declinación e Inclinación de las direcciones del campo magnético consideradas transicionales.....43

Tabla 4. El pico del LOG B1/2 permite la identificación de las diferentes fases magnéticas. El area de cada contribución permite el cálculo de la proporción relativa de las componentes. MG: Magnetita; TM: Titanomagnetita; P: Pirrotita; GR: Greigita; HEM: Hematita; G: Goethita.....47

Tabla 5. Parámetros magnéticos de especímenes que contienen Titanomagnetita, Pirrotita, Greigita y fases minerales de alta coercitividad (Hematita y/o Goethita).....52

ANEXO

ANEXO 1.- Datos utilizados para la obtención de estadísticas de Fisher y Polos Paleomagnéticos. El cálculo de las estadísticas y polos se realizó en la plataforma on-line Paleomagnetism.org85

INDICE GENERAL

DEDICATORIAS	II
AGRADECIMIENTOS	II
RESUMEN	III
ABSTRACT	V
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABLAS	IX
ANEXO	IX
INDICE GENERAL.....	X
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1 Planteamiento del problema.....	14
1.2 Justificación.....	14
1.3 Hipótesis y Objetivos	15
1.3.1 Hipótesis	15
1.3.2 Objetivo General	15
1.3.3 Objetivos específicos	15
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO.....	16
2.1 Limite Jurásico - Cretácico (J/K).....	16
2.1.1 LIMITE J/K EN MEXICO	17
2.2 Descripción del área de estudio	19
2.2.1 Localización	19
2.2.2 Evolución Tectónica	21
2.2.3 Estratigrafía de la sección Tlapacoyan	23
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA.....	26
3.1 Obtención de muestras	26
3.2 NRM y Susceptibilidad Magnética.....	26
3.3 Experimentos de Desmagnetización	27
3.4 Análisis de las componentes de magnetización	27
3.5 Pruebas de Campo	28

3.6	Análisis de la mineralogía magnética	28
3.7	Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro.....	35
CAPÍTULO 4. RESULTADOS		37
4.1	NRM y Susceptibilidad Magnética.....	37
4.1.1	NRM.....	37
4.1.2	Susceptibilidad Magnética.....	38
4.2	Experimentos de Desmagnetización	38
4.2.1	Campos Alternos.....	38
4.2.2	Método Térmico	40
4.3	Análisis de las componentes de magnetización	42
4.4	Magnetización remanente isothermal (IRM, Isothermal Remanent Magnetism) 43	
4.5	Lowrie Test (Desmagnetización Térmica del IRM).....	45
4.6	Análisis de componentes del IRM (<i>Unmixing</i>).....	47
4.7	Desmagnetización DC (Backfield).....	49
4.8	Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro.....	50
4.9	Curvas Termomagnéticas	52
4.10	SEM.....	54
4.11	Magnetoestratigrafía.....	57
CAPÍTULO 5. DISCUSION E INTERPRETACION.....		59
5.1	NRM y Susceptibilidad magnética.....	59
5.1.1	NRM.....	59
5.1.2	Susceptibilidad Magnética.....	59
5.2	Coercividad	60
5.2.1	IRM (Isothermal Remanent Magnetism)	60
5.2.2	Análisis de componentes del IRM (<i>Unmixing</i>).....	61
5.2.3	Desmagnetización DC (Backfield).....	61

5.2.4	Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro	62
5.2.5	Lowrie Test (Dermagnetización Térmica del IRM)	63
5.3	Curvas Termomagnéticas	64
5.4	SEM.....	65
5.5	Magnetoestratigrafía.....	66
5.5.1	Desmagnetización del ChRM.....	66
5.5.2	Escala de Polaridad	67
5.5.3	Direcciones Paleomagnéticas	68
5.5.4	Formación de Sulfuros y adquisición de magnetización	69
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES		70
BIBLIOGRAFIA.....		71
ANEXO		85

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

La dispersión y evolución de las especies de la flora y fauna se atribuye a las condiciones paleoambientales, paleogeográficas y fisiográficas. Las transgresiones marinas generadas por el rompimiento de Pangea y la apertura del Golfo de México, propiciaron la invasión de aguas marinas del Proto-Atlántico hacia el continente norteamericano (Goldhammer y Johnson, 1999, 2001). Los trabajos bioestratigráficos revelan que las faunas de amonites del límite J/K en la región del Tethys, el proto-Atlántico y la región circum-Golfo de México presentan un marcado endemismo (Olóriz et al., 2000; Westermann, 2000; Villaseñor et al., 2003) haciendo que su correlación con otras secciones a nivel global sea una tarea difícil (Zeiss, 2001).

El límite J/K aún es tema de discusión, que se ha centrado en la búsqueda del mejor marcador geoquímico, físico o fósil que lo defina. En el “*Colloque sur la limite Jurassique-Cretace, 1973 (1975)*” se determinó utilizar la zona *Berriasella jacobi* como la base del Cretácico, posteriormente se han desarrollado investigaciones multidisciplinarias de mayor resolución utilizando macro y microfósiles, marcadores isotópicos y magnetoestratigrafía (e.g. Pruner et al., 2010; Kietzmann et al. 2018; Scott, 2019).

En México el límite J/K se ha establecido tradicionalmente en el contacto de las formaciones La Casita y Taraises, así como de sus equivalentes la Formación Pimienta y Tamaulipas Inferior. Por mencionar algunos trabajos relacionados al J/K se encuentran los de Cantú-Chapa (1967, 1999), quien utiliza amonites, microfósiles y registros eléctricos de pozo. Adatte et al. (1994, 1996) basan su investigación en amonites, calpionelidos y análisis isotópicos. López-Martínez et al. (2015) obtienen mayor resolución en cuanto a la edad de calpionelidos del J/K, López-Caballero et al. (2007), Villaseñor et al. (2003), Villaseñor y Olóriz (2009) y Olóriz et al. (2000) realizan bioestratigrafía de amonites de alta resolución. Todos estos trabajos son de tipo bioestratigráfico, los cuales pueden ser enriquecidos con la utilización de la Magnetoestratigrafía, convirtiéndose así, en una gran herramienta de correlación y calibración (Tarduno et al., 1989; Channell et al., 1993; Opdyke y Channell, 1996).

La edad y nivel estratigráfico de la escala magnetoestratigráfica construida en este trabajo se calibra con las faunas de amonites *Durangites*, *Proniceras* (Burckhardt, 1906) y *Salinites* (Imlay, 1939) del Jurásico Superior. El límite J/K obtenido en este trabajo no coincide con el publicado por Ogg et al. (2016) que lo ubica en la base de la Magnetozona M-18, pero si con otros trabajos magnetoestratigráficos que ubican el límite dentro de la Magnetozona M19n.2n.

1.1 Planteamiento del problema

Los trabajos de investigación en torno a las formaciones Pimienta, Tamaulipas Inferior y equivalentes, son mayormente bioestratigráficos con principal interés para la industria petrolera y para la definición del límite J/K. Para éste, los amonites y calpionélidos toman gran importancia como marcadores bioestratigráficos para el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano. El alto endemismo de los amonites y mala conservación de los calpionélidos hace difícil la correlación de las secciones a escala global.

1.2 Justificación

La magnetoestratigrafía permite correlacionar los límites bioestratigráficos con las magnetozonas y la escala magnética de polaridad. La secuencia de magnetozonas de la sección Tlapacoyan se calibra con la especie *Calpionella alpina* Lorenz. La correlación se basa en establecer una magnetización de carácter primario, para lo cual es necesaria la determinación de la especie mineral portadora de la magnetización y las características de ésta comparada a la remagnetización reportada para las rocas de la zona (Böhnel et al., 1990). Por otro lado, la Formación Pimienta es de gran importancia económica por tratarse de la principal roca generadora de hidrocarburos en México. Entender su edad y correlación es entonces de gran relevancia para la exploración.

1.3 Hipótesis y Objetivos

1.3.1 Hipótesis

La hipótesis bajo la cual se realiza este trabajo es que las rocas de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior contienen una magnetización de origen primario o cercano a primario, que registra con fidelidad los cambios de polaridad del campo geomagnético durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, y que permite su correlación con la escala geomagnética de polaridad.

1.3.2 Objetivo General

Realizar un estudio Paleomagnético y Magnetoestratigráfico de la sección Tlapacoyan (en donde localmente es reconocible la Formación Tamaulipas Inferior sobreyaciendo concordantemente a la Formación Pimienta) que permita contribuir a la definición de límite J/K en el área de estudio.

1.3.3 Objetivos específicos

- Establecer una zonación de polaridad magnética y correlacionarla con la escala geomagnética de polaridad
- Calibración de la zonación de polaridad con la fauna fósil de la sección Tlapacoyan.
- Calcular con mayor precisión la edad de depósito de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior.
- Determinar mediante características coercitivas, termales y magnéticas la especie mineral portadora de la magnetización.
- Definir la magnetización característica de las unidades estudiadas y establecer su carácter (primario o secundario)

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 Limite Jurásico - Cretácico (J/K)

Un arduo trabajo de varias décadas ha sido necesario para establecer el límite J/K ya que este no corresponde a un cambio faunístico importante y las faunas existentes presentan un fuerte provincialismo y/o endemismo (Remane, 1991). Esto ha desencadenado un continuo debate que hasta hoy día no encuentra resolución satisfactoria (Wimbledon, 2008; Wimbledon et al., 2011). De esta discusión, en el “*Colloque sur la limite Jurassique-Cretace, 1973 (1975)*” se hace la propuesta de utilizar la zona de amonites Tethysianos *Berriasella jacobii* como base del Cretácico.

Las faunas más estudiadas para determinar el límite J/K son los amonites y calpionélidos, pero son varios los marcadores utilizados, así como los estudios multidisciplinarios para mejorar la resolución del límite (Michalík y Reháková, (2011). Houša et al. (1999a) toman como referencia la Zona Estándar de calpionélidos para establecer el límite en una sección sin amonites. Schneider et al. (2018) basan su trabajo en bioestratigrafía de esporas, polen, dinoflagelados y ostrácodos. Lakova et al. (1999) utilizan nanofósiles además que integran información de calpionélidos y dinoflagelados. Bralower et al. (1989) complementan el estudio de nanofósiles calcáreos con magnetoestratigrafía. Olóriz et al. (1999) realizan un análisis detallado de amonites, mega-invertebrados y bivalvos. Incluso se han utilizado variaciones eustáticas (Haq et al., 1987) e isótopos estables de Carbono y Oxígeno (Žák et al., 2011). A pesar de los esfuerzos realizados, el límite J/K permanece sin un GSSP (Global Standard Stratotype-section and Point) definido por la Comisión Internacional en Estratigrafía (International Commission on Stratigraphy, ISC).

Klug et al. (2015) mencionan que las fluctuaciones del nivel del mar traerían consigo la extinción regional de la fauna a causa de eventos anóxicos que generarían una distribución discontinua de las especies, por lo que la definición del límite J/K debería hacerse a escala regional (Wimbledon et al., 2011).

2.1.1 LIMITE J/K EN MEXICO

Durante la transición J/K, México se encontraba en la parte más occidental del Tethys. Adatte et al. (1996) determinan que la conexión marina del Proto-Golfo de México con el Tethys durante el Tithoniano (vía el Atlántico central) fue intermitente, destacando que las incursiones de aguas fueron esporádicas y no permanentes. Las principales dificultades para establecer el límite J/K son el alto endemismo de los amonites y la mala preservación de los calpionellidos (López-Martínez et al., 2013), ambas faunas son las más importantes para la definición del J/K.

Los amonites tienen una gran importancia como fósil guía y por su utilidad en la definición del J/K (Olóriz y Tavera, 1989), aún son tema de estudio los factores geológicos y paleobiológicos que controlan su dispersión y desarrollo (Olóriz et al., 2000, Villaseñor et al., 2003). Cantú-Chapa (1971, 1982, 1984, 1989) argumenta con el uso de amonites y registros de pozos petroleros que el límite J/K en el noreste de México es transicional y en la zona sureste cambia abruptamente. Cuando el límite es transicional la litología se interpreta como de relativa profundidad (Adatte et al., 1994), pero cuando el límite es abrupto el ambiente de depósito se considera somero (Goldhammer y Johnson, 1999, 2001; Eguiluz de Antuñano et al., 2012). En la Fig. 1 se muestra la correlación estratigráfica simplificada del Jurásico Superior-Cretácico Inferior correspondiente para la zona noreste y centro-este de México, el contacto litológico diacrónico responde a condiciones paleogeográficas. Adatte et al. (1996) considera que el límite J/K se encuentra dentro de la Formación La Casita.

Burckhardt (1906b, 1912) presentó los primeros estudios de las faunas de amonites del Jurásico Superior en México con localidades en Mazapil (Zacatecas) y San Pedro del Gallo (Durango) y reconoció ya la posibilidad de correlacionar las faunas de amonites mexicanas con las europeas, Imlay (1939, 1944) valida dichos estudios, aunque propone ligeros cambios en las subdivisiones de Burckhardt. Cantú-Chapa (1967) propone una sección en Mazatepec (Puebla) como estratotipo del J/K, aunque utiliza solo amonites y descarta el uso de calpionélidos argumentando que las biozonas de estos no coinciden con las de los amonoideos ya que generan conflictos en la bioestratigrafía.

			Costa del Golfo EUA	Noreste de México	Centro-Este de México
CRETÁCICO	Inferior	HAUTERIVIANO	Hosston	Cupido	
		VALANGIANO	Sligo	Taraises	Tamaulipas Inferior
		BERRIASIANO	Knowles Ls.		
JURÁSICO	Superior	TITHONIANO	CottonValley Group	La Casita La Caja Pimienta	Pimienta

Figura 1. Correlación estratigráfica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior para la Costa del Golfo en EUA, Noreste y Centro-Este de México (Modificada de Adatte et al., 1996).

Stinnesbeck et al. (1993) reevalúan la sección de Mazatepec, determinando que no puede ser propuesta como sección estratotipo ya que es exclusiva del Berriasiano inferior sin abarcar el Tithoniano superior como se pensaba; demuestra, además, que la presencia de amonites es escasa y que la sección estratotipo que propuso Cantú-Chapa (1967) es idealizada. Además, la edad sí puede ser determinada utilizando las biozonas de calpionélidos. Nuevamente Cantú-Chapa (1999) compara amonites, registros radioactivos de pozos y calpionélidos, aseverando que estos últimos no pueden servir como marcadores debido a que aparecen tanto en el Tithoniano como en el Berriasiano. En cuanto a los calpionélidos, es su utilidad como marcadores del límite J/K lo que genera controversia. El primer estudio de esta fauna lo realiza Bonet (1956) en la zona este de México. Le siguen las investigaciones de Trejo (1976, 1980) quien habla de la existencia de un intercambio de familias de calpionélidos entre México y Europa. Longoria (1977) realiza estudios bioestratigráficos en las zonas Noreste y Este del país y coloca el límite J/K a la base de la especie *Calpionella elliptica* (Zona CI-1).

Trejo (1976, 1980), Adatte et al. (1994) y López-Martínez et al. (2013) confirman que es posible establecer correlaciones con las faunas de calpionélidos mexicanas y mediterráneas, aunque estos no sean estrictamente idénticos (López-Martínez et al., 2015). López-Martínez et al. (2013) delimitan el J/K utilizando calpionélidos y dinoflagelados en una sección llamada “Apulco”, ubicada en el margen del anticlinorio de Huayacocotla, en lo que definen como una alternativa a la clásica sección estratotipo “Mazatepec” de Cantú-Chapa (1967).

2.2 Descripción del área de estudio

2.2.1 Localización

La sección estudiada se encuentra en el flanco este de la Sierra Madre Oriental y en el extremo sureste de la cuenca Tampico-Misantla (Fig. 2).



Figura 2. Ubicación de la zona de estudio y su relación con la Sierra Madre Oriental y la Cuenca Tampico-Misantla.

La SMO (señalada en color rosa) es el reflejo fisiográfico del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018) y consiste en rocas del Mesozoico al Paleógeno deformadas durante el Cretácico tardío-Paleoceno en la orogenia Laramide. Estructuralmente, anticlinales y sinclinales de la SMO tienen una tendencia general NNW-SSE con variaciones locales. La cuenca Tampico-Misantla (señalada en

color azul), es parte del sistema de cuencas de antepaís asociadas a la orogenia Laramide; es una región de suma importancia por ser segunda en cuanto a producción petrolera en México. El sistema petrolero es complejo, con plays en el Cretácico y Cenozoico. Las rocas generadoras son del Jurásico Superior, en especial de las Formaciones Tamán y Pimienta (Gaxiola, 2004).

La sección estudiada se localiza en las coordenadas 19° 55' 41.650" N, 97° 9' 23.702" W (Fig. 3). Para llegar a ella es necesario conducir por ~12km desde Tlapacoyan rumbo a Plan de Arroyo hasta encontrar el puente vehicular que cruza el Río Nautla (Río Filobobos, como se conoce localmente).

La sección tiene un espesor total de 22 metros. En su base consiste de una alternancia de calizas y lutitas color oscuro ricas en materia orgánica, mientras que a la cima predominan calizas masivas de color cremoso y la alternancia de lutitas se vuelve esporádica y las calizas dominan. Con base en la descripción litológica la base de la sección corresponde a la formación Pimienta del Tithoniano y la cima a la formación Tamaulipas Inferior del Berriasiano ambas de ambiente de cuenca.

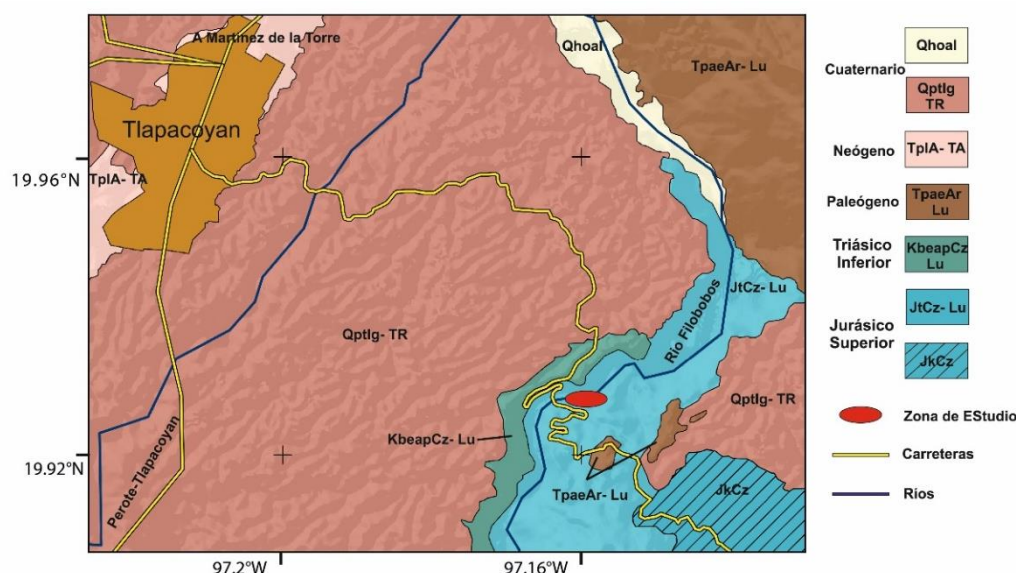


Figura 3. Vías de acceso al área de estudio y Geología Regional reportada por el Servicio Geológico Mexicano en la carta Altotonga E14-B16.

2.2.2 Evolución Tectónica

Aunque existe un registro geológico discontinuo del Neoproterozoico y Paleozoico en la región de estudio, por el enfoque de este trabajo se describe la evolución durante el Mesozoico. En el Triásico Medio, comienza la extensión de la corteza continental asociada al Colapso del Orógeno Apalachiano dando inicio al rompimiento de Pangea (Dewey, 1988). Los registros de rift en el Triásico se extienden a lo largo del margen este de Norte América y la región del Golfo de México. Con la modificación del campo de esfuerzos se separan Norteamérica, África y Sudamérica, después del emplazamiento de la Provincia Magmática del Atlántico Central que genera la apertura del océano Atlántico en el Jurásico Temprano (Beutel, 2009). La separación continental da origen a cuencas asociadas a rift en antiguas zonas de colisión orogénicas paleozoicas. La separación inicia en el Atlántico central y se propaga hacia el sur. Ejemplo de estas cuencas es el sistema Huizachal-Cahuasas-Todos Santos que llevan a la apertura del Golfo de México (Michalzik, 1991; Molina-Garza et al., 2020).

- Rifting Triásico Tardío-Jurásico Medio

Con la separación de Norteamérica y África, a partir del Jurásico Temprano, el proceso de rifting se propaga hacia el sur, a las regiones del Golfo de México y el Proto-Caribe e inicia la separación entre Norte y Sudamérica (Pindell y Kennan, 2009). La etapa de extensión del Golfo de México inicia en el Triásico Tardío con el depósito de la Formación El Alamar (Barboza-Gudiño et al., 2010). Complicada por actividad ígnea en el arco Nazas, la extensión es reactivada en el Jurásico Temprano y continúa hasta el Jurásico Medio (Pindell y Kennan, 2009; Rubio y Lawton, 2011; Godínez-Urban et al., 2011). La actividad ígnea se puede usar para separar una etapa de extensión intra-arco de una etapa de extensión syn-rift (Molina-Garza et al., 2020). En lo que hoy es el Golfo de México se desarrollan una serie de grabens aislados que en la zona noreste y centro de México son rellenados paulatinamente por lechos rojos, conglomerados y evaporitas conocidos como “Grupo Huizachal” (Goldhammer y Johnson, 1999, 2001; Ochoa-Camarillo et al., 1999; Salvador, 1987; Silva-Pineda y Buitrón-Sánchez, 1999; Rubio y Lawton, 2011).

- Etapa syn-rift y oceanización

En el Bajociano-Calloviano, con la incursión de aguas marinas hacia las cuencas de rift, se forma una cuenca salina, que es dividida en dos como resultado de la expansión del piso oceánico del Proto-Golfo de México dando origen a las provincias salinas: Louann, al norte y Campeche, al sur (Buffler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985). A través de modelado gravimétrico, Sandwell et al. (2014) permiten corroborar la existencia de la dorsal oceánica que separó al Bloque de Yucatán de lo que hoy en día es el Estado de Texas (EUA). Esta dorsal define un polo Euler de rotación en el oeste de Cuba para el bloque Yucatán. Este bloque rotó $\sim 42^\circ$ de forma antihoraria (Pindell, 1985; Marton and Buffler, 1994; Godínez-Urban et al., 2011), a través de la falla de componente lateral derecha “The Tamaulipas- Golden Lane- Chiapas transform” ubicada al este de la actual línea de costa de México. El proceso de apertura se completó en el Berriasiano (Marton y Buffler, 1994) lo que es apoyado por datos paleomagnéticos de la formación San Ricardo en Chiapas (Guerrero et al., 1990).

La entrada de aguas marinas que inundaron el Golfo de México y las plataformas que lo rodean modificaron la secuencia sedimentaria: cesa el depósito de clásticos que predominaron desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Medio y paulatinamente comienza el depósito de carbonatos de plataforma y calci-lutitas marinas profundas en el Jurásico Tardío. Goldhammer y Johnson (1999, 2001) y Olóriz et al. (2003) interpretan la evolución estratigráfica del Jurásico Medio al Cretácico Inferior como super secuencias depositacionales asociadas a eventos eustáticos de segundo y tercer orden. Es de resaltarse que durante el Tithoniano las facies son transgresivas en todo el mundo y es en la base del Berriasiano cuando se observa una caída global en el nivel del mar (Haq et al., 1988; Adatte et al., 1996). En el noreste de México, incluyendo la Cuenca Tampico-Misantla, este evento regresivo ha sido identificado por Goldhammer y Johnson (1999, 2001), Longoria et al. (1999) y Eguiluz et al. (2012), quienes reconocen una discordancia erosiva entre las formaciones La Casita y Taraises en sus facies más someras. En las más profundas el límite es concordante y transicionalmente más rápido (Eguiluz et al., 2012). La sucesión marina del Jurásico Superior y Cretácico Inferior se deposita durante la etapa de deriva asociada a expansión de piso oceánico en el Golfo de México.

2.2.3 Estratigrafía de la sección Tlapacoyan

Formación Pimienta

En la sección Tlapacoyan la formación Pimienta consiste en Calizas color gris oscuro con espesores de entre 15 y 30 cm de espesor intercaladas con capas de lutitas de color gris oscuro-carbonoso cuyo espesor es de entre 10 y 20 cm y nódulos de pedernal color negro (Figura 4).



Figura 4. A) Parte superior de la sección, contacto entre las formaciones Pimienta y Tamaulipas. B) Parte media de la sección con estratos delgados de caliza y lutita intercalada.

En su definición original, esta formación consiste en caliza micrítica arcillosa con lentes de pedernal (Heim, 1926). Cantú-Chapa (1984) la describe como una alternancia de caliza arcillosa y lutita con intercalaciones de bentonita, aunque no se observa presencia de esta en la sección Tlapacoyan. Hermoso de la Torre y Martínez Pérez (1972) describen la parte inferior de esta unidad como caliza negra arcillosa con alternancia de lutitas color negro, mientras que la parte superior está constituida de caliza arcillosa color cremoso que alterna con lutitas ricas en materia orgánica y nódulos de pedernal negro. El ambiente de depósito de esta formación se ha considerado por mucho tiempo de plataforma externa bajo condiciones anóxicas (PEMEX, 1988), estudios recientes indican condiciones paleoambientales restringidas relativamente someras las cuales fueron influenciadas por influjos continentales, así como por aguas de mar abierto (Olóriz et al., 2018). El espesor de esta formación varía ampliamente debido a la paleogeografía del Jurásico Tardío (Pedrazzini y Basañez, 1978); va desde los 100 (Heim, 1926) hasta los 500 metros (PEMEX, 1988).

PEMEX (1988) reporta la presencia de la Formación Pimienta en la Cuenca Tampico-Misantla. López-Ramos (1979) menciona que aflora a lo largo de la Sierra Madre Oriental y Cantú-Chapa (1971) la reporta en Tamán, San Luis Potosí, y Apulco, Puebla.

Heim (1926) y Cantú-Chapa (1971) con base en amonites asignan a la Formación Pimienta una edad del Tithoniano. Bonet (1956) sugiere que la formación es del Berriasiano con las especies de calpionélidos *Calpionella elliptica* y *Tintinnopsella carpathica*, aunque Salvador (1991) sugiere que es del Tithoniano-Berriasiano.

La Formación Pimienta es correlacionable lateralmente con la Formación La Casita que aflora en el noreste de México y con el Grupo Cotton Valley en Texas, EUA (Imlay, 1938; Verma y Westermann, 1973; Cantu Chapa, 1982, 1989; Salvador, 1991, Adatte et al., 1994, 1996) (Fig. 1).

Formación Tamaulipas Inferior

El contacto entre la Formación Pimienta y Tamaulipas en la sección Tlapacoyan es transicional, la Formación Tamaulipas Inferior se caracteriza por calizas de color cremoso cuyo espesor de los estratos oscila entre los 10 y 50 cm (Figura 4B). Muir (1936) menciona que esta formación sobreyace concordantemente a la Formación Pimienta y consiste de caliza color gris claro a amarillento con poco o muy poco pedernal. PEMEX (1988) le reporta un espesor máximo de 500 metros y la clasifica como mudstone y wackestone color grisáceo con intercalaciones ocasionales de lutitas laminares color negro además de bandas y lentes de pedernal que varían de color negro al blanco. Carrillo-Bravo (1961) menciona espesores de 214, 288 y 420 metros en el valle del Huizachal, el cañón Peregrina y el cañón La Boca, respectivamente. La Formación Tamaulipas Inferior tiene una amplia distribución a lo largo de la SMO, y en el subsuelo en las cuencas de Burgos, Veracruz y Tampico-Misantla (PEMEX, 1988). Afloramientos continuos de la Formación Tamaulipas Inferior se han descrito en Apulco, Puebla (López-Martínez et al., 2013). En la Sierra Gorda la Formación Tamaulipas Inferior sobreyace a la Formación Trancas.

El ambiente de depósito de la Formación Tamaulipas Inferior se interpreta como pelágico de profundidad moderada y aguas tranquilas bien oxigenadas (Barboza-

Gudiño et al., 2004). También se ha considerado como un ambiente de mar abierto que subsidie de manera lenta y continua (Echanove, 1986). En Hidalgo y Querétaro se puede reconocer como depósitos entre plataformas (inter-platform troughs) con calciturbiditas.

Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente (1989) usan microfósiles para asignar una edad Berriasiano-Aptiano a Tamaulipas Inferior. Barboza-Gudiño et al. (2004) determina que tiene un alcance Hauteriviano-Barremiano basado en belemnites y amonites. Peterson (1985) considera la parte inferior de la Formación Tamaulipas como equivalente a la Formación Taraises.

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1 Obtención de muestras

Esta sección ha sido estudiada bioestratigráficamente por Olóriz et al. (2018). Para el muestreo paleomagnético se utilizó una perforadora portátil a gasolina y la orientación se realizó con una brújula magnética-solar y un inclinómetro. Por cada estrato seleccionado para perforación se extrajeron en promedio 3 núcleos, dando entre 6 y 9 muestras para obtener un total de 223. El espaciamiento vertical entre las estaciones de muestreo varía de 10 a 50cm. Las muestras fueron rotuladas respecto a una numeración de los estratos en orden ascendente hacia la cima de la sección, la terminación “X”, “Y”, “Z” denota la posición del espécimen con respecto del núcleo, siendo “Z” el espécimen más adentro del afloramiento.

3.2 NRM y Susceptibilidad Magnética

La Magnetización Natural Remanente (NRM) es la suma de las componentes magnéticas adquiridas durante la historia geológica y los procesos a los cuales ha estado sometida una unidad de roca; la magnetización adquirida cuando se depositan los sedimentos se considera de tipo primaria. La modificación de la magnetización primaria como resultado de eventos diagenéticos, orogénicos y de intemperismo, se considera secundaria. Los procesos diagenéticos tempranos pueden definir una magnetización cercana a la primaria. La medición del NRM y el análisis de su desmagnetización permiten constreñir la historia magnética de las rocas. El NRM de los 223 especímenes fue medido utilizando un magnetómetro de giro AGICO JR-6 previo a su desmagnetización. La susceptibilidad magnética varía en función de la mineralogía, teniendo una mayor contribución a la susceptibilidad total los minerales ferromagnéticos. En este trabajo se utilizó la susceptibilidad para evaluar cambios de la mineralogía magnética a lo largo de la sección y para evaluar alteración durante la desmagnetización térmica para lo cual se midió previo a cualquier paso de desmagnetización con un susceptibilímetro KLY-3 Kappabridge.

3.3 Experimentos de Desmagnetización

Se utilizaron técnicas de desmagnetización por campos alternos y térmica. En ambos métodos, la desmagnetización se llevó hasta el punto en que el NRM fue removido, la medición mostrara inestabilidad/ruido (en la desmagnetización por campos alternos) o la muestra terminara desintegrándose (en la desmagnetización térmica). Un desmagnetizador de campos alternos de alto voltaje con bobinas Helmholtz se usó para el tratamiento de 20 muestras piloto con campos de 2 hasta 60 mT en pasos de entre 4 a 5 mT, posteriormente, con base en el comportamiento de la desmagnetización por campos alternos de las muestras piloto es que 30 muestras fueron desmagnetizadas de 1 hasta 35 mT en pasos a detalle de entre 1 y 4 mT.

Se seleccionaron 40 muestras piloto las cuales se calentaron de 70 a 630°C en pasos de entre 20 y 50°C para observar el comportamiento de la curva de desmagnetización. 133 muestras fueron desmagnetizadas los 70 a 400°C en pasos de entre 20 y 30°C. Se utilizó un desmagnetizador térmico modelo TD-48 SC. Se trata de un horno no inductivo con blindaje especial para anular el campo magnético en su interior. En algunas muestras fue medida la susceptibilidad magnética en cada paso de desmagnetización para monitorear la evolución de la mineralogía magnética.

3.4 Análisis de las componentes de magnetización

Cuando se desmagnetiza una muestra se busca aislar la componente de magnetización de mayor estabilidad (coercitividad o de mayor temperatura de bloqueo), que puede considerarse como la más antigua, aunque no necesariamente es una magnetización primaria.

La última magnetización removida, la que se encuentra con mayor frecuencia y la más estable es llamada Magnetización Característica Remanente (ChRM por sus siglas en inglés); su importancia reside en que con ella puede determinarse la dirección del campo magnético durante el depósito de la especie mineral, o en el que se remagnetizó.

El análisis de componentes de magnetización se realiza utilizando las proyecciones ortogonales de Zijdeveld et al. (1967) y el método para análisis de componentes principales de Kirschvink (1980), los datos son visualizados en el software Remasoft 3.0 software (Chadima and Hroudá, 2006).

Las direcciones medias se obtienen siguiendo el modelo estadístico desarrollado por Fisher (1953) para el tratamiento de datos paleomagnéticos, que consiste en una distribución Gaussiana en una esfera para el cálculo de la dispersión de datos sobre una esfera, esta utiliza los vectores de la magnetización para determinar la dirección de un objeto como el magnetismo remanente en las rocas. Para el cálculo de las componentes principales se utiliza el software Paleomag-Tools V4.2, la interpretación de las direcciones magnéticas, así como estadísticas se hacen en la plataforma online Paleomagnetism.org (<http://paleomagnetism.org/statistics.html>).

3.5 Pruebas de Campo

Las pruebas de campo, como la prueba de pliegue, de conglomerado y la prueba de contacto, que son de importancia para determinar la edad de adquisición de la remanencia magnética (McElhinny, 1964), no pueden realizarse para el presente trabajo, ya que se cuenta con el muestreo de un solo afloramiento, y la sección no se encuentra plegada. La inclinación de los estratos es de $11\pm 3^\circ$, $46\pm 2^\circ$ NE (*Dip, Dip Direction*).

3.6 Análisis de la mineralogía magnética

El análisis de la mineralogía magnética, que puede contribuir a determinar el tipo de remanencia y en ocasiones tiempo de adquisición de la remanencia, es el sexto de diez de los criterios propuestos por Opdyke y Channel (1996) como índice de confiabilidad para cualquier estudio magnetoestratigráfico. En sedimentos marinos, tres propiedades son de particular importancia: la concentración, tipo y tamaño de los minerales magnéticos.

La concentración y tipo de mineral son inferidos con base en sus características coercitivas, para lo cual la coercitividad puede definirse como la “dureza magnética” o la resistencia de los minerales ferromagnéticos a cambios en su magnetización después de haber sido expuestos a un campo magnético (Kodama, 2012). El tamaño de los minerales magnéticos por lo regular es determinado con observación bajo microscopio electrónico, con histéresis o con relaciones entre propiedades magnéticas (King et al., 1983).

En la primera etapa de trabajo en laboratorio se obtienen las curvas de adquisición del IRM (Magnetización remanente isothermal) y se analizan las componentes magnéticas del espectro de coercitividad (siguiendo los métodos de Heslop et al., 2002). Posteriormente se realiza la desmagnetización multicomponente propuesta por Lowrie (1990). En la segunda etapa, con nuevos especímenes, se obtienen las curvas de backfield y las curvas termomagnéticas que se realizan en una balanza de Curie construida en el laboratorio. Se utiliza el microscopio electrónico Hitachi TM-1000 con analizador de Rayos-X para la determinación de las especies minerales y sus tamaños.

- *IRM*

El magnetismo remanente que resulta de inducir una magnetización a una muestra de roca utilizando un campo magnético directo alto a temperatura constante (Fig. 5) se conoce como Magnetismo Isothermal Remanente (IRM, Isothermal Remanent Magnetism). Esta remanencia es adquirida por los minerales ferromagnéticos que tienen una fuerza coercitiva menor al campo que se aplica (Butler, 1998).

La importancia de la curva de adquisición del IRM, es que permite tener una visión de los minerales en una muestra de roca con base en su abundancia y coercitividad.

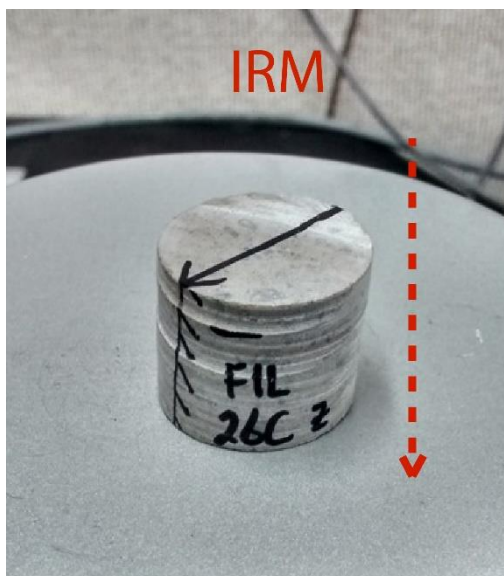


Figura 5. Dirección en la que se induce un IRM de hasta 3.12T

Las curvas de adquisición del IRM fueron obtenidas a partir de 10 especímenes, los cuales fueron seleccionados con base en su NRM más alto que el resto, dentro de estos especímenes se incluyen tanto lutitas calcáreas como calizas. Se induce un IRM con un campo magnético creciente que va desde 0.01 T hasta un máximo de 3.12 T, en pasos de entre 0.01 y 0.2T y la remanencia es medida posterior a la aplicación de cada campo. Las curvas del IRM fueron utilizadas para analizar las componentes de diferente coercitividad y establecer su contribución magnética y la distribución de coercitividad. Estos 10 especímenes fueron utilizados posteriormente para el experimento de desmagnetización multicomponente propuesto por Lowrie (1990).

- *ANÁLISIS DE COMPONENTES MAGNÉTICAS (unmixing)*

El análisis de las componentes magnéticas del espectro de coercitividad (*unmixing*) permite calcular la contribución que aporta una población de un material magnético de cierto tamaño medio (coercitividad) al total de la magnetización.

La base para el análisis de las componentes magnéticas a partir de la adquisición del IRM fue introducida por Robertson and France (1994), trabajo en el cual demuestran que la curva del IRM puede ser descrita mediante una función normal logarítmica en base a tres parámetros:

- 1) $B_{1/2}$, que se refiere al campo magnético aplicado en el que la especie mineral magnética adquiere la mitad de su saturación.
- 2) Mr , es el tamaño de la función normal logarítmica, que teóricamente debiese ser igual a la componente de saturación del IRM.
- 3) DP ó Dispersión de la coercitividad, se entiende como la desviación estándar de la función logarítmica normal.

Posteriormente, surgen diversos estudios y “softwares” para la interpretación de la mineralogía magnética; ejemplo de estas son los trabajos de Kruiver et al. (2001), Heslop et al. (2002), Egli (2003) y Maxbauer et al. (2016b). Este último desarrolla la plataforma MAXUnmix (https://maxunmix.shinyapps.io/MAX_UnMix_final_version/) en línea, que ofrece una interfaz más amigable de análisis y facilidad de exportación de los resultados.

La distribución de la coercitividad se puede modelar de forma similar al IRM, utilizando los mismo tres parámetros (Kruiver et al., 2001). MAXUNmix además de utilizar el $B_{1/2}$, Mr y DP , incorpora el *Skew* ó función gaussiana generalizada para ajustar el comportamiento de la dispersión (Skew Generalized Gaussian) y así tratar coercitividades que no tienen un comportamiento log-normal, lo cual es común en muestras naturales. La distribución de la coercitividad es definida como el valor absoluto de la primera derivada del conjunto de datos (Maxbauer et al. 2016b):

$$C = \left| \frac{dM}{d \log(B)} \right|$$

Donde M y B son la magnetización y el campo aplicado (en realidad la inducción) del conjunto de datos, recomendando un mínimo de 25 (Kruiver et al. 2001).

Para el análisis de las componentes en MAXUnmix, se carga un archivo con valores del campo aplicado y magnetización separados por comas. El software ofrece la opción de suavizado del espectro de coercitividad, que para el presente trabajo se utiliza un valor de 0.4, posteriormente se ajustan los valores de $B_{1/2}$, Mr , DP y *Skew* para hasta un máximo de 6 componentes que contribuyan al espectro total.

Es generalmente mejor utilizar el menor número de componentes magnéticas que permita obtener el mejor ajuste con el espectro de coercitividad. Las componentes deben ser construidas cuidadosamente teniendo en consideración las características magnéticas de minerales conocidos (Maxbauer et al., 2016b). Egli (2004a, b, c) ofrece una descripción de las características de componentes magnéticas en muestras naturales.

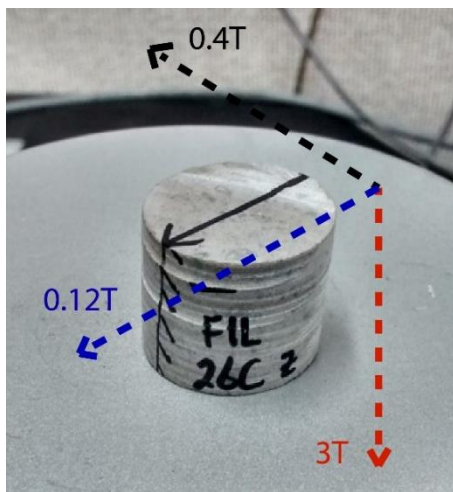
Los resultados obtenidos sobre las componentes que contribuyen al espectro de coercitividad son presentados de una manera que facilita su interpretación y edición, existe la posibilidad de exportar los resultados en unidades logarítmicas y normales, además de exportar los gráficos como imagen o en formato compatible con Illustrator, Photoshop y CorelDRAW.

- *LOWRIE TEST (Desmagnetización multicomponente)*

La desmagnetización térmica de tres IRM ortogonales inducidos con diferente campo en un espécimen, o “Lowrie Test” (Fig. 6, Izquierda), como se le suele llamar, permite interpretar la mineralogía magnética de sedimentos basados en propiedades coercitivas y térmicas (Lowrie, 1990) las cuales son características en algunos minerales (Fig. 6, Derecha).

Este método no siempre ofrece una interpretación clara de la mineralogía, las coercitividades y temperaturas de bloqueo pueden superponerse dependiendo de la forma, tamaño y composición de los granos minerales. Para este experimento se utilizaron 10 muestras, las cuales fueron seleccionadas con base en sus propiedades litológicas, buscando incluir las calizas/lutitas carbonosas y las calizas masivas de color cremoso. Estas muestras fueron utilizadas para el desarrollo del “Lowrie Test”. La inducción de los tres IRM se realizó utilizando pulsos magnéticos de 3.1, 0.4 y 0.12 T en los ejes Z, Y y X, respectivamente.

La desmagnetización térmica se realiza desde 70 hasta 670°C en pasos de entre 20 y 40°C midiendo en cada uno la magnetización remanente y la susceptibilidad magnética.



Coercitvidades remanentes máximas y temperaturas de bloqueo de los minerales ferromagneticos más comunes.

Mineral Ferromagnético	Coercitividad Maxima (T)	Temperatura maxima de bloqueo (°C)
Magnetita	0.3	575
Maghemita	0.3	350
Titanomagnetita		
x=0.3	0.2	350
x=0.6	0.1	150
Pirrotita	0.5 - 1	325
Hematita	1.5 - 5	675
Goetita	>5	80 - 120

Figura 6. *Izquierda*: Inducción de tres IRM ortogonales de 3, 0.4 y 0.12 Teslas en los ejes Z, Y, X respectivamente. *Derecha*: Coercitvidades remanentes y temperaturas de bloqueo características de algunos de los minerales ferromagnéticos más comunes (Modificado de Lowrie, 1990).

- *BACKFIELD: Fuerza coercitiva de remanencia*

La expresión de la coercitividad es la Fuerza Coercitiva Remanente (H_{cr}), se define como el campo magnético necesario para reorientar en sentido contrario al IRM (Fig. 7), el 50% de la magnetización de saturación.

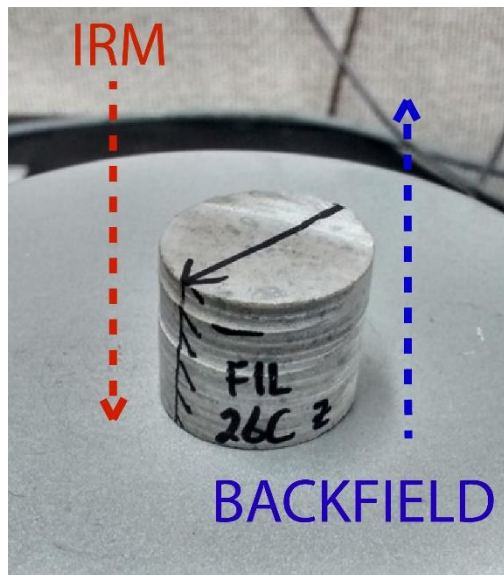


Figura 7. Dirección en la que se induce el IRM y el Backfield.

Este experimento complementó la información obtenida a partir del IRM, se trabajó con 11 muestras debido a la limitada cantidad de las mismas. Estas son independientes de los especímenes utilizados para el IRM, "Unmixing" y Lowrie Test.

El campo magnético utilizado para la inducción del IRM va de 0.01 a 3.1T en intervalos de entre 0.01 y 1T, este es desmagnetizado aplicando los mismos pasos, pero en sentido opuesto.

- *CURVAS TERMOMAGNÉTICAS*

El estudio termomagnético involucra la evolución de la susceptibilidad magnética o de la remanencia en función de la temperatura y se utiliza para la determinación del Punto de Curie (Neel), el cual se define como la temperatura a la cual los minerales magnéticos pierden su magnetización. Ésta es característica en algunos casos como en la goethita (120 °C), magnetita (580 °C) y hematita (680 °C), para los sulfuros de hierro (ejemplo: Pirrotita y Greigita) esta temperatura es de aproximadamente 300 °C.

Se obtuvieron las curvas termomagnéticas de remanencia de 5 muestras utilizando la balanza de Curie, se seleccionaron las 5 muestras con el NRM más alto. Fue necesario concentrar la mineralogía debido a la baja señal magnética casi imperceptible para el equipo utilizado, el enriquecimiento se realizó triturando la muestra y tamizando el material utilizando la malla del No. 30 y 60, el material retenido entre estas se pasa por un separador magnético tipo Frantz, y sólo la parte magnética se utilizó para la obtención de las curvas termomagnéticas. Para esto se utilizó una inducción de 0.5 T y la curva se determinó de temperatura ambiente a 700 °C.

- *SEM*

El análisis bajo Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) es una técnica utilizada para la observación del tamaño, forma y textura de los minerales magnéticos. Con base en sus características litológicas se seleccionaron 9 muestras para identificar la(s) fase(s) mineral(es) (Tabla 1), las muestras incluyen las lutitas carbonosas de la base de la sección (Muestras 6 AY, 6BZ, 6.5AZ, 10CY), las lutitas y calizas color gris (Muestras 10.5CZ y 11CY), la transición de las calizas color gris a color cremoso (Muestra 17CY) y las calizas de color cremoso de la cima (Muestras 23K y 26AZ).

Tabla 1. Ubicación en la sección estratigráfica de los especímenes utilizados para el SEM.

<i>Muestra</i>	<i>Imagen</i>	<i>Nivel (metros a partir de la base de la sección)</i>
6ay	19 a	0.1
6bz	19 b	0.3
6.5az	19 c	0.6
10cy	19 d	3.5
10.5cz	20 a	4.2
11cy	20 b	4.5
17cy	20 c	10.5
23K	20 d	20
26AZ	21	21.6

Se utilizó un equipo Hitachi TM-1000 y EDS acoplado para la identificación de Pirita (FeS_2), Gregita (Fe_3S_4) y Pirrotita (Fe_7S_8).

3.7 Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro.

- S-300

El S-300 o S-ratio es un parámetro utilizado para cuantificar la proporción de minerales de baja y alta coercitividad (Bloemendal et al., 1992). La contribución de la componente de baja coercitividad es teóricamente la mitad de la saturación del IRM (SIRM) menos el IRM medido a 300 mT en sentido contrario ($\text{IRM}_{-300\text{mT}}$). El S-ratio es calculado de acuerdo a Bloemendal et al. (1992), donde el IRM_{-300} y el SIRM es la intensidad magnética a -300 mT y a 3.1 T (Ec. 1).

$$\text{Ec. 1) } S - \text{ratio} = \left| \frac{(-\text{IRM}_{-0.3\text{T}}/\text{SIRM})+1}{2} \right|$$

Valores del S-ratio entre 1 y 0.5 indican que los minerales de baja coercitividad son portadores de más del 50% de la remanencia magnética, por lo que valores menores a 0.5 indicarían a la fase de alta coercitividad como portadores de al menos el 50% de la magnetización (Maxbauer et al., 2016a). En la literatura, valores de 0.6 se relacionan

con la presencia de Hematita (Jordanova, 2017), 0.7 para pirrotita (Hornig, 2018) y valores cercanos a 1 son correspondientes a minerales de baja coercitividad como la magnetita (Chadima et al., 2006) y la greigita (Frank et al., 2007).

- *HIRM (Hard IRM)*

Es la medida de la concentración de minerales antiferromagnéticos de alta coercitividad como la hematita (Robinson, 1986). La magnetita alcanza la saturación a 0.3 T y la hematita continúa adquiriéndola pasados los 0.7 T, por lo que teóricamente el HIRM elimina la contribución de los minerales fuertemente magnéticos y de baja coercitividad. En este estudio se calcula acorde a Reynolds et al. (1999) (Ec. 2) y se define como la diferencia del IRM en saturación (Ejemplo: 1.2 T) y no saturado (Ejemplo: 0.3 T).

$$IRM = \frac{IRM_{1.2T} - IRM_{0.3T}}{2}$$

Ec. 2):

- *SIRM/X*

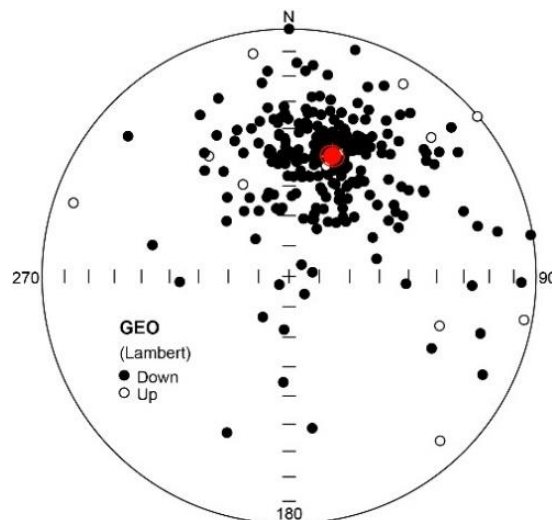
Los sedimentos que contienen greigita poseen un IRM de alta saturación y valores bajos de susceptibilidad magnética, por lo que altos valores de la proporción SIRM/X son indicativos de la presencia de greigita. La causa es que, la greigita, por lo general ocurre en tamaños menores al de la mayoría de los sulfuros y óxidos de hierro y titanio de origen detrítico; por ello, aumenta el campo al cual el IRM satura y su contribución es mínima a la susceptibilidad magnética (Reynolds et al., 1999). Los valores del SIRM/X en muestras en las cuales la greigita domina se encuentran por encima de los 10 000 A/m, en muestras con baja concentración de greigita son comunes los valores por debajo de los 7 000 A/m (Reynolds et al., 1999).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1 NRM y Susceptibilidad Magnética

4.1.1 NRM

El NRM de las muestras es graficado en la Fig. 8. Las intensidades del NRM oscilan entre 8.81×10^{-4} y 1.06×10^{-5} A/m; las muestras de mayor intensidad se encuentran en la base de la sección, litológicamente son lutitas color negro cuyas intensidades (oscilan entre 7.64×10^{-4} y 3.26×10^{-4} A/m). De manera general se observa una disminución en el NRM a los 16.08 metros a partir de la base de la sección y así se mantienen hasta la cima.



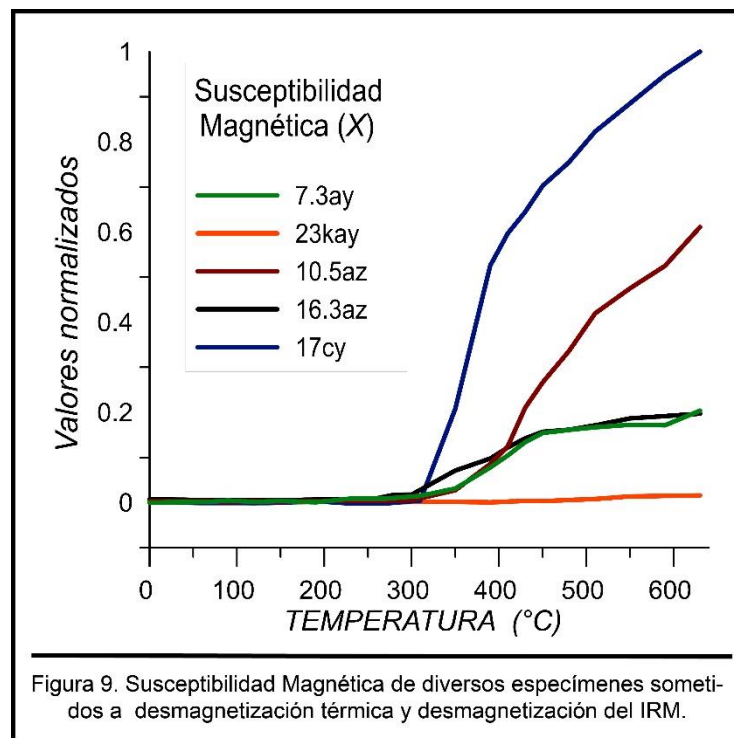
	<i>N</i>	<i>Dec</i>	<i>Inc</i>	<i>R</i>	<i>k</i>	<i>A95</i>
Geo	223	19.7°	47.1°	215.93	6.96	3.6°
Tilt Correction	223	23.8°	37.0°	215.08	6.96	3.6°

Figura 8. Proyección estereográfica y estadísticas del NRM sin (GEO) y con corrección estructural (TILT CORRECTION).

En la proyección estereográfica el conjunto de los 223 NRM muestra mayormente una agrupación con direcciones al norte de inclinación positiva (210/223 muestras) y un $A_{95}=3.6^\circ$; un grupo de los NRM presenta direcciones al NE y al este. Es aparente entonces la influencia del campo magnético presente (Fig. 8).

4.1.2 Susceptibilidad Magnética

Los valores de la susceptibilidad magnética (χ) varían entre -1.15×10^{-5} y 1.19×10^{-5} SI; estos son graficados respecto al nivel estratigráfico y se muestran en un capítulo posterior. Los valores más altos se observan en la base de la sección y alcanzan el máximo de la susceptibilidad a los 4.4 metros. La susceptibilidad magnética, que fue medida en algunas muestras sometidas a desmagnetización térmica, se incrementa a partir de los $\sim 320^\circ\text{C}$. En la mayoría de las muestras se observó incremento de susceptibilidad a partir de los 300°C asociado a la creación de material ferromagnético durante el calentamiento (Fig. 9).

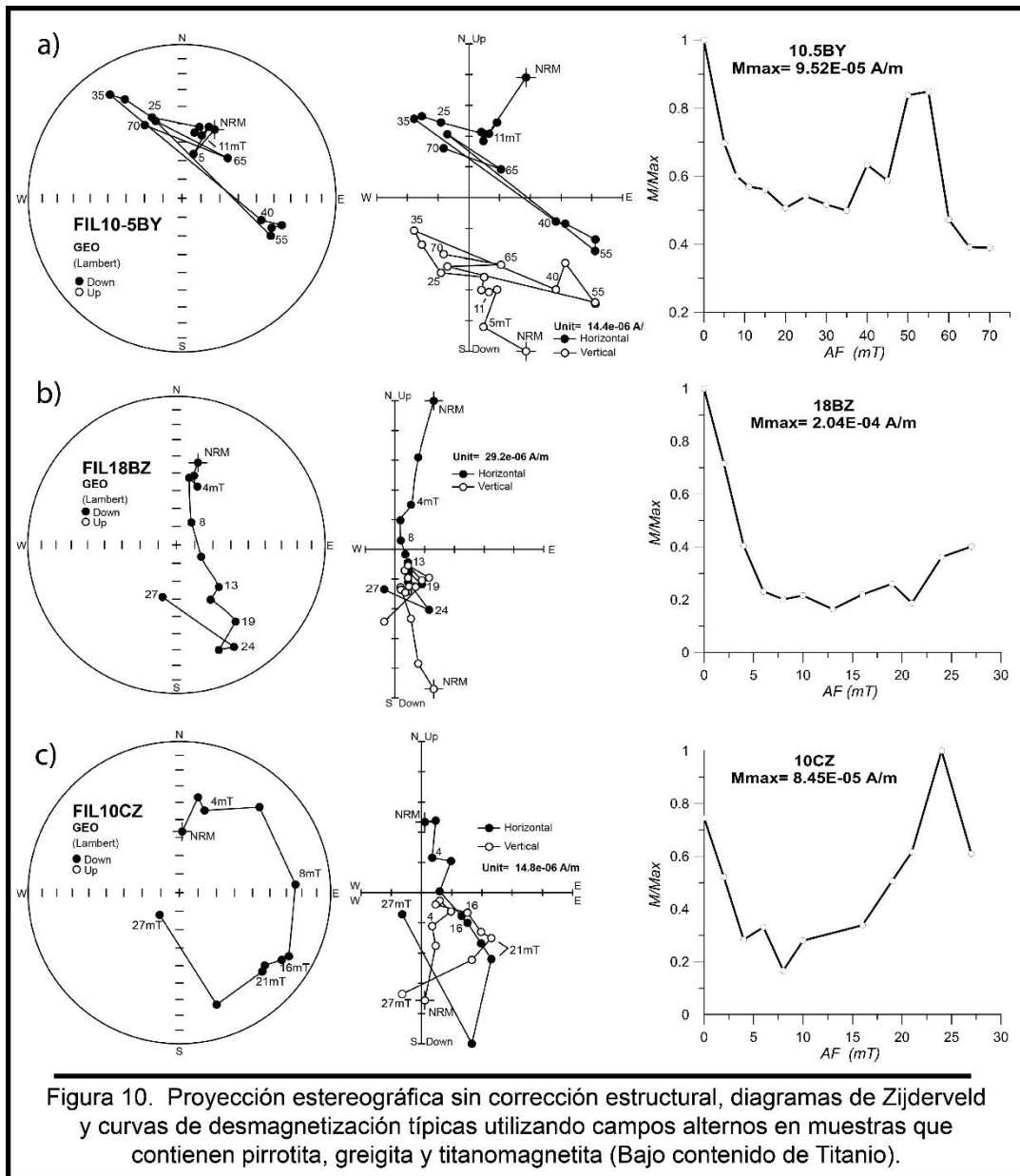


4.2 Experimentos de Desmagnetización

4.2.1 Campos Alternos

Con los experimentos de desmagnetización fue posible observar en algunas muestras una sola componente de magnetización, de la cual la interpretación de polaridad es inequívoca; en otras muestras existen 2 componentes de magnetización. En esos casos la primera componente es de baja coercitividad (<15 mT) y está generalmente

dirigida al norte. La segunda componente tiende a ir hacia el sur, en ocasiones sin invertir completamente su polaridad, pero cambiando el signo de la inclinación. El comportamiento se puede volver inestable lo que coincide con un aumento en la intensidad de magnetización al alcanzar la inducción aplicada de 40 mT (Fig. 10 b, c). Algunas muestras tienen una componente definida hasta 20-30 mT y a partir de este punto la dirección de magnetización es inestable, aunque mantiene su polaridad, la declinación hacia el norte-noroeste y una inclinación positiva (Fig. 10a).



4.2.2 Método Térmico

Este método resultó ser el más efectivo para separar las componentes magnéticas y definir la magnetización característica. La intensidad magnética mínima medida en el proceso de desmagnetización (3.23×10^{-6} A/m de la muestra 12.6dy) se encuentra cerca del nivel de ruido del Magnetómetro AGICO JR-6 (2×10^{-6} A/m).

La desmagnetización térmica revela 3 componentes de magnetización identificados con base al comportamiento de las curvas de desmagnetización y a la visualización de los datos con las proyecciones ortogonales de Zijderveld et al. (1967).

- *Componente 1:* La componente de baja estabilidad tiene una temperatura de bloqueo de entre 100 y 170°C, está dirigida al norte y de inclinación positiva (muestra una polaridad normal). Pasado este rango de temperatura la magnetización tiende a seguir trayectorias en círculos mayores para alcanzar direcciones hacia el sur/sureste. Esta componente se asocia a una magnetización viscosa, resultado de la acción de campo magnético existente (Fig. 11 a, c).
- *Componente 2:* Esta componente se vuelve visible a los 120-180°C, después de desmagnetizar la componente 1 se observa un cambio de polaridad al estar la magnetización dirigida al sureste y tener inclinación negativa. Es a los 340-380°C cuando los datos se comportan de manera ruidosa (Fig. 11 b).
- *Componente 3:* Tienen un comportamiento tanto normal como inverso, no tienden a invertirse, es decir, conservan su polaridad y se mantiene estable hasta los 280-320°C, temperatura a la cual las direcciones se vuelven muy dispersas (Fig. 11 d, e). Esta componente en ocasiones se revela después de eliminar una pequeña componente viscosa que se remueve cerca de los 150°C (Fig. 11 d).

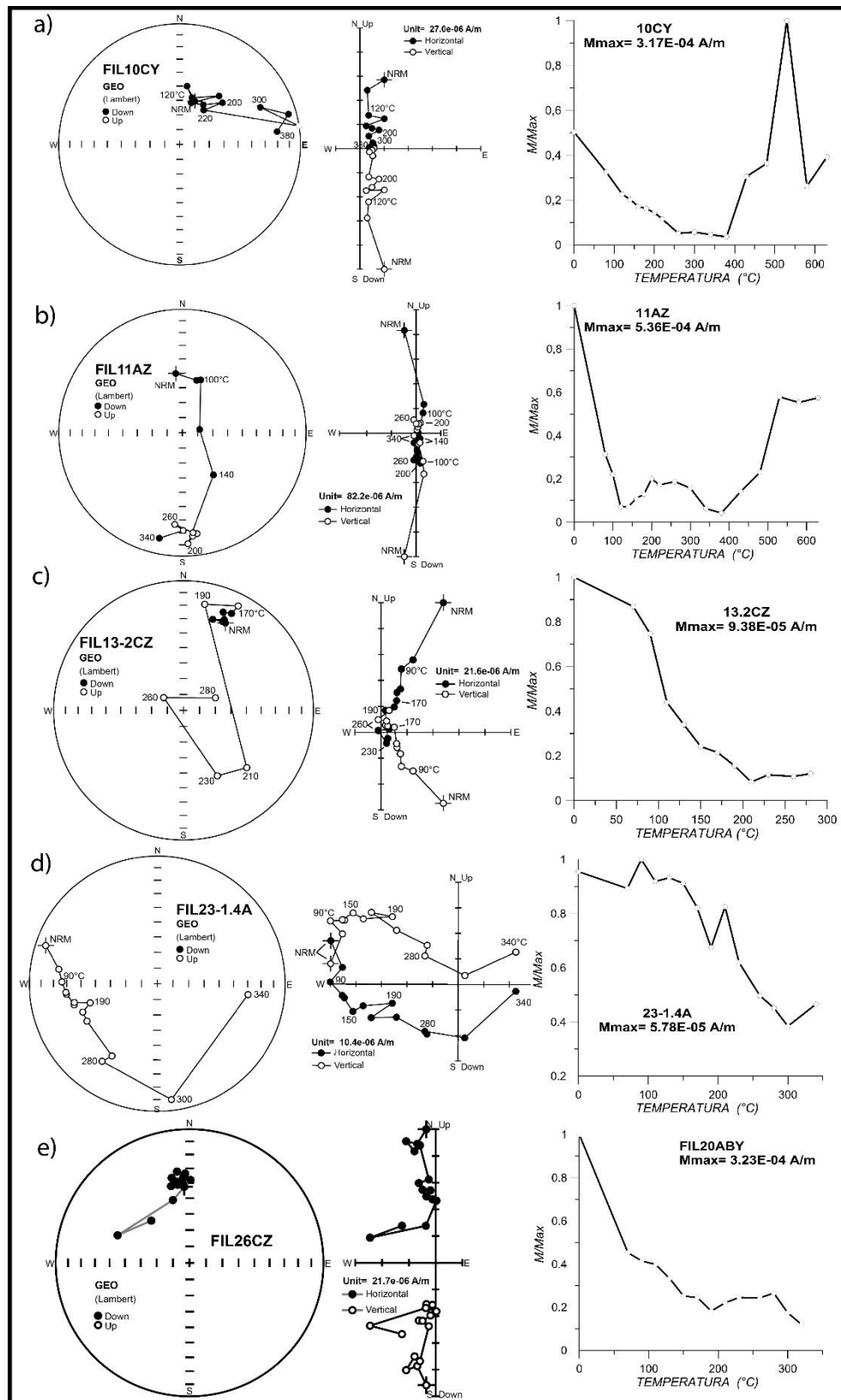


Figura 11. Proyección estereográfica sin corrección estructural, diagramas de Zijderveld y curvas de desmagnetización típicas utilizando el método térmico en muestras que contienen pirrotita, greigita y titanomagnetita (Bajo contenido de Titanio).

4.3 Análisis de las componentes de magnetización

Las direcciones observadas, después de eliminar la componente viscosa, dirigidas al noroeste o sureste, con inclinación positiva o negativa, son consideradas como la magnetización característica. Las direcciones (declinación e inclinación) muestran, a medida que se asciende en la columna estratigráfica, cambios de polaridad normal (inclinación positiva) y reversa (inclinación negativa). En la Tabla 2 se muestran las estadísticas de las direcciones normal e inversa y las direcciones de la componente viscosa de baja temperatura. Es aparente que la inclinación de la magnetización de polaridad inversa es menor que la polaridad normal la cual parece indicar contaminación parcial de la dirección característica por una magnetización en dirección del campo presente y se discute abajo.

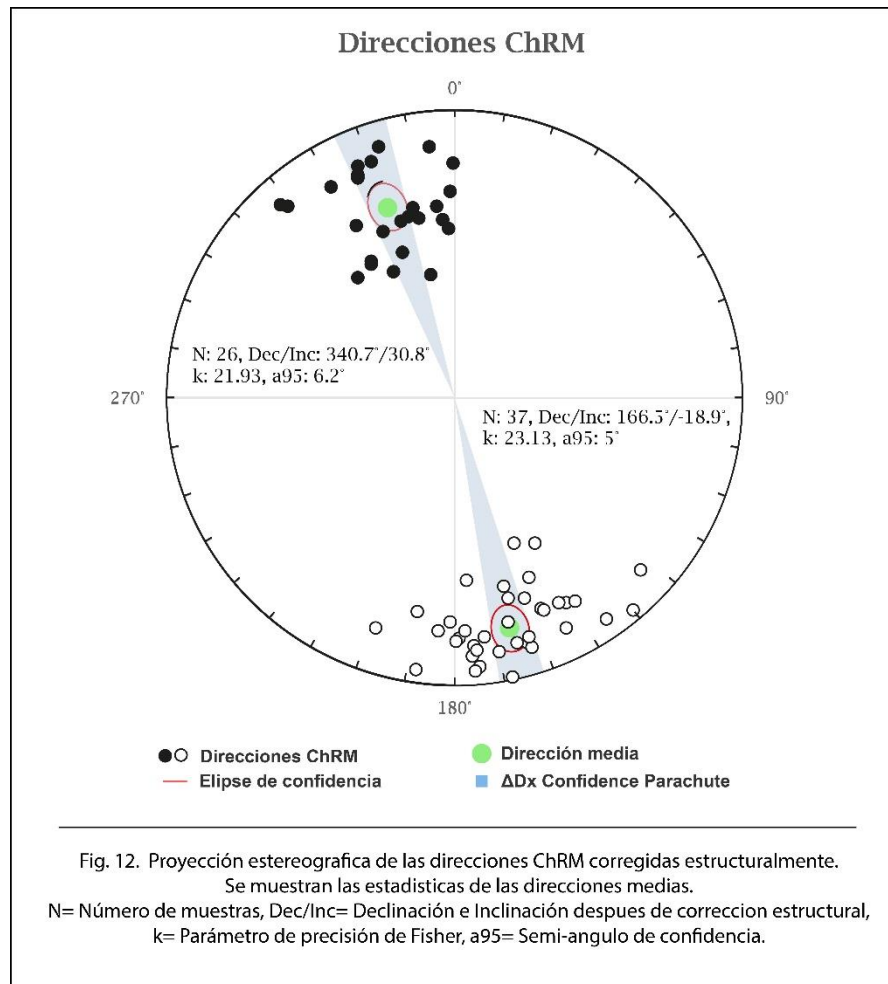
Tabla 2. Estadísticas de las direcciones normal viscosa, normal e inversas con (CC) y sin corrección estructural (SC).

		<i>N</i>	<i>Dec</i> (°)	<i>Inc</i> (°)	<i>A95</i>	<i>k</i>	<i>Lat</i> (°)	<i>Long</i> (°)
VISCOSA	SC	121	16.6	46.4	3.1	20.90	72.9	-37.5
	CC	121	28.1	51.1	3.3	20.90	69.8	-12.8
NORMAL	SC	26	334.0	34.6	6.2	21.88	63.1	177.5
	CC	26	340.6	44.0	7.0	21.67	69.7	168.1
INVERSA	SC	37	162.6	-24.0	5.0	23.13	70.0	152.7
	CC	37	166.5	-18.9	5.0	23.13	71.8	137.8

Un total de 4 muestras describen una componente bien definida pero desviada respecto a la media de polaridad normal o inversa, y en cuyas direcciones la declinación es cercana a la horizontal (Tabla 3), la magnetización se muestra estable hasta los 320°C (Fig. 11 d). Las direcciones en estas muestras podrían ser transicionales o representar el registro de excursiones geomagnéticas.

Tabla 3. Declinación e Inclinación de las direcciones del campo magnético consideradas transicionales.

<i>Muestra</i>	<i>Dec</i> (°)	<i>Dec</i> (°)	<i>MAD</i>
9BZ	247	-35.8	10.8
12.6AZ	117.5	-9.4	12
16.3AZ	66.4	-17	14.7
23-1.4AZ	287.7	-24.5	10.5

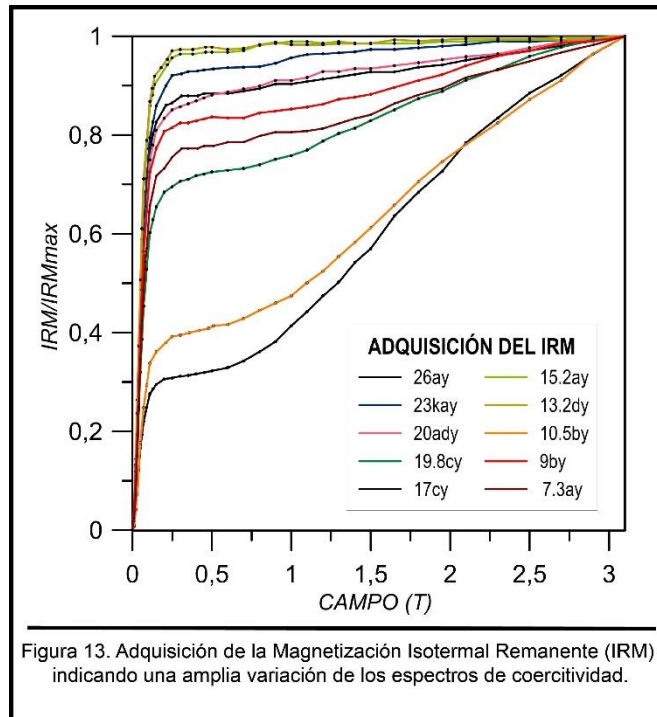


Se utilizó la plataforma on-line <http://paleomagnetism.org/statistics.html> para hacer la comparativa entre las direcciones obtenidas y las esperadas para el Jurásico-Cretácico del Cratón de Norte América publicadas por Torsvik et al. (2012).

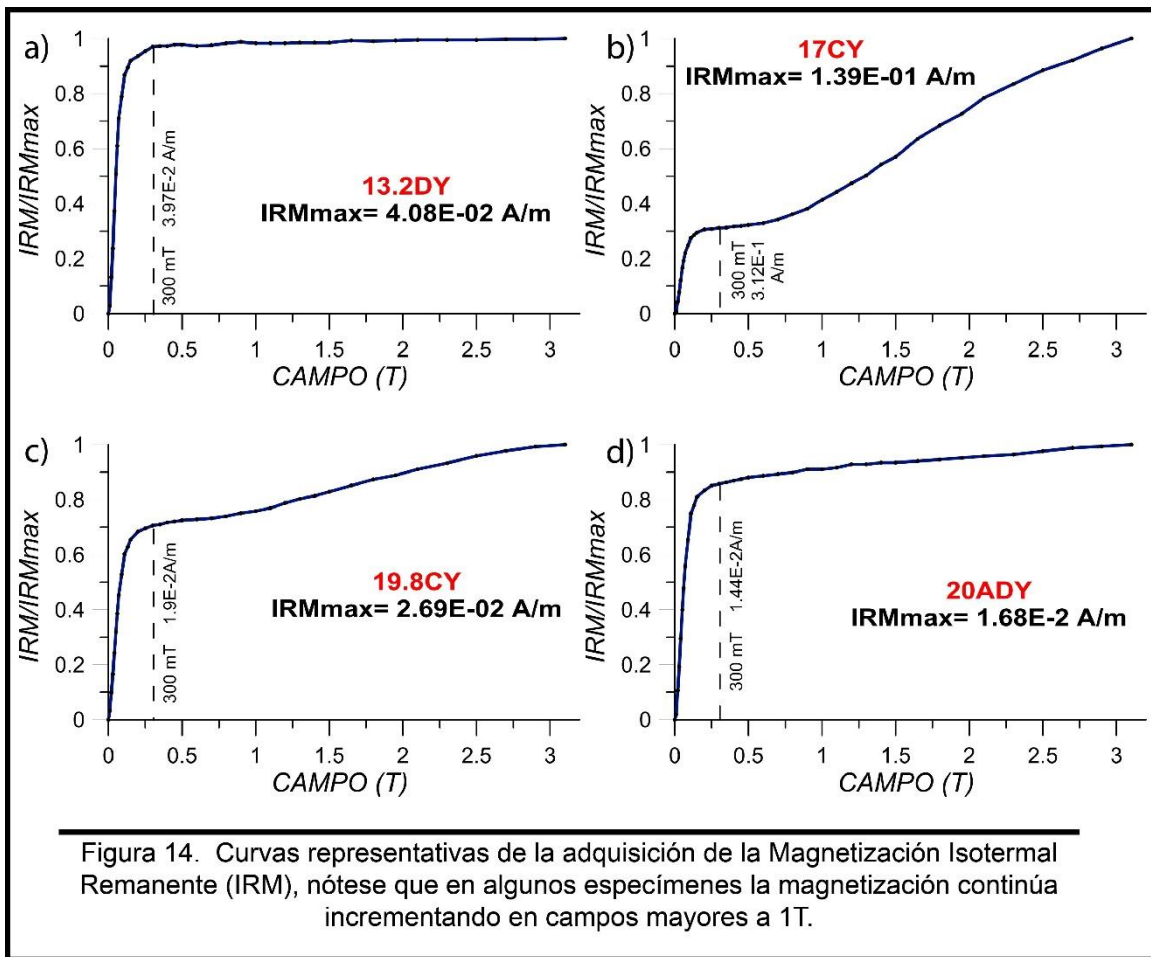
4.4 Magnetización remanente isoterma (IRM, Isothermal Remanent Magnetism)

Aunque existen similitudes en algunas de las curvas de desmagnetización, se observan 3 comportamientos diferentes en la adquisición del IRM. Existe en todas las curvas un ascenso rápido de la magnetización y un punto de inflexión a la inducción 200 mT (Fig. 13). El cual coincide con la magnetización de saturación teórica de la magnetita (Dunlop et al., 1997).

Las muestras de baja coercitividad han alcanzado en este punto hasta el 90% de su saturación y continúan adquiriéndola de manera lenta y monótona (Fig. 14 a). Las muestras de coercitividad intermedia han alcanzado un 70-88% de la magnetización a los 300 mT y tienen nuevamente un incremento notable en la magnetización a los 750 mT; la saturación no se alcanzó aun llegados los 3T (Fig.14 b).



En las muestras de alta coercitividad (10.5BY, 17CY; Fig. 13) se alcanza un 30 y 40% de la magnetización a los 300 mT, la magnetización continúa adquiriéndose de manera rápida sin alcanzar la saturación llegados los 3T (Fig.14 b, c) coincidente con lo reportado para la hematita (Lowrie y Heller, 1982). La conclusión inmediata es que hay contribuciones de minerales de baja y alta coercitividad en diferentes proporciones. Son evidentes las contribuciones de minerales del grupo de las (titano) magnetitas, la hematita y en el menor de los casos la goethita.



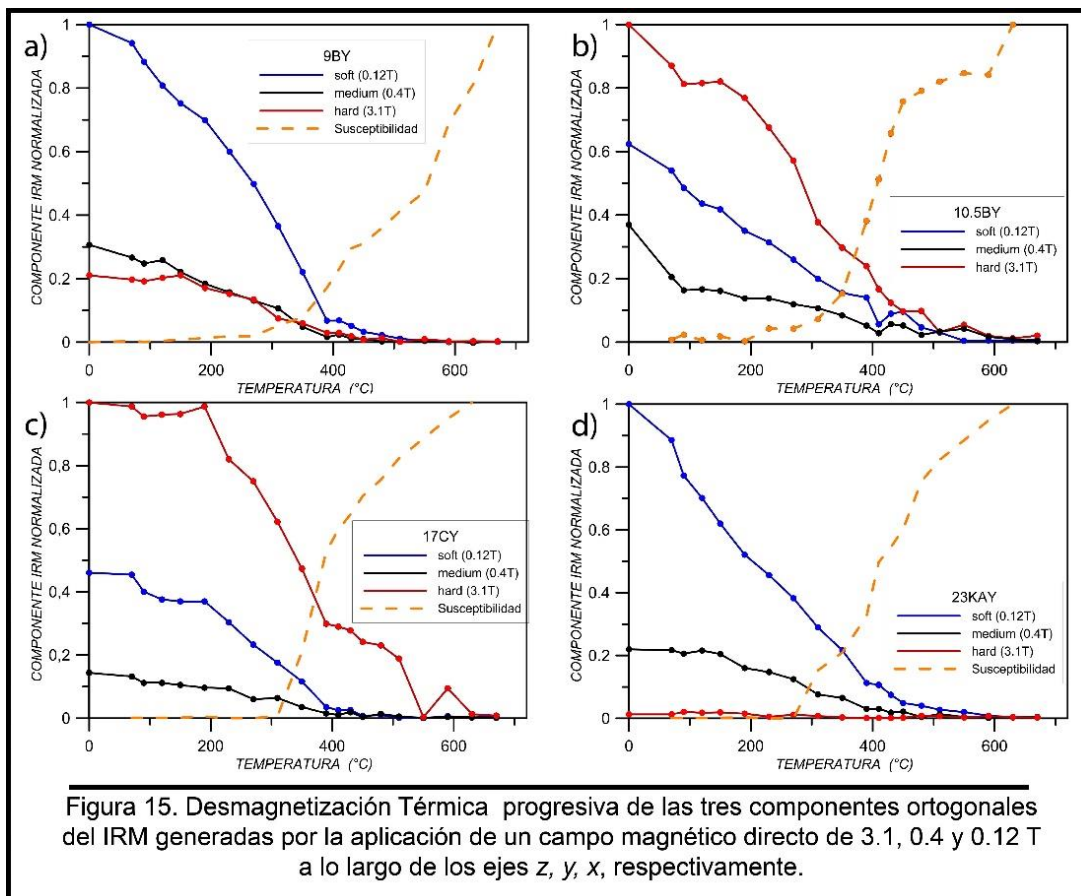
4.5 Lowrie Test (Desmagnetización Térmica del IRM)

La inducción aplicada para imprimir los tres IRM's ortogonales fueron utilizados de la misma manera que lo sugerido por Lowrie (1990) para identificar hematita y goethita (3.1 T), pirrotita y magnetita de dominio simple (0.4 T), y magnetita de baja coercividad (0.12 T).

La susceptibilidad magnética que es medida en algunas muestras durante la desmagnetización termal del IRM se incrementa entre los 200 y 300°C, lo que generalmente refleja el desbloqueo de partículas de dominio sencillo. El experimento de Lowrie (1990) permite observar las propiedades térmico-coercitivas de fases minerales mediante el comportamiento de tres componentes ortogonales del IRM.

Componente de baja coercitividad (0.12T): La magnetización disminuye rápidamente hasta los 390°C (Fig. 15 a, b, c), a partir de este punto el decaimiento de la curva es más lento, perdiendo el 95% a los 550-590°C. Es dominante en las muestras 9BY y 23KAY (Fig. 15 a y d), pero contribuye de manera importante en todos los casos. En la Figura 15b, la caída de la magnetización ocurre de manera constante hasta perderse completamente a los 550°C.

Componente de intermedia coercitividad (0.4T): La mayor caída de la magnetización ocurre a los 300 y 410°C (Fig. 15 a, b, c, d), posteriormente el decaimiento es más lento, perdiendo el total de la magnetización a los 480°C (Fig. 15 a, d). El espécimen 10BY (Fig. 15 b) tiene un incremento en la magnetización a los 410 y 480°C, perdiéndola a los 500°C generalmente, aunque en un caso llega arriba de los 600°C. Es una componente subordinada en la mayoría de los casos haciendo menos del 10% de la magnetización.



Componente de alta coercitividad (3.1T): La curva de magnetización tiende a caer de manera constante desde los 200°C hasta pasados los 390°C perdiendo hasta el 80% de la magnetización a los 300 °C. no es completamente removida hasta los 670°C (Fig. 15 c). Es dominante en dos muestras (Fig. 15 b, c) y en al menos un caso hay un decaimiento cercano a los 100 °C, que indica una contribución de goethita. En la muestra 23KAY (Fig. 15 d) puede observarse que poco contribuye a la curva de magnetización la componente de alta coercitividad.

4.6 Análisis de componentes del IRM (*Unmixing*)

El análisis de componentes del IRM (Heslop et al., 2013) permite cuantificar la contribución magnética relativa de cada población mineral (Fig. 16; Tabla 4).

Tabla 4. El pico del LOG B_{1/2} permite la identificación de las diferentes fases magnéticas minerales. El área de cada contribución permite el cálculo de la proporción relativa de las componentes. MG: Magnetita; TM: Titanomagnetita; P: Pirrotita; GR: Greigita; HEM: Hematita; G: Goethita .

	<i>mT</i>	<i>LOG B_{1/2}</i>	<i>DP</i>	<i>%</i>	<i>FASE MINERAL</i>
7.3AY	29.61	1.47	0.45	15.04	MG
	63.74	1.80	0.31	49.68	P-GR
	3023.21	3.48	0.35	35.26	G
9BY	21.57	1.33	0.54	18.27	MG
	60.45	1.78	0.29	57.01	P-GR
	3195.24	3.50	0.34	27.71	G
10.5BY	28.16	1.45	0.47	5.66	MG
	62.71	1.80	0.31	22.21	P-GR
	2823.36	3.45	0.33	72.11	G
13.2DY	30.51	1.48	0.43	25.78	MG
	55.93	1.75	0.26	71.23	P
	1655.72	3.22	0.32	2.78	G
15.2AY	13.53	1.13	0.35	23.36	MG
	59.28	1.77	0.27	65.10	P-GR
	701.31	2.85	0.14	3.88	HEM
17CY	23.13	1.36	0.34	6.19	MG
	58.80	1.77	0.28	18.42	P-GR
	2205.51	3.34	0.28	75.39	G
19.8CY	23.02	1.36	0.51	18.18	MG
	69.47	1.84	0.31	42.27	P-GR
	1985.39	3.30	0.25	39.53	G
20ADY	16.29	1.21	0.34	10.06	MG
	56.71	1.75	0.30	67.99	P-GR
	755.70	2.88	0.37	8.23	HEM
	3566.95	3.55	0.21	13.73	G
23KAY	16.80	1.23	0.32	14.87	MG
	60.34	1.78	0.30	74.42	P-GR
	916.65	2.96	0.13	4.18	HEM
	2547.60	3.41	0.34	6.53	G
26AY	12.51	1.10	0.30	13.67	MG
	56.58	1.75	0.29	67.76	P-GR
	3686.88	3.57	0.37	18.57	G

Tres componentes magnéticas, en algunos casos cuatro, son necesarias para modelar todas las curvas analizadas; estas componentes proporcionan el mejor ajuste del modelo con respecto a la distribución de coercitividad. Fue utilizado el menor número de componentes magnéticas y el menor valor residual.

La componente de alta coercividad presenta dos picos, a $\log(B_{1/2}) = 2.90$ (791.22 mT) y a $\log(B_{1/2}) = 3.44$ (2743.32 mT), esta última predomina en la muestra 17CY contribuyendo un 75.9%. Coercitivities tan altas generalmente se atribuyen a la serie mineral de goethita.

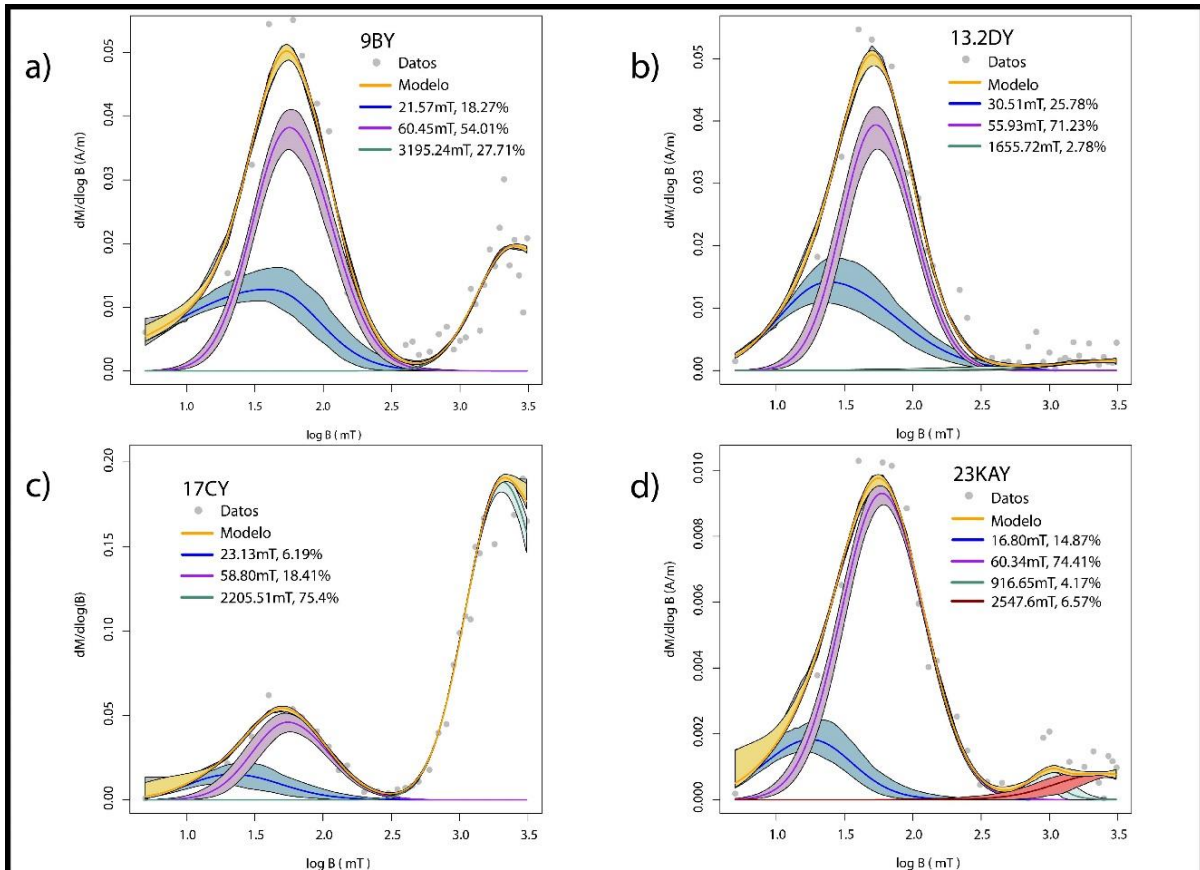


Figura 16. Ejemplos del análisis de componentes a partir de las curvas del IRM (*Unmixing*). En todas las muestras son inmediatamente reconocibles al menos 2 componentes magnéticas, cada una con un pico individual en la distribución de coercitividad.

4.7 Desmagnetización DC (Backfield)

Las curvas del IRM muestran la variación en la mineralogía magnética a lo largo de la sección, son curvas relacionadas a mineralogía de baja, media y alta coercitividad. La saturación se alcanza a los 300 mT, mientras que la muestra 23CY continúa adquiriendo magnetización de manera y lenta sin llegar a la saturación a los 3 T.

La fuerza coercitiva remanente está entre 42 y 59 mT con variaciones en la pendiente a los 10 y 20 mT (Figura 17a y 17b). Estos valores son típicos de magnetita de dominio simple y de sulfuros magnéticos.

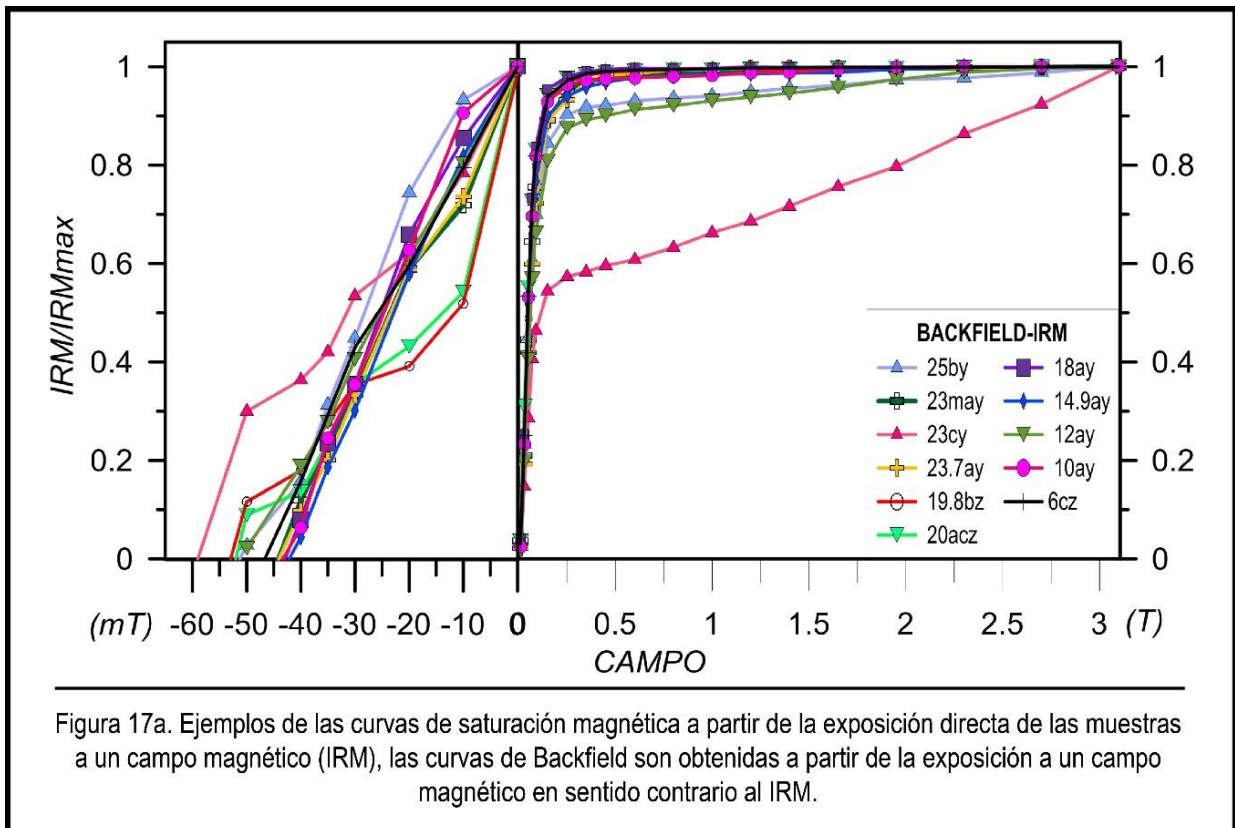
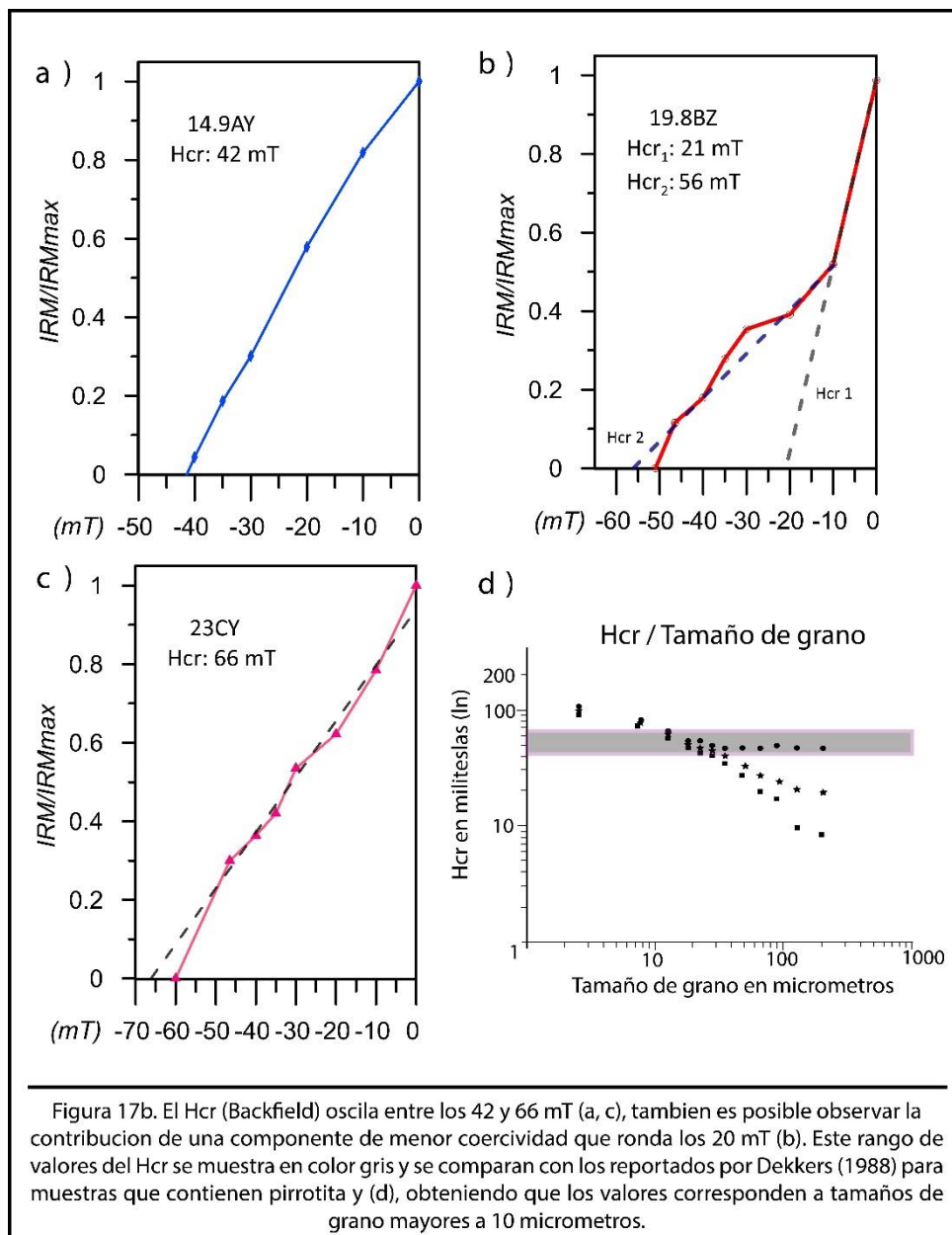


Figura 17a. Ejemplos de las curvas de saturación magnética a partir de la exposición directa de las muestras a un campo magnético (IRM), las curvas de Backfield son obtenidas a partir de la exposición a un campo magnético en sentido contrario al IRM.



4.8 Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro.

Los parámetros S-ratio, HIRM y SIRM/X son graficados respecto al nivel estratigráfico junto con la susceptibilidad magnética (Fig. 18), son calculados con los valores magnéticos mostrados en la Tabla 5.

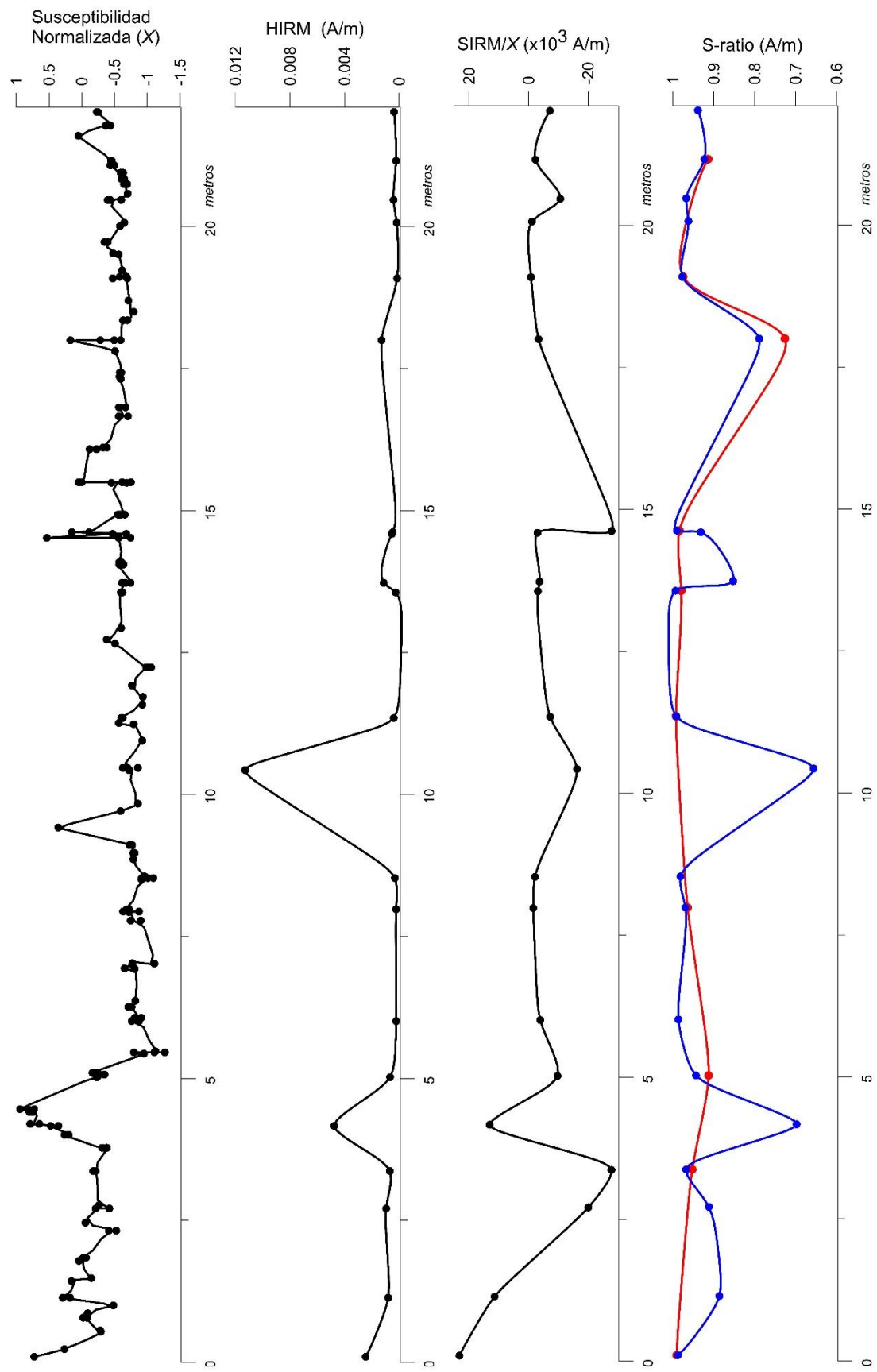


Figura 18. Perfiles de susceptibilidad magnética, HIRM, SIRM/X y S-ratio. Este ultimo se calcula acorde a Bloemendal et al. (1992).

Tabla 5. Parámetros magnéticos de muestras que contienen Titanomagnetita, Pirrotita, Greigita y fases minerales de alta coercitividad (Hematita y/o Goethita).

Muestra	Nivel (m)	X (SI)	SIRM (A/m)	IRM1.2T (A/m)	IRM0.3T (A/m)	SIRM/X (A/m)	HIRM (A/m)	IRM _{300mT} /SIRM	IRM-300	S-300
6CZ	0.10	8.66E-06	2.01E-01	2.010E-01	1.961E-01	2.32E+04	2.55E-03	0.99	1.97E-01	0.99
7.3AY	1.14	3.47E-06	3.96E-02	3.22E-02	3.06E-02	1.14E+04	8.00E-04	0.89		
9BY	2.71	-2.50E-06	5.02E-02	4.33E-02	4.14E-02	-2.01E+04	9.50E-04	0.91		
10AY	3.37	-2.49E-06	6.93E-02	6.62E-02	6.48E-02	-2.78E+04	6.80E-04	0.97	6.27E-02	0.95
10.5BY	4.17	5.66E-06	7.40E-02	3.88E-02	2.92E-02	1.31E+04	4.76E-03	0.70		
12AY	5.02	-2.66E-06	2.59E-02	2.43E-02	2.30E-02	-9.74E+03	6.65E-04	0.94		0.91
13.2DY	6.01	-1.04E-05	4.08E-02	4.01E-02	3.97E-02	-3.92E+03	2.15E-04	0.99		
14.9AY	7.98	-8.15E-06	1.29E-02	1.26E-02	1.21E-02	-1.58E+03	2.20E-04	0.97	1.20E-02	0.96
15.2AY	8.53	-1.30E-05	2.77E-02	2.73E-02	2.67E-02	-2.13E+03	3.15E-04	0.98		
17CY	10.43	-8.56E-06	1.39E-01	6.59E-02	4.33E-02	-1.62E+04	1.13E-02	0.66		
18AY	11.35	-7.41E-06	5.37E-02	5.36E-02	5.28E-02	-7.25E+03	3.95E-04	0.99	5.29E-02	0.99
19.8BZ	13.56	-7.38E-06	2.31E-02	2.33E-02	2.28E-02	-3.13E+03	2.50E-04	0.99	2.22E-02	0.98
19.8CY	13.73	-7.31E-06	2.69E-02	2.12E-02	1.90E-02	-3.68E+03	1.13E-03	0.85		
20ADY	14.59	-5.58E-06	1.68E-02	1.56E-02	1.45E-02	-3.01E+03	5.30E-04	0.93		
20ACZ	14.62	-2.32E-06	6.47E-02	6.44E-02	6.35E-02	-2.79E+04	4.65E-04	0.99	6.26E-02	0.98
23CY	18.00	-5.89E-06	2.38E-02	1.63E-02	1.38E-02	-4.04E+03	1.29E-03	0.79	8.95E-03	0.73
23.7AY	19.09	-8.26E-06	6.80E-03	6.78E-03	6.49E-03	-8.23E+02	1.44E-04	0.98	6.46E-03	0.97
23KAY	20.07	-7.71E-06	8.94E-03	8.62E-03	8.26E-03	-1.16E+03	1.79E-04	0.96		
23MAY	20.47	-1.72E-06	1.84E-02	1.80E-02	1.72E-02	-1.07E+04	4.10E-04	0.97		
25BY	21.16	-5.32E-06	1.23E-02	1.08E-02	1.04E-02	-2.30E+03	2.22E-04	0.92	1.01E-02	0.91
26AY	22.02	-2.89E-06	2.07E-02	1.89E-02	1.82E-02	-7.16E+03	3.70E-04	0.94		

El S-ratio y el HIRM se corresponden y reflejan los niveles estratigráficos en donde las fases minerales de alta coercitividad tienen un mayor aporte a la magnetización. El SIRM/X tiene variaciones importantes en donde el HIRM y el S-ratio varían. La mayor coincidencia de un valor alto de la susceptibilidad magnética (5.66×10^{-6} SI) con valores altos del SIRM/X (1.31×10^4 A/m) es a los 4.17 metros de la sección.

4.9 Curvas Termomagnéticas

De las curvas termomagnéticas obtenidas, es observable en la etapa de calentamiento una caída constante en la magnetización desde temperatura ambiente a los 410°C (Fig. 19), posteriormente tiene un incremento a los 440 °C y una caída de los 480 a los 550°C, desde aquí se mantiene estable hasta los 700°C excepto en la muestra 7.3 (Fig. 19 a) en la que la magnetización tiene un aumento abrupto a los 660°C y se mantiene estable de los 670 a los 700°C.

En la curva de enfriamiento la magnetización es estable de los 700 a los 560°C donde tiende a incrementarse hasta llegar a temperatura ambiente (Fig. 19 c, d). Dos curvas tienden a disminuir en intensidad magnética entre los 150 y 200°C y aumentar nuevamente hasta finalizar la medición a temperatura ambiente (Fig. 19 a, b).

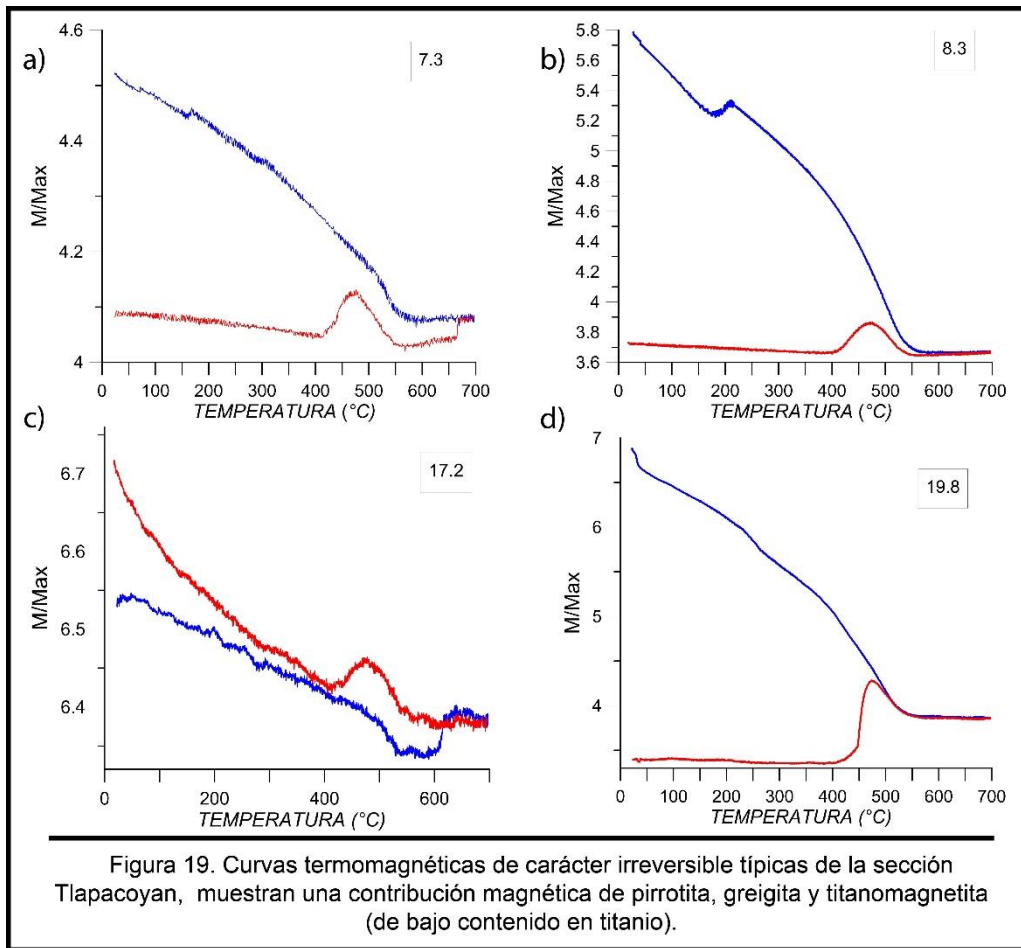


Figura 19. Curvas termomagnéticas de carácter irreversible típicas de la sección Tlapacoyan, muestran una contribución magnética de pirrotita, greigita y titanomagnetita (de bajo contenido en titanio).

Las curvas termomagnéticas son similares a las reportadas para sulfuros magnéticos pirrotita y greigita en el sentido de registrar fuerte alteración hacia los 400°C (Roberts y Turner, 1993; Roberts et al., 2011). El aumento observado en magnetización por arriba de los 400°C se atribuye generalmente a la transformación de minerales arcillosos que contienen Fe, como la clorita, formando magnetita como resultado del calentamiento.

4.10 SEM

Los sulfuros de hierro, posiblemente pirita y pirrotita, se observan en mayor abundancia que otras fases con Fe. La posible presencia de greigita (Fe_3S_4) se observa principalmente en la base de la sección como relictos de esférulos (Fig. 20c). La titanomagnetita o magnetita rica en titanio es el segundo grupo mineral más abundante y presenta evidencias de disolución, así como un recrecimiento de sulfuros de hierro en su superficie. En cuanto a los sulfuros de hierro observados, presentan evidencias de disolución y formación de hidróxidos de hierro (Figura 22), lo que se incrementa hacia la cima de la sección. En la base de la sección, las estructuras framboides (Figura 21a) predominan sobre las euhedrales (cúbicas; Fig. 21c) además de tener un alto grado de conservación. Es común encontrar agregados de sulfuros framboidales (¿pirrotita?) de entre 3 y 7 μm de diámetro constituidos de cristales euhedrales de menos de 1 μm que presentan un arreglo regular (Fig. 21a). La fase interpretada como pirrotita se presenta en cristales hexagonales que tienen tamaños de 3 a 5 μm (Fig. 21d) y en formas que parecen listones en tamaños menores a 1 μm ; a estos se les encuentra a lo largo de microfracturas (Fig. 21b). Los cristales euhedrales interpretados como pirita tienen tamaños de hasta 30 μm (Fig. 21c); aunque es menos frecuente, es posible observar minerales subhedrales desde 40 hasta 120 μm en su eje más largo (Fig. 22) y lo que pareciera ser una cadena de magnetosomas producto de bacterias magnetotácticas constituidas de cristales con tamaños inferiores a 0.5 μm (Figura 20d). De los óxidos de hierro, la titanomagnetita presenta evidencia de exsolución de alta temperatura en forma de la textura *Trellis* y en ocasiones ésta muestra el esqueleto del mineral y los espacios entre las lamelas de ilmenita se encuentran vacíos (Fig. 20a). Es posible observar agregados minerales de rutilo y el recrecimiento de un sulfuro de hierro en su superficie (Fig. 20b). Con base en la fórmula empírica se sabe que el Fe está presente en un 46.52% en la pirita (FeS_2), 60.39% en la pirrotita monoclinica (Fe_7S_8) y 61.06% en la pirrotita hexagonal (Fe_9S_{10}). Los picos de Ca (Calcio) y Si (Silicio) observados en el espectro corresponden a la matriz y no al mineral analizado. Para la identificación de cada sulfuro, con el analizador de Rayos-X se obtienen los porcentajes normalizados de los contenidos de Fe (Hierro) y S (Azufre).

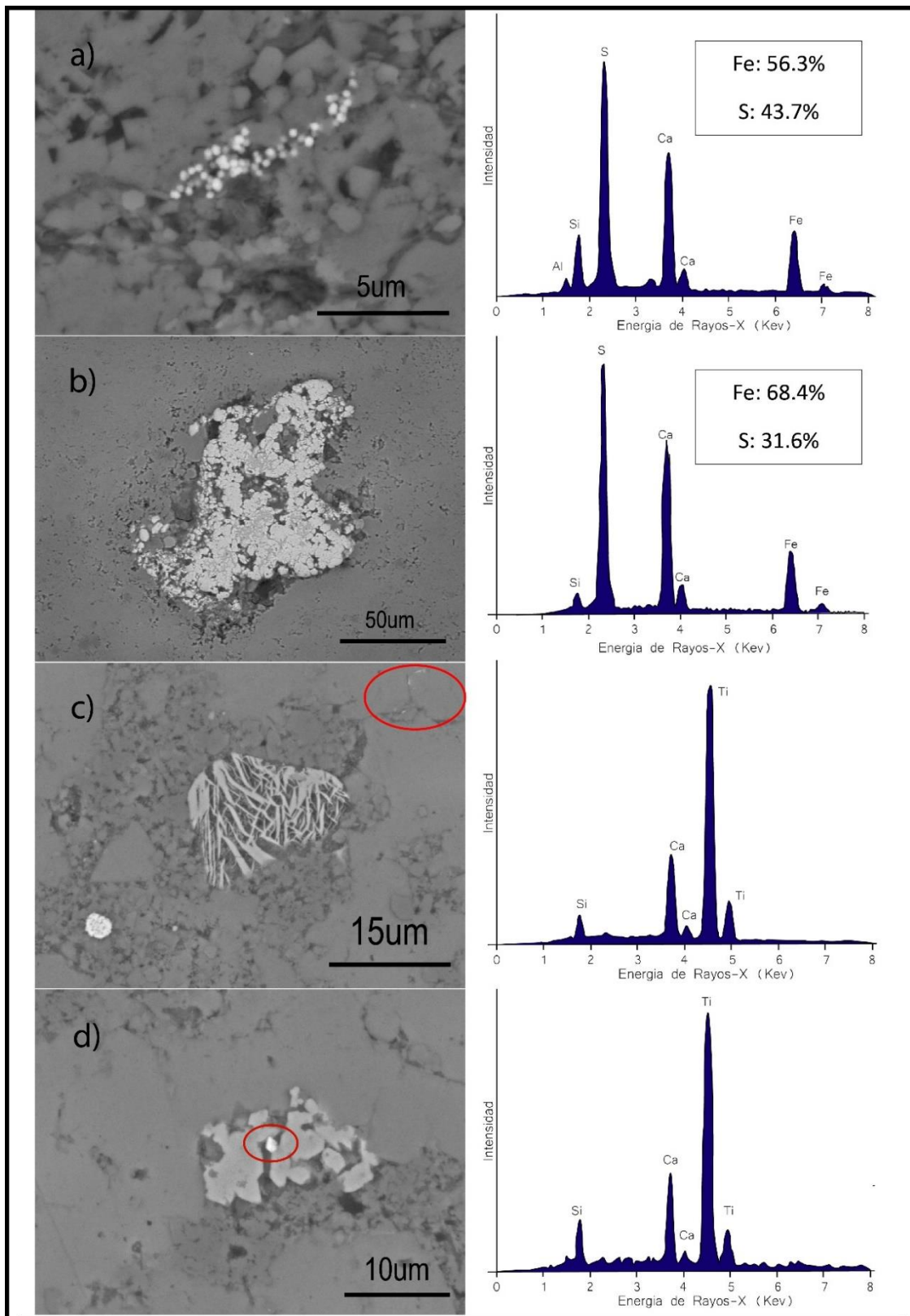


Fig. 20. Mineralogía y texturas típicas en la sección Tlapacoyan; a) Cadena de Magnetosomas de composición similar a la greigita; b) Pirrotita monoclinica con evidencia de disolución e intemperismo, en color gris claro se observan hidróxidos de hierro de neo formación; c) Estructura Trellis típica de Titanomagnetita; d) Rutilo con recrecimiento de un sulfuro en su superficie.

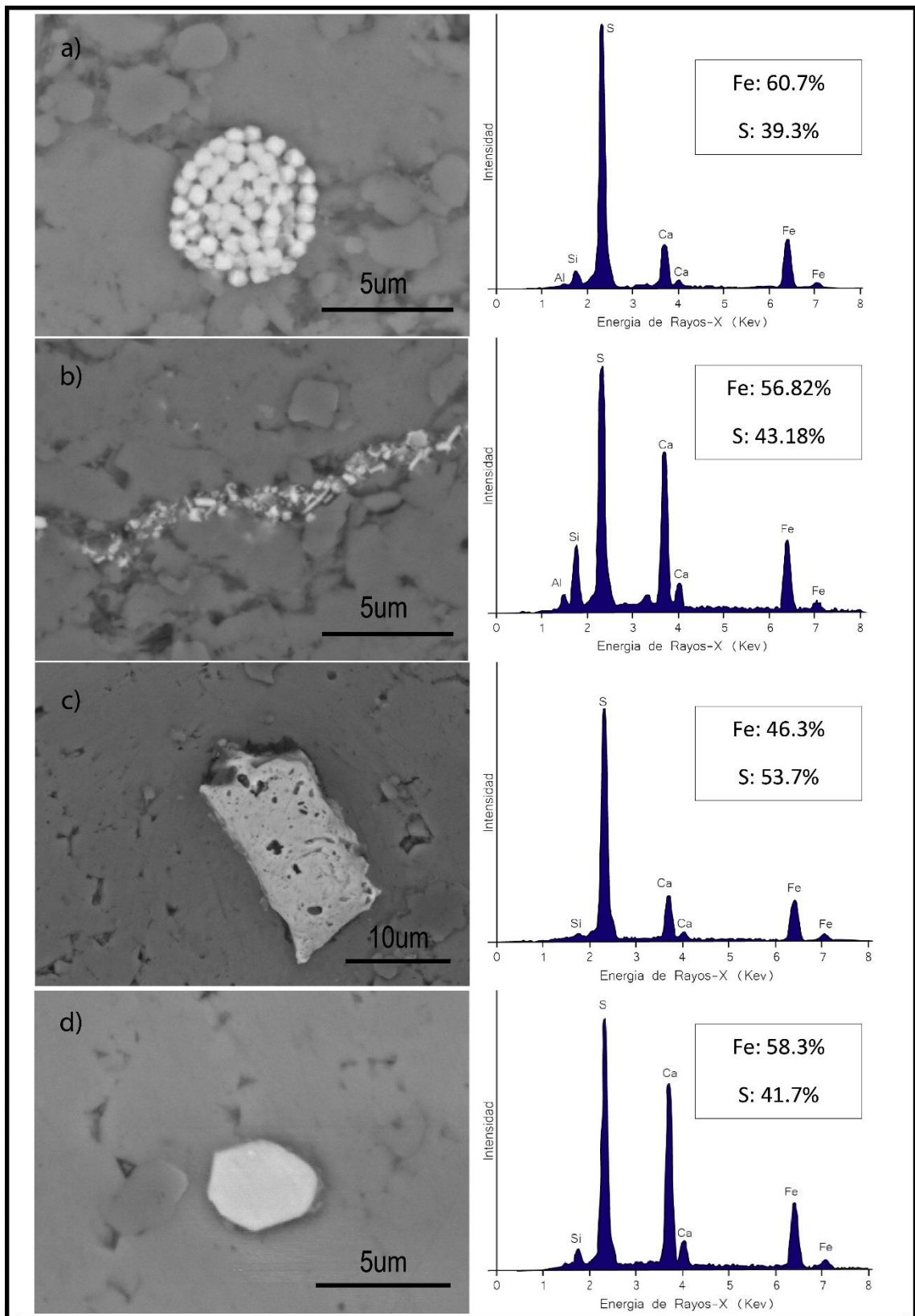
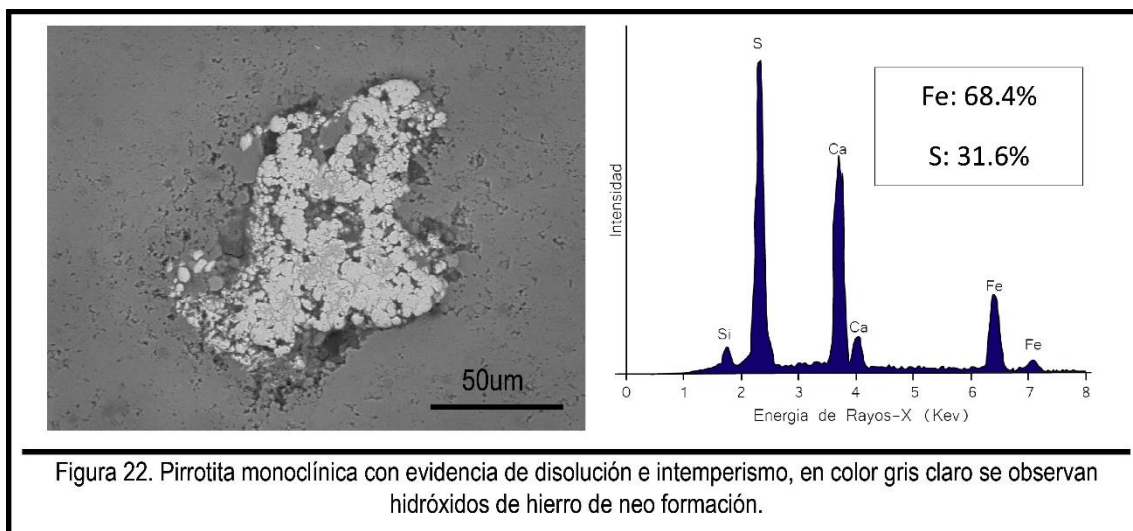


Figura 21. Mineralogía y texturas típicas en la sección Tlapacoyan; a) Estructura framboide de Pirrotita; b) Listones de Pirrotita de longitudes menores a 1µm; c) Pirita cúbica 20x10µm; d) Pirrotita en su fase hexagonal.



4.11 Magnetoestratigrafía

Con base en la polaridad de la componente característica, aislada mediante los métodos térmico y campos alternos, se construye el perfil magnetoestratigráfico que se muestra en la Fig. 23. Los límites de polaridad se establecen a la distancia media entre los sitios de muestreo donde se observa cambio de polaridad. La secuencia de polaridad magnética consiste en 12 zonas de polaridad inversa y 12 normales, esta sección es calibrada bioestratigráficamente con la especie *Calpionella alpina* Lorenz (Olóriz et al., 2018). Graficada también se encuentra la susceptibilidad magnética, el NRM, la columna estratigráfica, la bioestratigrafía con la que fue calibrada la escala (Olóriz et al., 2018) y la dirección de la magnetización característica remanente (ChRM) expresada en declinación e inclinación (Fig. 23). La base de la sección muestra altos valores del NRM y susceptibilidad magnética, estos coinciden con el predominio de las zonas magnéticas de polaridad reversa. En algunos casos el cambio de polaridad se corresponde con un cambio litológico, a la base de la sección predominan las zonas de polaridad inversa, coincidiendo con la alternancia de lutitas color negro, es a partir de los 5.7 metros de la base de la sección que las zonas de polaridad normal tienen mayor duración.

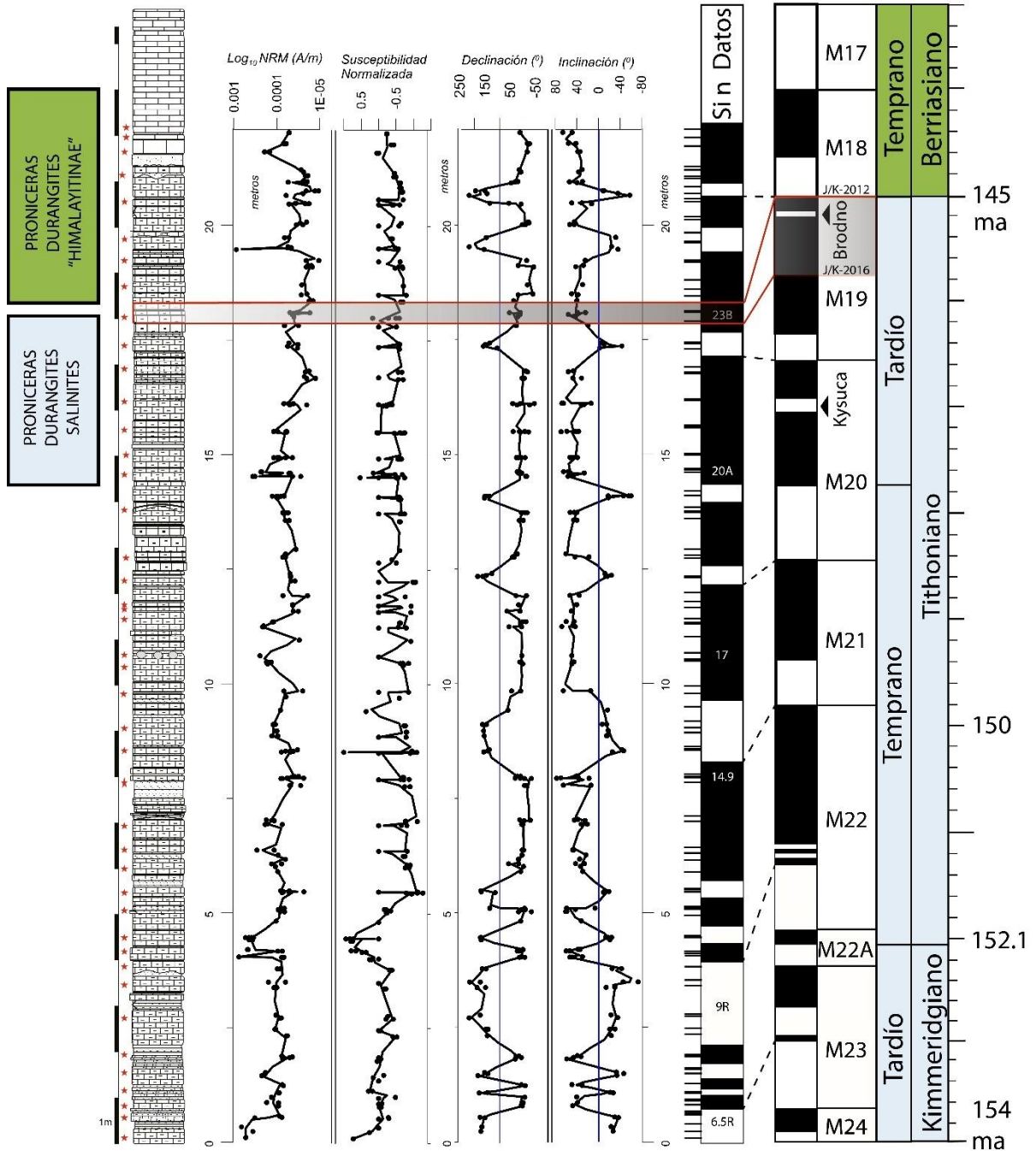


Fig. 23. A partir de la izquierda: Bioestratigrafía y columna estratigráfica de la sección Tlapacoyan (Olóriz et al. 2018), las estrellas color rojo indican los niveles donde se realizó muestreo paleomagnético ; Valores medidos de Magnetismo Natural Remanente (NRM) y Susceptibilidad Magnética (X); Dirección de la Magnetización Remanente Característica expresada en inclinación y declinación. Declinación: Las direcciones entre -50 y 50° corresponden a la componente de polaridad normal, de 150 a 220° corresponde a la componente inversa. Inclinación: Los valores positivos se corresponden a la componente normal y las negativas a la componente inversa. Las zonas de polaridad son expresadas en negro (normal) y blanco (reversa), las líneas negras al costado izquierdo representan la ubicación de las muestras paleomagnéticas. Las zonas de polaridad se comparan con el intervalo correspondiente de la Escala de polaridad Magnética publicada por Ogg et al. 2016. Se muestran las propuestas publicadas para el límite J/K: Ogg et al. (2016) lo ubica en la parte media del sub-cron M19n.2n, Ogg e Hinov (2012) ubican el límite entre los sub-chrones M19n.1n y M18r.

CAPÍTULO 5. DISCUSION E INTERPRETACION

5.1 NRM y Susceptibilidad magnética

5.1.1 NRM

La componente magnética primaria de las muestras se conserva y es posible definir las zonas de polaridad a lo largo de la sección. La magnetización remanente no fue afectada por el evento de remagnetización cretácica reportado por Böhnelt et al. (1990) en otras zonas de la Sierra Madre Oriental, ya que la sobreimpresión que reportan es de polaridad inversa y de alta temperatura. Una remagnetización se puede asociar a diversos factores como son la migración de fluidos orogénicos generados por esfuerzos compresivos (McCabe y Elmore, 1989; Oliver, 1986), a un ambiente reductor relacionado a la formación y la migración de hidrocarburos (Manning y Elmore, 2012). Ambos procesos han tenido influencia sobre las rocas del área de estudio. La provincia geológica SMO o Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es producto de los esfuerzos compresivos cretácicos y la Formación Pimienta es considerada como la roca generadora de petróleo en la Cuenca Tampico-Misantla (Martínez-Yañez, 2015).

5.1.2 Susceptibilidad Magnética

Las variaciones en la susceptibilidad magnética en las cercanías del límite J/K, en varios registros geológicos parece ser una característica a nivel global; Grabowski y Pszczółkowski (2006), Houša et al. (1999a; 2004) y Pruner et al. (2010) observan una disminución en ésta durante el Tithoniano Tardío; los autores coinciden en que es ocasionada por el aumento en la producción de carbonato de calcio y que el incremento en la susceptibilidad en el Berriasiano vendría asociado al alto flujo de detritos terrígenos. En la sección Tlapacoyan la susceptibilidad magnética disminuye hacia el Tithoniano Superior con respecto al Tithoniano Inferior (Fig. 23) y no se recupera hasta después del límite J/K; es importante mencionar que la Formación Tamaulipas Inferior es más carbonatada que la Formación Pimienta. (Eguiluz et al.,

2012; Goldhammer y Johnson, 1999; 2001; Longoria et al., 1999), por lo que este cambio litológico transicional explicaría el descenso en la susceptibilidad magnética. La disminución en la susceptibilidad coincide con un aumento en la relación S y esto apoya la hipótesis de dilución de la señal magnética por aumento en el carbonato de fondo en la matriz de la roca.

En cuanto al monitoreo de la susceptibilidad magnética en los métodos de desmagnetización térmica, el aumento observado desde los $\sim 320^{\circ}\text{C}$ en adelante, pero mayormente marcado hacia los 400°C , brinda indicios de la alteración de las fases minerales existentes, así como la formación de nuevas. En rocas calizas la desmagnetización termal genera la desestabilización de minerales como greigita, maghemita, goethita o pirrotita a temperaturas de $300\text{-}400^{\circ}\text{C}$ (Lowrie y Heller, 1982) para dar origen a trazas de magnetita muy finas a partir de los 400°C (Dekkers, 1988). El aumento en la susceptibilidad magnética entre los 300 y 400°C es probablemente debido a la presencia de pirrotita (Costanzo-Álvarez et al., 2012).

5.2 Coercividad

5.2.1 IRM (Isothermal Remanent Magnetism)

La saturación de las curvas del IRM a los 300mT coincide con la coercitividad teórica de saturación máxima reportada para la magnetita (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007; Dunlop et al., 1997; Kodama, 2012). Un incremento discreto en la curva de adquisición después de la inflexión a los 300mT ha sido observado por Costanzo-Álvarez et al. (2012), quien lo asocia a la presencia de pirrotita cuya coercitividad es del orden de $0.5\text{-}1\text{T}$ (Lowrie, 1990).

Las muestras en las que la adquisición de la remanencia es lenta y que no saturan a los 3.1T , son consideradas portadoras de un mineral de alta coercitividad como la Hematita, cuyos valores de saturación se encuentran en el rango de los $1.5\text{-}5\text{T}$ (Lowrie y Heller, 1982). Cuando la curva presenta aumento por arriba de 2T y muestre una

concauidad hacia arriba se interpreta que la goethita está presente. Es clara la variación en la mineralogía magnética, así como la interacción entre las especies minerales antes mencionadas, puede observarse a grandes rasgos el predominio de cada mineral o el aporte que tiene la población a cada curva de adquisición del IRM, este experimento se ve complementado con el análisis de componentes del IRM para la determinación y cuantificación de las distintas fases minerales, el cual es conocido como “*unmixing of magnetic components*” (Kruiver et al., 2001; Egli, 2003; 2004a).

5.2.2 Análisis de componentes del IRM (*Unmixing*)

La componente de baja coercitividad es interpretada como magnetita biogénica extracelular y de tipo detrítica, los resultados de este trabajo fueron comparados con los de Egli, 2004a. La componente de baja coercitividad tiene cierto traslape con la de intermedia, lo que puede traducirse en que los cristales minerales tienen un tamaño o coercitividad similar (Egli, 2003). La componente que tiene mayor contribución al espectro de coercitividad ($\log B_{1/2}=1.78$, 60.40 mT) está relacionada a la presencia de pirrotita e incluso de greigita, la cual no fue identificada de forma definitiva. Así mismo se reveló la presencia ocasional de hematita y goethita.

5.2.3 Desmagnetización DC (*Backfield*)

La fuerza coercitiva remanente de entre 40 y 60 mT ha sido reportada para la pirrotita con tamaño de entre 10 y 5 μm respectivamente (Halgedahl and Fuller, 1980; Clark, 1984; Dunlop et al., 1997; Rochette et al., 2001; Fox et al., 2015), las cuales son consideradas como partículas pseudo-dominio sencillo (PSD) (Halgedahl and Fuller, 1980; Fox et al., 2015).

Cambios en la pendiente de las curvas del backfield sugieren la presencia de una especie mineral con fuerza coercitiva remanente de aproximadamente 20 mT o ligeramente menor, su interpretación debe realizarse cuidadosamente ya que es

coincidente con el H_{cr} de partículas de magnetita de 3-4 μm (Gottschalk, 1935) y titanomagnetita ($X=0.4$) de 5 μm (Day et al., 1977). Dankers (1981) reporta para la titanomagnetita con H_{cr} de 23.5 mT un tamaño de entre 5 y 10 μm , esta última fuente se considera para interpretar la presencia de esta especie mineral y de origen detrítico.

El cálculo del S-300 confirma la presencia y predominio de minerales de baja coercitividad. Valores de 0.99 y 1 se relacionan con la presencia de magnetita (Gattacceca et al., 2014). Los valores entre 0.91 y 0.98 tienen influencia de una componente de mayor coercitividad la cual es visible en las curvas del IRM, estos valores se asociaron a la pirrotita. El valor más bajo es de 0.73 y se relaciona con la presencia de hematita.

5.2.4 Parámetros para la identificación de óxidos y sulfuros de hierro

Altos valores del parámetro SIRM/X han sido reportados en la literatura para especímenes que contienen greigita autigénica (Snowball, 1991; Roberts, 1995; Reynolds et al., 1999), estos se observan en la base de la sección, tendría entonces apariciones esporádicas de greigita.

La muestra 10.5BY tiene un HIRM ($4.76\text{E}-3$ A/m), SIRM/X ($1.31\text{E}+4$ A/m) altos y un S-ratio de 0.7, el 17CY tiene un HIRM mayor ($1.13\text{E}-2$ A/m), un SIRM/X bajo ($-1.62\text{E}+4$ A/m) y un S-Ratio de 0.66. En ambos la goethita aparece como el mineral que tiene una alta contribución al espectro de coercitividad según el “*unmixing*” del IRM. El valor del HIRM en la muestra 10.5BY puede verse atenuado por la contribución que tiene la greigita según el parámetro SIRM/X. Aunque valores altos del HIRM están asociados a una contribución a la remanencia principalmente por minerales antiferromagnéticos como son la hematita y la goethita, su presencia no puede ser cuantificada directamente (Liu et al., 2007).

5.2.5 Lowrie Test (Desmagnetización Térmica del IRM)

Las curvas obtenidas a partir del Lowrie Test muestran ciertas similitudes, pero también ciertas diferencias asociadas a la variación mineralógica. Las componentes de baja y alta coercitividad tienen predominio en las curvas analizadas, la componente intermedia, que tiene predominio en experimentos coercitivos mencionados anteriormente, es la que contribuye de menor manera.

La componente de baja coercitividad se asocia con la presencia de magnetita cuya temperatura de bloqueo es de 580°C (Dunlop y Ozdemir, 2001; Kodama, 2012), una temperatura más baja (550°C; Fig. 15 a, b, c) se relaciona con una baja concentración de Titanio (Moskowits, 1980).

La componente de coercitividad intermedia muestra menor contribución a la magnetización que la componente de baja coercitividad, la caída es rápida hasta los 390°C, perdiéndose completamente a los 550°C. La temperatura de 390°C puede asociarse a la pirrotita, la temperatura teórica de bloqueo es de 325°C (Dekkers, 1989) y puede verse incrementada debido a la alteración termal que da origen a trazas de magnetita muy fina que comienzan a hacerse presentes cerca de los 400°C (Dekkers, 1988).

A partir de los 390°C las temperaturas de bloqueo de las componentes de baja e intermedia coercitividad se sobreponen o tienen comportamiento similar, el traslape tiene dependencia directa de las similitudes en el tamaño de grano, la forma y la composición química de partículas existentes de magnetita y las nuevas creadas por la alteración termal de la pirrotita o de la greigita. Para diferenciar entre estas dos especies minerales, Torii et al. (1996) realizaron experimentos de desmagnetización del IRM, observaron que una disminución en la curva de coercitividad intermedia a los 200°C está asociada a la inestabilidad y descomposición termal de la Greigita. En el presente trabajo, el análisis de las componentes del IRM (*unmixing of magnetic components*) muestran que la especie mineral más abundante es la pirrotita, en cambio, el Lowrie Test no refleja la abundancia de esta, el uso de un campo de 400

mT pudo no haber sido insuficiente para inducir una magnetización y activar las partículas de pirrotita.

La magnetización de la componente de alta coercividad disminuye a los 680°C, temperatura de bloqueo de la Hematita (Lowrie y Heller, 1982). Es posible observar un cambio en la pendiente de la curva de magnetización a los 200°C en la muestra 17CY, el cual es atribuible a la deshidratación de la goethita (Dekkers, 1988), los parámetros *HIRM* y *S-ratio* corroboran que es la fase de alta coercitividad la que predomina en la muestra analizada.

5.3 Curvas Termomagnéticas

Acorde a las curvas termomagnéticas de la pirrotita que fueron descritas por Schwarz y Harris (1971) y Schwarz y Vaughan (1972), es que se considera que las curvas termomagnéticas obtenidas en el presente trabajo corresponden a la pirrotita monoclinica, con la variante de que la temperatura de bloqueo se encuentra a los 410°C y tienen un aumento inmediato. Tudryn y Tucholka (2004) observaron en muestras en las que interactúan pirita y greigita una magnetización mínima a los 400°C, seguida de un aumento inmediato, el cual es mucho mayor en muestras en las que predomina la pirita que en muestras dominadas por greigita. Se puede observar una fase mineral con temperatura de Curie entre 560°C y 580°C que indica la presencia de magnetita baja en Ti (Lattard et al., 2006; Roberts y Turner, 1993)

En la Fig. 19a se observa un ligero aumento en la magnetización inducida a los 660°C, lo que coincide con la temperatura de bloqueo de la hematita (Dunlop y Ozdemir, 2001), una temperatura de bloqueo menor a la teórica estaría asociada a un tamaño de grano muy fino, aunque existe la posibilidad a altas temperaturas de que la pirita o pirrotita se altere a hematita directamente (Dekkers, 1990), hecho corroborado en la curva termomagnética de la Fig. 19c, la magnetización de enfriamiento es menor a la de calentamiento, esto es debido a la conducta antiferromagnética de la hematita.

5.4 SEM

Aunque no es posible definir de manera precisa la fase mineral, es importante señalar que en la pirrotita se concentra una mayor cantidad de Fe que en la pirita. No todos los minerales magnéticos observados presentan evidencias de disolución, estas se incrementan hacia la parte superior de la sección donde los estratos de calizas oscuras se vuelven menos frecuentes y donde las magnetozonas de polaridad normal predominan sobre las inversas. Freeman (1986) menciona que el color oscuro de las calizas es indicativo de condiciones reductoras, lo que favorece la preservación de los sulfuros de Hierro.

La pirita formada en ambientes sedimentarios marinos se forma en la interfase agua/sedimento y usualmente presenta una estructura framboidal; se asocia comúnmente a la actividad biogénica en ambientes anóxicos. En la base de la sección, las estructuras framboides predominan además de tener un alto grado de conservación. La pirrotita con estructuras framboides no es tan común, pero existe la posibilidad de conservar un núcleo de pirita y haber crecido a partir de éste (Aleksandrov y Kamneva, 1976). En este trabajo se reconoce la presencia de pirrotita hexagonal en cristales euhedrales aislados de entre 4 y 20 μm (Fig. 21d) y cristales con tamaños menores de 1 μm rellenando fracturas acompañados de estructuras en forma de listón cuya formación pudo haber ocurrido en las últimas etapas de la diagénesis (Reynolds et al., 1993; Dinarés-Turell y Dekkers, 1999; Weaver et al., 2002).

Las bacterias magnetotácticas son de suma importancia en estudios paleomagnéticos y paleoambientales (Lean y McCave, 1998; Bazylinski y Frankel, 2004; Kopp y Kirschvink, 2008; Heslop et al., 2013). Un magnetosoma es una nano-partícula magnética generada por una bacteria magnetotáctica; se les encuentra en la zona de transición óxico-anóxica de la columna de agua o sedimento (Roberts et al., 2013), estas cadenas de partículas magnéticas se alinean con el campo magnético terrestre y usualmente están compuestas de greigita o magnetita (Fig. 20 d) (Roberts et al. 2011). Su composición puede modificarse en base a las condiciones red-ox del ambiente que puede favorecer el crecimiento de la pirrotita en la diagénesis (Weaver et al., 2002).

La disolución de la magnetita es común en ambientes tanto sub-óxicos como anóxicos durante la diagénesis (Karlin y Levi, 1983; Leslie et al., 1990a; 1990b), este mineral puede preservarse como un núcleo en los sulfuros de hierro, en algunos casos únicamente se conserva el esqueleto de la titanomagnetita y los espacios entre las lamellas de ilmenita se encuentran vacíos, el hierro movilizado pudo haber sido utilizado en la formación de los sulfuros de hierro (Nowaczyk, 2011) recreciendo sobre la titanomagnetita o sus relictos (Fig. 20b). Tal como lo sugieren Canfield et al. (1992), puede también ser precipitado en fracturas aledañas como se observa en la parte superior derecha de la Fig. 20a.

En la Fig. 22 se observa pirrotita monoclinica con evidencias de disolución y alteración. En dicha alteración la concentración de Fe es más alta que en las zonas sanas, por lo que se infiere se trata de un hidróxido de hierro, muy probablemente hematita.

Los cristales de sulfuros de hierro (pirrotita?) en tamaños mayores a 40 μm , son considerados como Multi-Dominio (MD) por Halgedahl y Fuller (1980) y son poco abundantes. Las partículas de pirrotita que predominan son las de dominio Pseudo-Sencillo (PSD) en tamaños de los 10 a 3 μm y las de dominio Sencillo (SD) en tamaños menores a 3 μm (Clark, 1984).

Para la titanomagnetita el límite SD/PSD se encuentra a 0.1 μm aproximadamente (Soffel, 1970; Moskowitz, 1980) y el PSD/MD a 10 μm (Moskowitz, 1980), por lo que se considera para el presente estudio en base al tamaño de grano titanomagnetita en Pseudo Dominio-Sencillo (PSD).

5.5 Magnetoestratigrafía

5.5.1 Desmagnetización del ChRM

El método de campos alternos remueve parcialmente la magnetización secundaria de tipo viscoso, esto puede ser por la dureza de minerales del tipo de los sulfuros (greigita o pirrotita), la presencia de hematita y/o la adquisición de magnetizaciones anistéricas durante la desmagnetización. La Magnetización Giro-Remanente (GRM) es adquirida

en laboratorio por muestras magnéticas anisotrópicas que son desmagnetizadas utilizando campos alternos (Fig. 10a). Esta magnetización es comúnmente adquirida por partículas de greigita de dominio sencillo (SD) (Stephenson y Snowball, 2001; Roberts et al., 2011).

En el método térmico, la *Componente 1*, es de tipo viscoso y constituye hasta el 95% de la magnetización, lo que permite inferir que la magnetización primaria es muy débil, aunado a esto las direcciones del NRM tienden al NE y son de tipo normal, una vez aislada esta componente revela la magnetización característica y su polaridad. La magnetización de la *Componente 2* considerada como característica (ChRM) reside en pirrotita, cuya temperatura de bloqueo para la variante monoclinica se reporta alrededor de los 320°C (Dekkers, 1989) y 270°C para la variante hexagonal (Schwarz y Vaughan, 1972). La *Componente 3* se considera que fue adquirida durante una transición o cambio en la dirección del vector del campo magnético terrestre, las transiciones de polaridad ocurren de manera rápida en la escala del tiempo geológico por lo que es difícil encontrar el registro grabado en la roca (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007; Valet et al., 2016).

5.5.2 Escala de Polaridad

Al comparar con la escala de Polaridad Magnética Global propuesta por Ogg et al. (2016), la zonación magnética del Río Filobobos se pudo ubicar dentro de las crones M23r.1n al M18n. Es observable una transición del predominio de magnetozonas de polaridad inversa al predominio de magnetozonas de polaridad normal. Con base en esta comparativa, la sección podría considerarse de edad Kimmeridgiano-Berriasiano, de los 152.6 a 144.6 ma.

Se identifican las subzonas reversas Kysuka (M20n.1r) y Brodno (M19n.1r) (Houša et al., 1999a; 1999b). La subzona interpretada como Kysuka no muestra alguna característica magnética resaltante, la subzona Brodno tiene un NRM y susceptibilidad magnética mayor que los especímenes aledaños.

5.5.3 Direcciones Paleomagnéticas

Las direcciones paleomagnéticas proporcionan una baja precisión en cuanto al cálculo de los VGP's de polaridad normal debido a la sobreimpresión del NRM. Tentativamente, el rango de edad comprendido en la sección magnetoestratigráfica va de los 152.96 a 144 ma, con base en Torsvik et al. (2012), es de esperarse declinaciones de $\sim 340^\circ$ e inclinaciones de $\sim 30^\circ$. La declinación de la componente considerada de tipo viscoso (*Dec*: 16.6°) es mayor a la esperada para un campo magnético actual (*Dec*: $\sim 3^\circ$), estas variaciones se deben muy probablemente a la baja precisión y dispersión de los datos asociada a la re-impresión magnética además de las anomalías magnéticas locales o quizá al fenómeno de *underprinting*, donde la componente reversa contamina las direcciones viscosas.

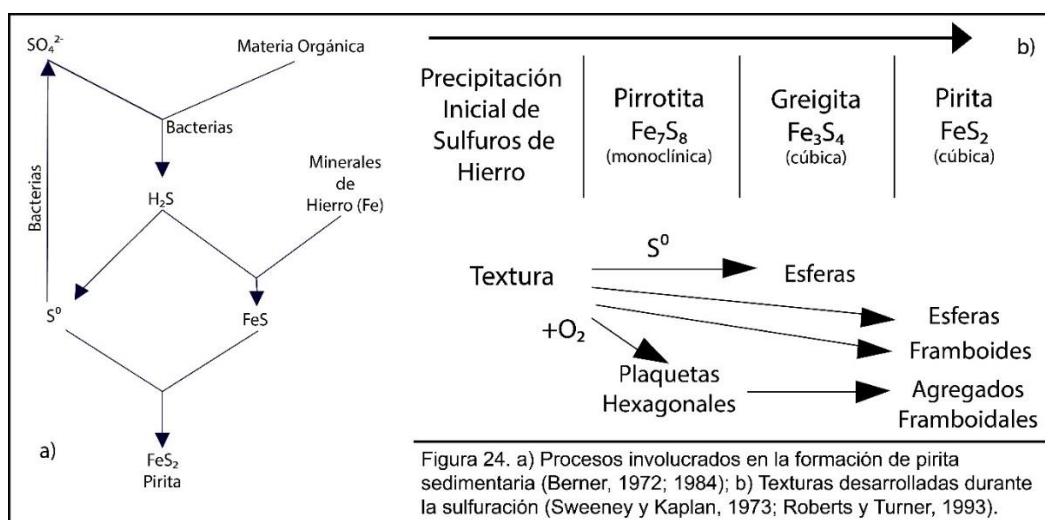
Los especímenes con direcciones transicionales conservan su polaridad en todo el proceso de desmagnetización térmica, es muy probable que se asocie a una buena preservación de los sulfuros de hierro ferrimagnéticos (Pirrotita y Greigita).

La dirección media de la componente inversa es *Dec/Inc*: $166.5^\circ/-18.9^\circ$ y la media de la componente normal *Dec/Inc*: $340.6^\circ/44^\circ$. De transponerlas el ángulo entre estas es de 25.6° , que acorde al *Reversal Test* según McFadden y McElhinny (1990) se clasifica como indeterminado ($\gamma_c > 20^\circ$). Al promediarlas se obtiene una dirección *Dec/Inc*: $344.2^\circ/23.8^\circ$, la cual es coincidente, dentro del error estadístico, con las esperadas para el Jurásico-Cretácico (*Dec/Inc*: $\sim 340^\circ/30^\circ$; Torsvik et al., 2012).

Dentro de las causas de las variaciones en las direcciones paleomagnéticas se encuentra la formación de óxidos de hierro a partir de los minerales de hierro detríticos, la magnetización primaria de tipo DRM/pDRM es afectada por una de tipo ChRM. La oxidación y disolución progresiva de los sulfuros de hierro puede formar óxi-hidroxidos de hierro portadores de una magnetización viscosa y destruir o al menos afectar cualquier señal paleomagnética, como es el caso del presente trabajo.

5.5.4 Formación de Sulfuros y adquisición de magnetización

El proceso de formación de sulfuros de hierro en ambientes sedimentarios ocurre en la interfase agua-sedimentos a través de la reacción de los oxi-hidróxidos de hierro detríticos con el H_2S ; éste es generado por la reducción del azufre y el sulfato disueltos por las bacterias que usan la materia orgánica como agente reductor y como fuente de energía (Fig. 24 a) (Berner, 1972; 1984). La pirita es el producto final en el proceso de formación de una serie de sulfuros, ésta es estable bajo condiciones reductoras y es paramagnética, los principales factores que controlan su formación son el contenido de materia orgánica, los minerales de hierro primarios y la disponibilidad de sulfato disuelto; los productos intermedios del proceso son los sulfuros ferrimagnéticos pirrotita y greigita (Fig. 24 b) (Roberts y Turner, 1993).



Una magnetización remanente química (ChRM) es adquirida por la pirrotita y la greigita en una etapa temprana de los procesos post-depositacionales. La precisión de las direcciones del campo magnético que son grabadas en los sulfuros puede verse comprometidas, este fenómeno suele encontrarse en la literatura como “delayed NRM” (Van Hoof y Langereis, 1991; Tarduno y Wilkison, 1996; Sukanuma et al., 2010). Esta magnetización de tipo ChRM puede verse afectada por la formación de oxi-hidróxidos de hierro a partir de la oxidación de los sulfuros, propiciando así una magnetización de tipo viscoso que afectaría cualquier señal paleomagnética antigua.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

Se obtuvieron 223 muestras de 26 niveles estratigráficos en una sección de 22 m de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior. Para el análisis paleomagnético el método térmico resulta ser el más efectivo ya que se pueden aislar 3 componentes de magnetización. La componente que predomina es de carácter viscoso, dirigida al noreste y de inclinación positiva; ésta es revelada entre los 120 y 170°C. Las direcciones consideradas jurásicas pertenecen a la componente de polaridad normal e inversa cuya temperatura de bloqueo es de entre 220 y 340°C, asociada la greigita y pirrotita hexagonal y monoclinica, minerales en los que reside la magnetización de tipo ChRM. Esta componente fue adquirida en una etapa temprana de la diagénesis por la reducción de sulfuros. La titanomagnetita considerada de origen detrítico está presente como la componente que más contribuye al espectro de coercitividad después de la pirrotita-greigita. Por último, se encuentran la hematita y goethita en menores proporciones y con presencia esporádica a lo largo de la sección. Las faunas de amonites predominantes en la parte alta de la sección son *Durangites*, *Proniceras* y *Salinites*. De los calpionélidos, la especie *Calpionella alpina* Lorenz se utiliza como guía para definir el límite J/K. El perfil magnetoestratigráfico se ubicó entre las magnetozonas M23r.1n y M18n, el límite J/K propuesto se sitúa dentro de la magnetozona M19n.2n, entre el 13.1 y 37.32% del espesor total de la magnetozona. También fue posible definir las subzonas reversas Kysuka (M20n.1r) y Brodno (M19n.1r). Es importante, en futuros estudios de la zona, la integración de datos paleomagnéticos, sedimentológicos, litoestratigráficos, bioestratigráficos y geoquímica isotópica para definir con exactitud el rango de edad de la Sección Tlapacoyan. La susceptibilidad magnética coincide con la buena preservación de las estructuras framboidales, la caída más abrupta es a los 5.7 metros de espesor y coincide con el aumento de la disolución y remplazamiento en la pirrotita, así como con la presencia de fases minerales de mayor coercitividad interpretadas como goethita y hematita. A pesar de que el NRM tiene una fuerte contribución de tipo viscoso y una débil magnetización primaria permite realizar el cálculo de las direcciones paleomagnéticas del J/K y la construcción de una secuencia de polaridad magnética tentativamente correlacionable con la propuesta por Ogg et al. (2016).

BIBLIOGRAFÍA

- Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Remane, J. (1994). The Jurassic-Cretaceous boundary in Northeastern Mexico. Confrontation and correlations by microfacies, clay minerals mineralogy, calpionellids and ammonites. *Geobios*, 27, 37-56.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Keller, G. (1996). Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: implications for origin and nature of deposition. Geological Society of America Special paper, 307, 211-226.
- Aleksandrov, I. V., & Kamneva, A. I. (1976). Derivatographic investigation of the organomineral compounds of brown coals. *Solid Fuel Chemistry*, 10(2), 76-79.
- Barboza-Gudiño, J. R., Hoppe, M., Gómez, M., & Martínez, P. R. (2004). Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3).
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., & Barajas-Nigoche, L. D. (2010). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6(5), 621-640.
- Bazylinski, D. A., & Frankel, R. B. (2004). Magnetosome formation in prokaryotes. *Nature Reviews Microbiology*, 2(3), 217-230.
- Berner, R. A. (1972) Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget. In *The Changing Chemistry of the Oceans: Nobel Symposium 20* (eds. D. DYRSSEN and D. JAGNER) Almavist and Wiksell, 347-361.
- Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(4), 605-615.
- Beutel, E. K. (2009). Magmatic rifting of Pangaea linked to onset of South American plate motion. *Tectonophysics*, 468(1), 149-157.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R., & Doh, S. J. (1992). Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4), 4361-4375.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las Calizas Cretácicas del Este de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 8, 389-489.
- Böhnel, H., Gose, W. A., Testarmata, M. M., & Noriega, G. B. (1990). Palaeomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, Mexico: evidence for Early Cretaceous or Laramide remagnetization?. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 211-223.

- Bralower, T. J., Monechi, S., & Thierstein, H. R. (1989). Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. *Marine Micropaleontology*, 14(1-3), 153-23.
- Buffler, R. T., & Sawyer, D. S. (1985). Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico basin.
- Burckhardt C. (1906b).- La faune Jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur.- Boletín del Instituto de Geología de México, México D.F., vol. 23, p. 1-217.
- Butler, R. F. (1998). Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic edition, 23.
- Canfield, D. E., Raiswell, R., & Bottrell, S. H. (1992). The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292(9), 659-683.
- Cantú-Chapa, A. (1967). El límite Jurásico-Cretácico en Mazatepec, Puebla. *Instituto Mexicano del Petróleo, sección geología, monografía*, 1, 3-24.
- Cantú-Chapa, A. (1971). La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 17-40.
- Cantú-Chapa, A. (1982). The Jurassic-Cretaceous boundary in the subsurface of Eastern Mexico. *Journal of Petroleum Geology*, 4(3), 311-318.
- Cantú-Chapa, A. (1984). El Jurásico Superior de Tamán, San Luis Potosí, Este de México. Memoria III Congreso Latinoamericano de Paleontología, Oaxtepec, Morelos, 207–215.
- Cantú-Chapa, A. (1989). Precisiones sobre el límite Jurásico-Cretácico en el subsuelo del Este de México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, 2(1), 26-69.
- Cantú-Chapa, A. (1999). Confrontation of stratigraphic methods to define the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern Mexico subsurface. *En* Bartolini, C, Wilson, J. y Lawton, T. eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper, 340, 93-104.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1-2), 1-98.
- Chadima, M., & Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, 27, 20-21.
- Chadima, M., Pruner, P., Šlechta, S., Grygar, T., & Hirt, A. M. (2006). Magnetic fabric variations in Mesozoic black shales, Northern Siberia, Russia: Possible paleomagnetic implications. *Tectonophysics*, 418(1-2), 145-162.

- Channell, J. E. T., Erba, E., & Lini, A. (1993). Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from Northern Italy and Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters*, 118(1-4), 145-166.
- Clark, D. A. (1984). Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. *Geophysical Research Letters*, 11(3), 173-176.
- Colloque sur la limite jurassique-cretace. (1975). *Colloque sur la limite jurassique-cretace, Lyon, Neuchatel, septembre, 1973*. Paris: Editions du B.R.G.M.
- Costanzo-Álvarez, V., Aldana, M., Bayona, G., López-Rodríguez, D., & Blanco, J. M. (2012). Rock magnetic characterization of early and late diagenesis in a stratigraphic well from the Llanos foreland basin (Eastern Colombia). *Geological Society, London, Special Publications*, 371(1), 199-216.
- Dankers, P. (1981). Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64, 447-461.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 13(4), 260-267.
- Dekkers, M. J. (1988). Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *Ph. D. Thesis*, State University of Utrecht, 231.
- Dekkers, M. J. (1989). Magnetic properties of natural pyrrhotite. II. High-and low-temperature behaviour of Jrs and TRM as function of grain size. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57(3-4), 266-283.
- Dekkers, M. J. (1990). Magnetic monitoring of pyrrhotite alteration during thermal demagnetization. *Geophysical Research Letters*, 17(6), 779-782.
- Dewey, J. F. (1988). Lithospheric stress, deformation, and tectonic cycles: the disruption of Pangaea and the closure of Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1), 23-40.
- Dinarès-Turell, J. & M. J. Dekkers (1999). Diagenesis and remanence acquisition in the Lower Pliocene Trubi marls at Punta di Maiata (southern Sicily): palaeomagnetic and rock magnetic observations. *Geological Society, London, Special Publications* 151 (1), 53-69.
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., & Schmidt, P. W. (1997). Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin 2. Origin of anomalously high unblocking temperatures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B12), 27285-27295.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2001). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge University press, 596.

- Echánove, E. O. (1986). Geología petrolera de la Cuenca de Burgos. Parte I. Consideraciones Geológico–petroleras: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38(1), 3-39.
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Egli, R. (2004a). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments. *Studia geophysica et geodaetica*, 48(2), 391-446.
- Egli, R. (2004b). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(13), 851-867.
- Egli, R. (2004c). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(13), 869-884.
- Eguiluz de Antuñano, S., Olivares-Ramos, D., & López-Martínez, R. (2012). Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México: Su posible correlación con un límite de secuencia global. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 87-102.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 217, No. 1130, pp. 295-305). The Royal Society.
- Fox, B. R., Wartho, J., Wilson, G. S., Lee, D. E., Nelson, F. E., & Kaulfuss, U. (2015). Long-term evolution of an Oligocene/Miocene maar lake from Otago, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(1), 59-76.
- Frank, U., N. R. Nowaczyk, and J. F. W. Negendank (2007), Rock magnetism of greigite bearing sediments from the Dead Sea, Israel, *Geophys. J. Int.*, 168, 921–934.
- Freeman, R. (1986). Magnetic mineralogy of pelagic limestones. *Geophysical Journal International*, 85(2), 433-452.
- Gattacceca, J., Rochette, P., Scorzelli, R. B., Munayco, P., Agee, C., Quesnel, Y., & Geissman, J. (2014). Martian meteorites and Martian magnetic anomalies: A new perspective from NWA 7034. *Geophysical Research Letters*, 41(14), 4859-4864,
- Gaxiola, J. R. (2004). A triple junction in the Gulf of México: Implications for deep petroleum exploration. *Geofísica Internacional*, 43(3), 395-414.

- Godínez-Urban, A., Molina Garza, R. S., Geissman, J. W., & Wawrzyniec, T. (2011). Paleomagnetism of the Todos Santos and La Silla Formations, Chiapas: implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7(1), 145-158.
- Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Geological Society of America Special paper*, 340, 1-58.
- Goldhammer, R.K., & Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, in Bartolini, c. Buffler, R.T., and Cantú –Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and Petroleum systems: *American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, p. 45-81.
- Gottschalk, V. H. (1935). The coercive force of magnetite powders. *Physics*, 6(4), 127-132.
- Grabowski, J., & Pszczółkowski, A. (2006). Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27(3), 398-417.
- Gubbins, D., & Herrero-Bervera, E. (Eds.). (2007). *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer Science & Business Media, 1054.
- Guerrero, J. C., Herrero-Bervera, E., & Helsley, C. E. (1990). Paleomagnetic evidence for post-Jurassic stability of southeastern Mexico: Maya terrane. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B5), 7091-7100.
- Halgedahl, S., & Fuller, M. (1980). Magnetic domain observations of nucleation processes in fine particles of intermediate titanomagnetite. *Nature*, 288(5786), 70.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(4793), 1156-1167.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Sea - level changes - an integrated approach. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 42, 26-108.
- Heim, A. (1926). *Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México)* (Vol. 1416).
- Hermoso-de la Torre, C., & Martínez-Pérez, J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. *Boletín*, 24, 45-64.

- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, 148(1), 58-64.
- Heslop, D., Roberts, A. P., Chang, L., Davies, M., Abrajevitch, A., & De Deckker, P. (2013). Quantifying magnetite magnetofossil contributions to sedimentary magnetizations. *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 58-65.
- Horng, C. S. (2018). Unusual magnetic properties of sedimentary pyrrhotite in methane seepage sediments: Comparison with metamorphic pyrrhotite and sedimentary greigite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(6), 4601-4617.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M., Man, O., Pruner, P., & Venhodová, D. (1999a). High-resolution magnetostratigraphy and micropalaeontology across the J/K boundary strata at Brodno near Žilina, western Slovakia: summary of results. *Cretaceous Research*, 20(6), 699-717.
- Houša, V., Krs, M., Man, O., Pruner, P., & Venhodova, D. (1999b). Correlation of magnetostratigraphy and calpionellid biostratigraphy of Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50, 125-144.
- Houša, V., Krs, M., Man, O., Pruner, P., Venhodová, D., Cecca, F. & Piscitello, M. (2004). Combined magnetostratigraphic, palaeomagnetic and calpionellid investigations across Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Bosso Valley, Umbria, central Italy. *Cretaceous Research*, 25(5), 771-785.
- Imlay, R. W. (1938). Studies of the Mexican geosyncline. *Bulletin of the Geological Society of America*, 49(11), 1651-1694.
- Imlay, R. W. (1939). Upper Jurassic ammonites from Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 50(1), 1-78.
- Imlay, R. W. (1944). Cretaceous formations of central America and Mexico. *AAPG Bulletin*, 28(8), 1077-1195.
- Jordanova, N. (2017). Magnetism of soils with limitations to root growth. *Soil Magnetism*, 221–285.
- Karlin, R., & Levi, S. (1983). Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature*, 303(5915), 327.
- Kietzmann, D. A., Iglesia Llanos, M. P., Ivanova, D. K., Kohan Martínez, M., & Sturlesi, M. A. (2018). Toward a multidisciplinary chronostratigraphic calibration of the Jurassic-Cretaceous transition in the Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75, 175-187.
- King, J. W., Banerjee, S. K., & Marvin, J. (1983). A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), 5911-5921.

- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I., & Mapes, R. H. (Eds.). (2015). *Ammonoid paleobiology: from macroevolution to paleogeography*. Topics in Geobiology. Springer. Vol. 44, 3-24.
- Kodama, K. P. (2012). *Paleomagnetism of sedimentary rocks: Process and interpretation*. John Wiley & Sons. 184 p.
- Kopp, R. E., & Kirschvink, J. L. (2008). The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria. *Earth-Science Reviews*, 86 (1-4), 42-61.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3), 269-276.
- Lakova, I., Stoykova, K., & Ivanova, D. (1999). Calpionellid, nannofossil and calcareous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Carpathica*, 50(2), 151-168.
- Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., & Sauerzapf, U. (2006). Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Lean, C. M. B., & McCave, I. N. (1998). Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Chatham Rise, SW Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 247-260.
- Leslie, B. W., Lund, S. P., & 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4), 4437-4452.
- Leslie, B. W., Hammond, D. E., Berelson, W. M., & Lund, S. P. (1990b). Diagenesis in anoxic sediments from the California continental borderland and its influence on iron, sulfur, and magnetite behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B4), 4453-4470.
- Liu, Q., Roberts, A. P., Torrent, J., Horng, C. S., & Larrasoana, J. C. (2007). What do the HIRM and S-ratio really measure in environmental magnetism?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9).
- Longoria, J. F. (1977). Bioestratigrafía del Cretácico Inferior basada en microfósiles planctónicos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38(1), 2-17.

- Longoria, J.F., Clowes, D.M., Monreal, R. (1999). Type Mesozoic succession of northern Mexico: Cañon La Casita, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 287-318.
- López-Caballero, I., Villaseñor, A. B., & Olóriz, F. (2007). Sobre una asociación de ammonites del Jurásico superior (Tithonico) de Mazatepec, Puebla, México. In 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero (Vol. 8, pp. 245-249).
- López-Martínez, R., Barragán, R., & Reháková, D. (2013). The Jurassic/Cretaceous boundary in the Apulco area by means of calpionellids and calcareous dinoflagellates: an alternative to the classical Mazatepec section in eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 142-151.
- López-Martínez, R., Barragán, R., Reháková, D., Martini, M., & Eguiluz de Antunano, S. (2015). Calpionellid biostratigraphy, U-Pb geochronology and microfacies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Pimienta Formation (Tamazunchale, San Luis Potosí, central-eastern Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(1), 75-86.
- López-Ramos, E. (1979), *Geología de México*, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., 454 p.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159-162.
- Lowrie, W., & Heller, F. (1982). Magnetic properties of marine limestones. *Reviews of Geophysics*, 20(2), 171-192.
- Manjarrez-Hernández y Hernández-de la Fuente, R. (1989). Informe Geológico Final "Prospecto Cardel" IGPR-278. Coordinación Regional de Exploración Superintendencia de Operación Geológica Zona Centro. Instituto Mexicano del Petróleo, (132 pp. Unpublished report).
- Manning, E. B., & Elmore, R. D. (2012). Rock magnetism and identification of remanence components in the Marcellus Shale, Pennsylvania. *Geological Society, London, Special Publications*, 371(1), 271-282.
- Martínez-Yañez, M. (2015). Estudio de la Formación Pimienta para evaluar su potencial como un yacimiento no convencional del tipo gas/oil; implicaciones y aportaciones, Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 178 p.
- Marton, G., & R. T. Buffler. (1994). Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico Basin. *International Geology Review* 36:545–86.
- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. (2016a). Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges. *Earth-science reviews*, 155, 28-48.

- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. (2016b). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, *95*, 140-145.
- McCabe, C., & Elmore, R. D. (1989). The occurrence and origin of late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Reviews of Geophysics*, *27*(4), 471-494.
- McElhinny, M. W. (1964). Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, *8*(3), 338-340.
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1990). Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, *103*(3), 725-729.
- Michalzik, D. (1991). Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE Mexico) and its relation to the early opening of the Gulf of Mexico. *Sedimentary Geology*, *71*(3-4), 243-259.
- Michalík, J., & Reháková, D. (2011). Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art. *Geoscience Frontiers*, *2*(4), 475-490.
- Molina-Garza, R. S., Lawton, T. F., Barboza Gudiño, J. R., Sierra-Rojas, M. I., Figueroa Guadarrama, A., & Pindell, J. (2020). Geochronology and correlation of the Todos Santos Group, western Veracruz and eastern Oaxaca States, Mexico: Implications for regional stratigraphic relations and the rift history of the Gulf of Mexico. *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins. Geological Society of America, Special Paper*, 546.
- Moskowitz, B. M. (1980). Theoretical grain size limits for single-domain, pseudo-single-domain and multi-domain behavior in titanomagnetite ($x=0.6$) as a function of low-temperature oxidation. *Earth and Planetary Science Letters*, *47*(2), 285-293.
- Muir, J. M. (1936). Geology of the Tampico Region, Mexico: ERRATUM. *AAPG Bulletin*, *20*(11), 1495-1495.
- Nowaczyk, N. R. (2011). Dissolution of titanomagnetite and sulphidization in sediments from Lake Kinneret, Israel. *Geophysical Journal International*, *187*(1), 34-44.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón-Sánchez, B. E., & Silva-Pineda, A. (1999). Red beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico, in Bartolini, C., et al., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 340, p. 59–68
- Ogg, J. G., Hinnov, L. A., 2012. The Cretaceous Period. In: Gradstein et al., *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier Publ. Co.
- Ogg, J. G., Ogg, G., & Gradstein, F. M. (2016). *A concise geologic time scale: 2016*. Elsevier. 240 pp.

- Oliver, J. (1986). Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14(2), 99-102.
- Olóriz, F., & Tavera, J. M. (1989). The significance of Mediterranean ammonites with regard to the traditional Jurassic-Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 10(3), 221-237.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., & González-Arreola, C. (2003). Major lithostratigraphic units in land-outcrops of north-central Mexico and the subsurface along the northern rim of Gulf of Mexico Basin (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous): a proposal for correlation of tectono-eustatic sequences. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(3), 119-142.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., González-Arreola, C., & Westermann, G. E. G. (1999). Ammonite biostratigraphy and correlations in the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous La Caja Formation of North-Central Mexico (Sierra de Catorce, San Luis Potosí). In *Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods* (pp. 463-491). Springer US.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., & González-Arreola, C. (2000). Geographic control on phenotype expression. The case of *Hybonoticeras mundulum* (Oppel) from the Mexican Altiplano. *Lethaia*, 33(3), 157-174.
- Olóriz, F., Villaseñor, A. B., Jeremiah, J., Delgado-Huertas, A., Rosales, J. M. & Molina-Garza, R. S. (2018). Approaching paleoenvironmental conditions across the Jurassic-Cretaceous boundary in epicontinental deposits north of Veracruz state, eastern-central Mexico. 10th International Congress on the Jurassic System: San Luis Potosi, Mexico. (pp. 115-117).
- Opdyke, M. D., & Channell, J. E. (1996). *Magnetic stratigraphy* (Vol. 64). Academic press. 346 pp.
- Pedrazzini, C., & Bazañez-Loyola, M. A. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio–Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec. *Estados de Hidalgo y Veracruz, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10(3), 6-25.
- PEMEX, P.M. (1988). Estratigrafía de la república Mexicana: Mesozoico. México, DF, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, Informe Inédito, 229 pp.
- Peterson, J. A. (1985). *Petroleum geology and resources of northeastern México* (Vol. 943). US Government Printing Office. 59 pp.
- Pindell, J. L. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto- Caribbean. *Tectonics* 4:1–39.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1-55.

- Pruner, P., Houša, V., Olóriz, F., Košťák, M., Krs, M., Man, O. & Mazuch, M. (2010). High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escaño section (southern Spain). *Cretaceous Research*, 31(2), 192-206.
- Remane, J. (1991). The Jurassic-Cretaceous boundary: problems of definition and procedure. *Cretaceous Research*, 12(5), 447-453.
- Reynolds RL, Goldhaber M, Tuttle ML (1993) Sulfidization and magnetization above hydrocarbon reservoirs. Hydrocarbons and magnetizations in magnetite. In: *Applications of Paleomagnetism to Sedimentary Geology. SEPM Special Publication 49* (eds Aissaoui DM, McNeill DF, Hurley NF), pp. 79-167.
- Reynolds, R. L., Rosenbaum, J. G., van Metre, P., Tuttle, M., Callender, E., & Goldin, A. (1999). Greigite (Fe₃S₄) as an indicator of drought—The 1912–1994 sediment magnetic record from White Rock Lake, Dallas, Texas, USA. *Journal of Paleolimnology*, 21(2), 193-206.
- Roberts, A. P. (1995). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄). *Earth and Planetary Science Letters*, 134(3-4), 227-236.
- Roberts, A. P., & Turner, G. M. (1993). Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 115(1-4), 257-273.
- Roberts, A. P., Chang, L., Rowan, C. J., Horng, C. S., & Florindo, F. (2011). Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): An update. *Reviews of Geophysics*, 49(1).
- Roberts, A. P., Florindo, F., Chang, L., Heslop, D., Jovane, L., & Larrasoana, J. C. (2013). Magnetic properties of pelagic marine carbonates. *Earth-science reviews*, 127, 111-139.
- Robertson, D. J., & France, D. E. (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 82(3-4), 223-234.
- Robinson, S. G. (1986). The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 42(1-2), 22-47.
- Rubio-Cisneros, I. I., & Lawton, T. F. (2011). Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of Early-Middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension. *Geosphere*, 7(1), 159-170.
- Rochette, P., Lorand, J. P., Fillion, G., & Sautter, V. (2001). Pyrrhotite and the remanent magnetization of SNC meteorites: a changing perspective on Martian magnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(1), 1-12.

- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin*, 71(4), 419-451.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389- 444.
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65-67.
- Schneider, A. C., Heimhofer, U., Heunisch, C., & Mutterlose, J. (2018). The Jurassic–Cretaceous boundary interval in non-marine strata of northwest Europe—New light on an old problem. *Cretaceous Research*, 87, 42-54.
- Schwarz, E. J., & Harris, D. C. (1971). Phases in natural pyrrhotite and the effect of heating on their magnetic properties and composition. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 22(4), 463-470.
- Schwarz, E. J., & Vaughan, D. J. (1972). Magnetic phase relations of pyrrhotite. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 24(4), 441-458.
- Scott, R. W. (2019). Jurassic–Cretaceous boundary bioevents and magnetochrons: a stratigraphic experiment. *Cretaceous Research*, 100, 97-104.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). 2010. *Carta Geologica-Minera Altotonga E14-B16, 1:50000; SGM: Hidalgo, México*, 2010.
- Silva-Pineda, A., & Buitrón-Sánchez, B. E. (1999). Mesozoic red bed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds. *Geological Society of America Special paper*, 340, 151-160.
- Soffel, H. (1970). The influence of the dislocation density and inclusions on the coercive force of multidomain titanomagnetites of the composition $0.65 \text{ Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot 0.35 \text{ Fe}_3\text{O}_4$ in basalts as deduced from domain structure observations. *Z. Geophys.*, 36(H. 2), 113-124.
- Snowball, I. F. (1991). Magnetic hysteresis properties of greigite (Fe_3S_4) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lapland. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 68(1-2), 32-40.
- Stephenson, A., & Snowball, I. F. (2001). A large gyromagnetic effect in greigite. *Geophysical Journal International*, 145(2), 570-575.
- Stinnesbeck, W., Adatte, T., & Remane, J. (1993). Mazatepec (Estado de Puebla, México) - Reevaluación de su valor como estratotipo del límite Jurásico-Cretácico. *Revista Española de Micropaleontología*, 25(2), 63-79.
- Suganuma, Y., Yokoyama, Y., Yamazaki, T., Kawamura, K., Horng, C. S., & Matsuzaki, H. (2010). ^{10}Be evidence for delayed acquisition of remanent magnetization in

- marine sediments: Implication for a new age for the Matuyama–Brunhes boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3-4), 443-450.
- Sweeney, R. E., & Kaplan, I. R. (1973). Pyrite framboid formation; laboratory synthesis and marine sediments. *Economic Geology*, 68(5), 618-634.
- Tarduno, J. A., Sliter, W. V., Bralower, T. J., McWilliams, M., Premoli-Silva, I., & Ogg, J. G. (1989). M-sequence reversals recorded in DSDP sediment cores from the western Mid-Pacific Mountains and Magellan Rise. *Geological Society of America Bulletin*, 101(10), 1306-1316.
- Tarduno, J. A., & Wilkison, S. L. (1996). Non-steady state magnetic mineral reduction, chemical lock-in, and delayed remanence acquisition in pelagic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 144(3-4), 315-326.
- Torii, M., Fukuma, K., Horng, C. S., & Lee, T. Q. (1996). Magnetic discrimination of pyrrhotite-and greigite-bearing sediment samples. *Geophysical Research Letters*, 23(14), 1813-1816.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., & Meert, J. G. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3), 325-368.
- Trejo, M. (1976). Tintinidos mesozoicos de México (taxonomía y datos paleobiológicos). Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. *Boletín* 27, 329-449.
- Trejo, M. (1980). Distribucion estratigrafica de los Tintinidos mesozoicos mexicanos. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 12, 4-13.
- Tudryn, A., & Tucholka, P. (2004). Magnetic monitoring of thermal alteration for natural pyrite and greigite. *Acta Geophysica Polonica*, 52(4), 509-520.
- Valet, J. P., Meynadier, L., Simon, Q., & Thouveny, N. (2016). When and why sediments fail to record the geomagnetic field during polarity reversals. *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 96-107.
- Van Hoof, A. A. M., & Langereis, C. G. (1991). Reversal records in marine marls and delayed acquisition of remanent magnetization. *Nature*, 351(6323), 223-225.
- Verma, H. M., & Westermann, G. E. G. (1973). The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra de Catorce, San Luis Potosí: *Bulletin of American Paleontologists*, 63 (277), 1–230.
- Villaseñor, A. B., Olóriz, F., & González-Arreola, C. (2003). First record of the genus *Simocosmoceras* Spath, 1925, *Ammonitina*, in Mexico. Biostratigraphic and palaeobiogeographic interpretation. *GFF*, 125(2), 49-56.
- Villaseñor, A. B., & Olóriz, F. (2009). Caribbean Lower Tithonian ammonites from central-east Mexico. *Geobios*, 42(1), 117-132.

- Weaver, R., Roberts, A. P., & Barker, A. J. (2002). A late diagenetic (syn-folding) magnetization carried by pyrrhotite: implications for paleomagnetic studies from magnetic iron sulphide-bearing sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 200(3-4), 371-386.
- Westermann, G. E. (2000). Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt at order. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(1-2), 1-13.
- Wimbledon, W. A. (2008). The Jurassic-Cretaceous boundary: an age-old correlative enigma. *Episodes*, 31(4), 423-428.
- Wimbledon, W. A., Casellato, C. E., Rehakova, D., Bulot, L. G., Erba, E., Gardin, S., & Hunt, C. O. (2011). Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary—is there perhaps some light at the end of the tunnel. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 117(2), 295-307.
- Žák, K., Košťák, M., Man, O., Zakharov, V. A., Rogov, M. A., Pruner, P., & Mazuch, M. (2011). Comparison of carbonate C and O stable isotope records across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Tethyan and Boreal Realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1), 83-96.
- Zeiss, A. (2001). Die Ammonitenfauna der Tithonklippen von Ernstbrunn, Niederösterreich. *Neue Denkschriften Naturhistorisches Museum Wien*, 6: 1-116.
- Zijderveld, J. D. A., Collinson, D., Creer, K. M., & Runcorn, S. K. (1967). AC demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in paleomagnetism*, 1, 254-286.

ANEXO

INVERSAS	TECTÓNICAS		GEOGRÁFICAS		MAD
	DEC	INC	DEC	INC	
6.5BZ	180.9	-23.3	176.8	-30.6	5.4
6.5CZ	165.1	-32.6	158	-37.2	15.2
6AZ	177.4	-20.3	173.6	-27.2	12.7
6BZ	172.9	-17.4	169.5	-23.6	2.6
7.3BZ	183.9	-19.8	180.5	-27.6	3.4
7.3CZ	151.1	-19.9	147	-22.2	21.8
8AZ	165	-28.8	158.9	-33.5	8.1
8BZ	157.3	-44.3	146.3	-47.1	2.7
8CZ	189.6	-25.9	185.5	-34.4	9.9
9AZ	179.5	-16.5	176.5	-23.5	2
9CY	149.2	-19.1	145.3	-21.1	8.2
9CZ	160.5	-26.9	154.8	-30.8	6.6
9DY	152.7	-21.3	148.3	-23.8	13.4
10BY	157.6	-22.1	153	-25.6	8.6
10BZ	176	-36.6	168.5	-43	6.4
11AZ	175.8	-10.9	173.6	-17.7	3.2
11BY	175.4	-14.7	172.6	-21.3	7.8
11CY	174.4	-6.7	172.9	-13.3	8.6
11CZ	178.6	-17.6	175.3	-24.6	7.7
12.6CZ	174.7	-12.8	172.1	-19.3	11.9
12.6DZ	175.4	-5.3	174.1	-12	11.6
15.2BZ	166.5	-20.9	162.3	-26	9.4
15.2CY	198.6	-16.8	196.5	-26.4	10.3
15.2DZ	150.6	-41.9	140.5	-43.6	9.6
16AY	163.2	-12	160.6	-16.6	4.6
16AZ	162.7	-10.4	160.4	-15	8.6
16BZ	165.4	-13	162.7	-18.1	11.2
16CY	154	-12.2	151.4	-15.2	4.5
16CZ	168.1	-1.3	167.5	-7	12.7
19AAZ	187.9	-5.3	186.7	-13.8	5.6
19ABZ	157	-20.9	152.7	-24.3	14.6
19ACY	169.8	-11.5	167.4	-17.3	16.4
19ACZ	132.8	-12.9	130.4	-11.9	13.8
20BY	162.6	-14.1	159.6	-18.6	1.4
22.8AZ	139.8	-4.3	138.9	-4.8	14.5
23-1.4C	145.3	-7.3	143.7	-8.7	3
24DZ	157.2	-33.1	149.9	-36.2	11.2

NORMALES	TECTÓNICAS		GEOGRÁFICAS		MAD
	DEC	INC	DEC	INC	
8AZ	336.6	17	333.1	20.3	0
10.5AZ	340.6	45.7	329.2	49.1	1
10.5CY	328.9	43.9	318.1	45.1	50
10.5CY	343.3	36.3	335.2	40.5	48
12AZ	349	54.4	333.6	59	7
14.9CY	337.5	14.2	334.5	17.8	7
14.9CZ	343.5	9.8	341.3	14.5	8
16AY	356.6	38	348.7	44.4	8
18.2BZ	330.5	31.7	323.5	33.6	15.5
18AZ	321.4	45.7	310.1	45.4	6.8
19.8AY	347.9	33.2	340.8	38.3	4.1
20ABY	345.8	35.6	338	40.3	3
20ACY	318.1	11.1	315.9	11.1	4
20ACY	329.8	16.7	326.3	18.8	0
20ADY	334.4	49.8	321.1	51.9	3.3
21.9CY	337	37.5	328.4	40.5	8
21AZ	328	44.7	316.9	45.8	13
21BY	359.9	19.8	356.3	27	12.3
23.7BY	354.3	13.7	351.6	20.1	9.6
23KAY	358.1	41.1	349.5	47.8	8.9
23KAZ	354.7	33.8	347.9	40.1	17.9
23MAY	340.8	14.2	337.8	18.4	14.9
24BZ	318.9	13	316.3	13.1	11.4
25BZ	336.2	18	332.4	21.3	6.2
26BY	349.1	36.7	341.1	41.9	3.7
26CZ	359.1	29	353.7	36	3.8

ANEXO 1.- Datos utilizados para la obtención de estadísticas de Fisher y Polos Paleomagnéticos. El cálculo de las estadísticas y polos se realizó en la plataforma on-line *Paleomagnetism.org*