

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE ANOMALÍAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y EFECTO MÖSSBAUER EN MUESTRAS DE CANAL, ASOCIADAS A YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS EN EL POZO LC-2072 DEL CAMPO BACHAQUERO, ESTADO ZULIA

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
por el Br. Boada Martínez, Ronald Luis

Caracas, Junio de 2006

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE ANOMALÍAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y EFECTO MÖSSBAUER EN MUESTRAS DE CANAL, ASOCIADAS A YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS EN EL POZO LC-2072 DEL CAMPO BACHAQUERO, ESTADO ZULIA

Tutor Académico: Prof. Lisetta D'0 no frio

Cotutor Académico: Prof. Franklin Ruiz

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
por el Br. Boada Martínez, Ronald Luis

Caracas, Junio del 2006

Caracas, 19 de Junio de 2006

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Boada Ronald, titulado:

“E estudio de anomalías de susceptibilidad magnética y efecto Mössbauer en muestras de canal, asociadas a yacimientos de hidrocarburos en el pozo Lc-2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Inirida Rodriguez
Jurado

Prof. Lisetta D'Onofrio
Jurado

Prof. Antonio Ughi
Jurado

Prof. Lisetta D'Onofrio
Tutor Académico

Prof. Franklin Ruiz
Cotutor Académico

DEDICATORIA

A mi Abuela, a mi Madre, a mi Padre, a La Niña a y a Yubita.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Lissetta D'Onofrio, por haberme dado la oportunidad de realizar mi trabajo especial de grado bajo su tutoría. A todo el personal del Laboratorio de Magnetismo de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, Dr. Fernando González, MSc. Edgar Jaimes y MSc. Pierre Embaid.

Al Prof. Franklin Ruiz y a la Prof. Inírida Rodríguez, por su colaboración y por haberme servido de co-tutores durante la realización de este trabajo.

A la Lic. Heidi Martínez, por el apoyo que me brindó desde el inicio y durante todo el proceso de realización del trabajo, por su ayuda y aporte de conocimientos que me sirvieron de mucho para la culminación del mismo.

Al Lic. Ali Pérez, por su valiosa colaboración durante el proceso de adquisición y procesamiento de los datos.

A Gaby, por su gran ayuda y apoyo incondicional en todo momento.

A mis Padres y Hermanos, que siempre han estado a mi lado y me impulsaron a la culminación de este y de todos mis proyectos.

A mi Abuela, que siempre estuvo y estará conmigo.

A mi familia, a mis amigos, a mis compañeros de estudio y a todas las personas que han estado conmigo durante todo este tiempo y que de una u otra forma colaboraron en alguna de las etapas de mi carrera.

RESUMEN

Boada M. Ronald L.

ESTUDIO DE ANOMALÍAS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y EFECTO MÖSSBAUER EN MUESTRAS DE CANAL, ASOCIADAS A YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS EN EL POZO LC-2072 DEL CAMPO BACHAQUERO, ESTADO ZULIA

Tutor Académico: Prof. Lisetta D'Onofrio. Cotutor Académico: Prof. Franklin Ruiz. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Ingeniería Geofísica. 2006, n° pag. 145.

Palabras Claves: Susceptibilidad magnética, Espectroscopía Mössbauer, hidrocarburo, Campo Bachaquero.

Con la finalidad de relacionar la presencia de anomalías magnéticas con la existencia de hidrocarburos se realizó un estudio que consistió en el análisis de cuarenta y siete (47) muestras de ripios de perforación del pozo productor LC2072, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia, perteneciente a la Formación Lagunillas, aplicando las técnicas de susceptibilidad magnética y Espectroscopía Mössbauer. Adicionalmente se correlacionaron los resultados de este estudio con los obtenidos en otros tres pozos del mismo campo.

A partir del análisis realizado a las muestras empleando el método de susceptibilidad magnética, se determinó la presencia de tres zonas con máximos relativos de anomalías ubicados entre 200 m y 700 m de profundidad, encontrándose los valores más representativos a más de 200 m por encima de la arena petrolífera del campo, ubicada a 639 m de profundidad. En estudios previos realizados a pozos del Campo Bachaquero, los máximos de anomalías magnéticas se ubicaron prácticamente por encima de la arena petrolífera, a diferencia del campo LC2072, fenómeno que ha sido atribuido a la migración del hidrocarburo.

La aplicación del método de Espectroscopía Mössbauer reflejó la presencia de minerales antiferromagnéticos como la hematita (Fe_2O_3) y de minerales paramagnéticos como la siderita (FeCO_3), pero no se pudo evidenciar la presencia de minerales verdaderamente magnéticos como el hierro metálico, el cual fue observado en los pozos del campo estudiados anteriormente. La aparición de siderita en ambientes donde existe la presencia de hidrocarburos ha sido atribuida por otros autores a la reducción del mineral hematita, lo cual es corroborado en el presente estudio al encontrarse hidrocarburo a lo largo de todo el perfil petrofísico realizado al pozo LC2072.

ÍNDICE

	Pág.
CONSTANCIA DE APROBACIÓN	i
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
RESUMEN	iv
LISTA DE CUADROS Y GRÁFICOS	viii
LISTA DE TABLAS	xiii
LISTA DE APÉNDICES	xiv
CAPÍTULO I	
1.1 Introducción	16
1.2 Ubicación de área en estudio	17
1.3 Planteamiento del problema	18
1.4 Objetivos	19
1.4.1 Objetivo General	19
1.4.2 Objetivos Específicos	19
1.5 Justificación	19
1.6 Trabajos previos	20
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO	26
2.1 Geología Regional	26
2.1.1 Cuenca de Maracaibo	26
2.1.2 Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo	27
2.1.3 Evolución estructural de la Cuenca de Maracaibo	30
2.1.4 Evolución sedimentaria de la Cuenca de Maracaibo	33

2.1.5 Sistemas Petroleros	40
2.2 Geología Local	42
2.2.1 Campo Costanero Bolívar	42
2.2.2 Campo Bachaquero	43
2.2.3 Estratigrafía	44
2.2.4 Producción	45
CAPÍTULO III	
MARCO TEÓRICO	46
3.1 Propiedades magnéticas de los minerales y rocas	46
3.2 Susceptibilidad Magnética	46
3.2.1 Materiales Diamagnéticos	48
3.2.2 Materiales Paramagnéticos	48
3.2.3 Materiales Ferromagnéticos	49
3.2.4 Materiales Ferrimagneticos	49
3.2.5 Materiales Antiferromagneticos	49
3.3 Susceptibilidad magnética de las rocas	50
3.4 Montaje Experimental	52
3.4.1 Fuente de alimentación	52
3.4.2 Lock – In	53
3.4.3 Puente Inductivo	54
3.4.4 Principio de operación del equipo	55
3.4.5 Porta muestra	56
3.5 Descripción Mineralogica	57
3.5.1 Hematita	57
3.5.2 Goethita	60
3.5.3 Siderita	61
3.5.4 Hierro metálico (Fe)	64
3.5.5 Martensita	66
3.6 Espectroscopia Mössbauer	69

3.6.1 Interacciones hiperfinas	71
3.6.2 Desplazamiento isomérico	72
3.6.3 Acoplamiento cuadrupolar eléctrico	74
3.6.4 Desdoblamiento magnético	76
3.6.5 Efecto de pequeñas partículas	78
3.7 Montaje Experimental	82
CAPÍTULO IV	
METODOLOGÍA	84
4.1 Preparación de las Muestras	84
4.2 Medición de Susceptibilidad Magnética	85
4.3 Espectroscopia Mössbauer	89
CAPÍTULO V	
RESULTADOS	92
5.1 Susceptibilidad Magnética	92
5.2 Espectroscopia Mössbauer	96
5.3 Análisis Integrado de los pozos del Campo Bachaquero, Edo. Zulia	122
CAPÍTULO VI	
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	124
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	128
APÉNDICES	135

LISTA DE CUADROS Y GRÁFICOS

Figura N		Pág.
1.1	Cuenca del Lago de Maracaibo.	18
1.2	Modelo tentativo que representa la formación del mineral responsable de las anomalías magnéticas asociadas con los depósitos de hidrocarburo en el subsuelo.	23
1.3	Posible esquema de la formación de hierro metálico.	25
2.1	Cuenca del Lago de Maracaibo.	26
2.2	Esquema tectónico regional de la Cuenca del Lago de Maracaibo.	28
2.3	Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo.	31
2.4	Columna estructural NO-SE a través de la Cuenca de Maracaibo, desde los Andes Merideños hasta la Serranía de Perijá.	32
2.5	Sección Oeste-Este de la Cuenca de Maracaibo.	34
2.6	Mapa de distribución de los grabens pre-cretácicos identificados en el occidente de Venezuela.	35
2.7	Modelo esquemático secuencial desde el Paleoceno Temprano hasta el Eoceno Medio que muestra el desplazamiento de los cinturones de corrimiento.	38
2.8	Cuadro de correlación estratigráfica del occidente de Venezuela desde el Jurásico al Reciente.	41
2.9	Ubicación geográfica de los campos que constituyen el Campo Costanero Bolívar.	43
2.10	Columna estratigráfica del área.	45
3.1	Montaje del equipo experimental.	51
3.2	Panel frontal del Lock – in.	54
3.3	Diagrama del puente inductivo.	55

3.4	Coloración de la muestra	57
3.5	Espectro Mössbauer a temperatura ambiente de la Hematita natural (color gris oscuro)	59
3.6	Espectro y parámetro Mössbauer a temperatura ambiente de la Hematita sintetizada (Color rojizo)	60
3.7	Espectro Mössbauer de la goethita a temperatura ambiente.	62
3.8	Espectros Mössbauer teóricos de la siderita a las temperaturas indicadas, presente en una muestra de ripio de perforación de un pozo petrolífero.	63
3.9	Espectro Mössbauer del hierro metálico a temperatura ambiente.	65
3.10	Espectro Mössbauer a temperatura ambiente de 5.1 % de Fe-C de mezcla congelada en hielo e inmediatamente después a temperatura de nitrógeno líquido.	68
3.11	Espectro Mössbauer al 5.3% de Fe-C.	69
3.12	Representación esquemática de la absorción y emisión resonante de rayos gamma.	70
3.13	Desplazamiento isomérico de los niveles energéticos en los átomos emisor, absorbente y en las energías de las transiciones nucleares.	73
3.14	Espectro Mössbauer donde se puede observar el desplazamiento isomérico.	74
3.15	Rango de valores del desplazamiento isomérico en diferentes estrados de oxidación y configuración de espín.	74
3.16	Acoplamiento cuadrupolar eléctrico del estado fundamental y el primer estado excitado del Fe ⁵⁷ .	76
3.17	Espectro Mössbauer resultante del desdoblamiento cuadrupolar para el Fe ⁵⁷ .	77

3.18	Estructura magnética hiperfina del estado fundamental y el primer estado excitado del Fe ⁵⁷ .	78
3.19	Espectro magnético Mössbauer.	78
3.20	Espectros Mössbauer obtenidos a temperatura ambiente de algunas muestras naturales de Goethita (-FeOOH).	81
3.21	Las diferentes formas de los espectros son debido a diferentes distribuciones de tamaño de partículas. Diagrama de bloque de un espectrómetro Mössbauer.	82
4.1	Almacenamiento de muestras pulverizadas en bolsas herméticas identificadas.	84
4.2	Frasco de vidrio de almacenamiento de la muestra.	85
4.3	Balanza marca Sartorius.	85
4.4	Equipo de medición de susceptibilidad magnética a temperatura ambiente.	86
4.5	Susceptómetro.	87
4.6	Amplificador Lock-In.	87
4.7	Muestra de Calibración del equipo Mössbauer compuesta por Hierro Metálico.	89
4.8	Equipo de Medición de Espectroscopia Mössbauer a Temperatura Ambiente.	90
4.9	Proceso de Preparación de la muestra a aplicarle el Método de Espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente.	90
5.1	Perfil de Susceptibilidad Magnética en función de la Profundidad de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	95
5.2	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 2, 4 y 5, de los ripios del pozo Lc2072,	

	pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.	105
5.3	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 7, 8, 11 y 12, de los ripios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.	106
5.4	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 13, 15 y 16, de los ripios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.	107
5.5	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 30, 32, 33, 36, de los ripios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.	108
5.6	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 42, 43, 46, 47, de los ripios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.	109
5.7	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 5, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	111
5.8	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 7, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	112
5.9	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 11 perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	113
5.10	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la	

	Muestra Total (MT) 12, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	114
5.11	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 42, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	115
5.12	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 43, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	116
5.13	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 46, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	117
5.14	Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 47, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.	118
5.15	Perfil de absorción relativa y Susceptibilidad Magnética en función de la profundidad de los Espectros Mössbauer de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 10 mm/s.	119

LISTA DE TABLAS

Tabla N		Pág.
3.1	Clasificación de los materiales según el valor de la susceptibilidad.	47
3.2	Susceptibilidad media de algunos materiales rocosos.	51
3.3	Campo magnético hiperfino y acoplamiento cuadrupolar del FeCO_2 a varias temperaturas.	64
3.4	Parámetros Mössbauer para varios grupos de átomos de hierro en martensita Fe-C.	67
5.1	Susceptibilidad Magnética de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	92
5.2	Resumen de técnicas aplicadas a las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	97
5.3	Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 10 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	98
5.4	Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 3 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	102
5.5	Porcentaje de Absorción de Fe^{3+} , Fe^{2+} , Fe_2O_3 y FeCO_3 presentes en las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 10 mm/s.	103
5.6	Porcentaje de Absorción de Fe^{3+} , Fe^{2+} , Fe_2O_3 y FeCO_3 presentes en las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 3 mm/s.	103

LISTA DE APENDICES

Apéndice		Pág.
A	Perfiles de Susceptibilidad Magnética en función de la Profundidad de las muestras de ripio de los pozos LB2057, LC2072, LB2081 y LB2284 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia	135
B	Perfil de Rayos Gamma (GR), Resistividad Somera (LLS), Resistividad Profunda (LLD), Densidad (RHOB) y Susceptibilidad Magnética () en función de la profundidad de las muestras de rípios del Pozo LB2057 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	136
C	Perfil de Rayos Gamma (GR), Resistividad Somera (LLS), Resistividad Profunda (LLD), Densidad (RHOB) y Susceptibilidad Magnética () en función de la profundidad de las muestras de rípios del Pozo LB2072 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	137
D	Perfil de Rayos Gamma (GR), Resistividad Somera (LLS), Resistividad Profunda (LLD), Densidad (RHOB) y Susceptibilidad Magnética () en función de la profundidad de las muestras de rípios del Pozo LB2081 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	138
E	Perfil de Rayos Gamma (GR), Resistividad Somera (LLS), Resistividad Profunda (LLD), Densidad (RHOB) y Susceptibilidad Magnética () en función de la profundidad de las muestras de rípios del Pozo LB2284 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	139

F	Diagrama logarítmico de Cuentas Gamma en función de la Susceptibilidad Magnética (), Densidad (RHOB), Resistividad Somera (LLS) y Resistividad Profunda (LLD) de las muestras de ripios del Pozo LB2057, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	140
G	Diagrama logarítmico de Cuentas Gamma en función de la Susceptibilidad Magnética (), Densidad (RHOB), Resistividad Somera (LLS) y Resistividad Profunda (LLD) de las muestras de ripios del Pozo LB2072, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	141
H	Diagrama logarítmico de Cuentas Gamma en función de la Susceptibilidad Magnética (), Densidad (RHOB), Resistividad Somera (LLS) y Resistividad Profunda (LLD) de las muestras de ripios del Pozo LB2081, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	143
I	Diagrama logarítmico de Cuentas Gamma en función de la Susceptibilidad Magnética (), Densidad (RHOB), Resistividad Somera (LLS) y Resistividad Profunda (LLD) de las muestras de ripios del Pozo LB2284, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	144
J	Evaluación petrofísica realizada al Pozo LC2072, del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.	145

CAPÍTULO I

1.1 Introducción

Son diversas las razones por las que el conocimiento completo de las características de los suelos y de los sedimentos, es de extrema importancia. Con este propósito, existen una variedad de técnicas disponibles, tales como difracción de rayos x, análisis químicos, microscopia óptica y electrónica, espectroscopia y análisis termal, entre otros. Todas estas técnicas permiten obtener información valiosa acerca de los materiales del suelo, como por ejemplo, la identificación de los minerales presentes y la determinación de su morfología y composición química (ELMORE et al., 1993).

Muchas de estas técnicas son usadas en conjunto con otros métodos para obtener información más específica acerca de componentes particulares del suelo. Desde los años setenta, la espectroscopia Mössbauer ha probado ser una valiosa técnica complementaria para el estudio de los suelos, sedimentos y arcillas, y es un método particularmente eficaz para la caracterización de óxidos e hidróxidos de hierro. Los estudios con espectroscopia Mössbauer, están basados principalmente en la descripción espectral del comportamiento de las variaciones del oxido de hierro y de los hidróxidos (ELMORE et al., 1993).

Las anomalías magnéticas asociadas con yacimientos de hidrocarburos, han sido estudiadas en las últimas décadas con la motivación de utilizarlas en la exploración petrolera, como un método complementario a los ya existentes.

La frecuencia con que las anomalías magnéticas están presentes en sedimentos cercanos a yacimientos de hidrocarburos ha evidenciado y validado la relación entre estos. Un ejemplo de la cuantificación de la presencia de anomalías asociadas con la presencia de hidrocarburos es dada por Foote (1996), quien determinó, a partir de estudios hechos en ciertas regiones de los Estados Unidos de Norte América, que del 78% al 90% de los pozos productores presentaron anomalías magnéticas significativas.

Es conocido, que las anomalías magnéticas tienen su origen en minerales autigénicos como la magnetita, la maghemita, la geiguita y la pirrotita. La formación de dichos minerales *in situ* es debida a la creación de ambientes reductores que modifican los óxidos e hidróxidos naturalmente contenidos en las secuencias sedimentarias vecinas a los yacimientos de petróleo.

En el presente trabajo se estudió la asociación de las anomalías magnéticas con yacimientos de hidrocarburos, a partir de muestras de ripios de un pozo perteneciente al Campo Bachaquero, ubicado en el Estado Zulia.

El estudio consistió en el análisis de 47 muestras de ripios de perforación del pozo petrolífero Lc-2072, empleando las siguientes técnicas: Susceptibilidad Magnética (SM) a temperatura ambiente y Espectroscopia Mössbauer (EM).

Este proyecto de trabajo se realizó en el Laboratorio de Magnetismo de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, entre los meses de Junio del 2004 y de Marzo del 2006.

1.2 Ubicación del área en estudio

El Miembro Bachaquero pertenece a la Formación Lagunillas. Esta formación es una unidad del subsuelo del Lago de Maracaibo cuya área tipo es el campo petrolífero de Lagunillas en el Distrito Bolívar en el Estado Zulia. Se extiende en el subsuelo del lago y aflora parcialmente al este del mismo.

El Campo Bachaquero se encuentra limitado al noreste por el límite arbitrario de la Concesión, hacia el sur por un acuífero de agua dulce a una profundidad de 5165 pies bajo el nivel del Lago, al este por adelgazamiento y deterioro de las arenas productivas y al oeste por el Alto de Pueblo Viejo. La ubicación geográfica del Campo Bachaquero se muestra en la figura 1.1.

El pozo Lc-2072 está ubicado en el área periférica oeste del Campo Bachaquero. La profundidad de la arena petrolífera se encuentra por debajo de 640 m con un intervalo de estudio que está entre 150 m y 700 m, el cual fue determinado a partir de registros de susceptibilidad magnética.

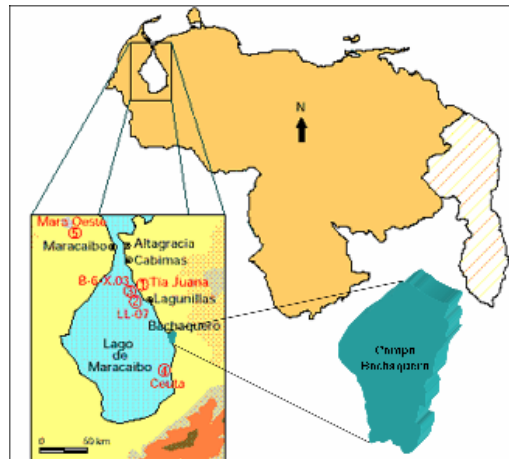


Figura 1.1. Cuenca del Lago de Maracaibo (Modificado de Schlumberger, 1985)

1.3 Planteamiento del problema

Cuando se necesita estudiar un yacimiento, en su fase exploratoria o productiva, generalmente se dispone de datos sísmicos de superficie y registros de pozos. Adicionalmente se utilizan técnicas que ayudan a determinar el contenido mineralógico de las muestras obtenidas a partir de los ripios de pozos.

En la actualidad se estudia la posibilidad de relacionar la presencia de anomalías magnéticas con la ubicación de yacimientos de hidrocarburos. Aplicando el método de Espectroscopia Mössbauer a muestras que presentan valores anómalos de susceptibilidad magnética, podemos obtener la concentración mineralógica de las muestras que causan dichas anomalías magnéticas. La técnica de Espectroscopía Mössbauer se basa en la descripción espectral del comportamiento de las variaciones del óxido de hierro y de los hidróxidos.

En la Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia, se encuentra el Campo Bachaquero. Este campo petrolífero está integrado por diferentes yacimientos de hidrocarburos que actualmente se encuentran en producción y están siendo re-explorados. En el presente proyecto se propone aplicar la técnica de Susceptibilidad Magnética y Espectroscopia Mössbauer, con el fin de realizar una interpretación integrada de los pozos del Campo Bachaquero.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Relacionar la presencia de anomalías magnéticas a yacimientos de hidrocarburos en el pozo petrolero Lc-2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia.

1.4.2 Objetivos específicos

- ❖ Construir perfiles donde se muestre la concentración de las fases mineralógicas en función de la profundidad.
- ❖ Corroborar la presencia de los minerales magnéticos asociados con reservorios de hidrocarburos.
- ❖ Comparar los pozos del Campo Bachaquero, previamente estudiados a través de la técnica de Espectroscopia Mössbauer, con el pozo Lc-2072, con la finalidad de relacionar el contenido mineralógico en los intervalos de anomalías magnéticas.

1.5 Justificación

Una razón importante para realizar este proyecto, es que dada la situación económica actual de Venezuela, es necesario reevaluar las zonas productoras que se encuentran a lo largo de nuestras cuencas petrolíferas, con la finalidad de optimizar la explotación de los yacimientos de hidrocarburos presentes en éstas, lo cual traería como consecuencia el incremento de la producción petrolera, lo cual incide directamente en la generación de divisas así como en la reactivación del aparato productivo.

La Cuenca de Maracaibo es una zona que ha sido y está siendo estudiada debido a su conocido potencial petrolero. La aplicación de técnicas de prospección petrolera no tradicionales, como lo son el estudio de anomalías magnéticas asociadas a la presencia de hidrocarburos, es de mucha utilidad debido a que ayudan a mejorar la calidad de la información mineralógica obtenida a partir de estudios previos. Con

la aplicación de estos métodos a zonas productoras o exploratorias se garantiza más y mejor información sobre la mineralogía presente, lo que a su vez puede ayudar a proponer nuevas zonas de explotación o redefinir las zonas que se encuentra actualmente en producción.

1.6 Trabajos Previos

Investigaciones realizadas en las últimas cuatro décadas han sugerido que las anomalías aeromagnéticas están asociadas con yacimientos de hidrocarburos. El estudio de dichas anomalías ha sido incorporado, como método complementario a los ya existentes, para la localización de hidrocarburos.

Uno de los primeros en realizar investigaciones aeromagnéticas fue Steenland en 1965. Luego, estudiosos como Donovan et al. (1979, 1984), Saunders y Stephen (1985) y Foote (1992), han discutido acerca del uso de datos aeromagnéticos como herramienta complementaria para la exploración petrolera.

La frecuencia con que las anomalías magnéticas están presentes en sedimentos cercanos a yacimientos de hidrocarburos ha evidenciado y validado la relación entre éstos. Por lo tanto, si éstas son detectables a través de medidas aeromagnéticas, se puede decir que la fuente de dicha anomalía podría estar asociada con la presencia de estratos sedimentarios productores de petróleo. Un ejemplo con relación a esto es dado por Foote (1996), quien a partir del estudio con datos aeromagnéticos de cuatro campos petroleros localizados en Estados Unidos, obtuvo importantes correlaciones con zonas productoras de petróleo, concluyendo que entre 78% y 90% de los pozos productores presentan anomalías magnéticas significativas.

Las investigaciones han señalado que las anomalías magnéticas tienen su origen en minerales autigénicos como la magnetita, la maghemita, la grieguita y la pirrotita. La formación de dichos minerales *in situ* se debe a la generación de ambientes reductores que modifican los óxidos e hidróxidos contenidos naturalmente en las secuencias sedimentarias vecinas a los yacimientos de petróleo. Una posible secuencia de alteración puede estar definida según el siguiente esquema:

Óxidos férricos hidratados Hematita (Fe_2O_3) Magnetita (Fe_3O_4)

Esto explicaría las anomalías magnéticas medidas en algunos campos, como el reflejo de la abundancia de magnetita en sedimentos cercanos a la superficie.

Machel y Burton (1991) estudiaron los procesos químicos y microbiológicos involucrados en la generación de contrastes magnéticos relacionados con hidrocarburos. Ellos concluyeron que en ambientes diagénicos, la presencia de la magnetita, hematita y pirrotita depende de la actividad del hierro total (como Fe^{2+} y Fe^{3+}), azufre total (predominantemente como HS^-), carbono inorgánico total (predominantemente como HCO_3^-), pH ($-\log a_{\text{H}}$), y Eh (potencial de redox) en solución acuosa. En un ambiente sujeto a migración de hidrocarburos, la oxidación biológica o química del hidrocarburo puede generar carbono inorgánico como CO_2 o HCO_3^- . Al incrementarse el CO_2 decrece el pH de la solución, lo que influye en la actividad relativa de las especies de carbono (CO_3^{2-} , HCO_3^- , H_2CO_3), así como aquellas especies reducidas de azufre (S^{2-} , HS^- y H_2S).

La oxidación del hidrocarburo también envuelve transferencia de electrones, los cuales están disponibles para cambiar la valencia del hierro y las especies de azufre. Al incrementar la cantidad de cargas eléctricas negativas (e^-) disponibles, el Eh decrece (condiciones reductoras). De la misma forma, la disminución de e^- corresponde a un incremento del Eh (condiciones oxidantes).

Otro de los posibles factores que inducen un ambiente de reducción ligado a hidrocarburos es la presencia de las zeolitas. Las zeolitas naturales (minerales de arcillas en sello de reservorios) actúan como un catalizador de craqueo, rompiendo las cadenas largas de los hidrocarburos en pequeñas moléculas, creando así e^- libres, que inducen un ambiente reductor.

En Venezuela se han iniciado estudios para determinar la correlación existente entre los valores de susceptibilidad magnética y las concentraciones de hidrocarburos.

Vitiello et al.(1996) estudiaron muestras de dos pozos del campo La Victoria (Lvt-4x y Lvt-2x) en la Subcuenca de Barinas, Estado Apure. Correlaciones de los datos obtenidos de estos pozos parecen reflejar una relación genética entre el crecimiento de magnetita autigénica o *in situ* y el yacimiento, el cual actuaría como agente modificador, creando un ambiente reductor propicio para la recristalización y nucleación de la magnetita. En este mismo año, dichos pozos fueron estudiados (ALDANA et al., 1996) empleando Remanencia Magnética Isotermal (IRM) y Resonancia Paramagnética Electrónica (EPR), señalando una relación causal entre la biodegradación del hidrocarburo y la presencia de agregados esferoidales de magnetita, validando a las medidas aeromagnéticas y de susceptibilidad en la superficie como una alternativa viable en la prospección de hidrocarburos.

En el año 2000, Costanzo et al., publican los resultados de la caracterización de muestras de perforación (ripios) de 11 pozos del Campo Guafita (Edo. Apure), a través de mediciones de susceptibilidad magnética (SM) y microscopía electrónica de barrido (SEM). Allí se reconocen dos tipos de anomalías magnéticas denominadas A y B. En las anomalías tipo A, presentes en 3 de los pozos, se observaron agregados esferoidales ricos en hierro posiblemente de origen autigénico, argumentando que estas anomalías podrían ser creadas por un ambiente reductor inducido por el reservorio de hidrocarburos subyacente. Las anomalías de tipo B no estaban asociadas a la presencia de framboides de material magnético y fueron observadas tanto en pozos productores como en pozos no productores.

En este mismo año se realizaron estudios de muestras de ripios de perforación correspondientes a los primeros 920 m de profundidad del pozo productor Guafita 2x, ubicado en el Estado Apure (PÉREZ et al., 2000). Para esto utilizaron medidas de Susceptibilidad Magnética (SM) a temperatura variable, Espectroscopia Mössbauer, Microanálisis por Dispersión en Energía de Rayos X (EDX) y Microscopía electrónica de Barrido (MEB). Los resultados indicaron que la fase mineralógica responsable de originar los contrastes magnéticos de alta intensidad observados en los perfiles de susceptibilidad magnética, es la Maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$).

En ese trabajo (PÉREZ et al., 2000) presenta un modelo tentativo de reducción (Figura 1.2), el cual propone, que entre 500 y 800 m de profundidad, una parte de los óxidos son reducidos a hierro ferroso, y el Fe^{2+} , que es soluble, migra a niveles superiores, en donde las condiciones de oxidación son apropiadas para la formación de maghemita.

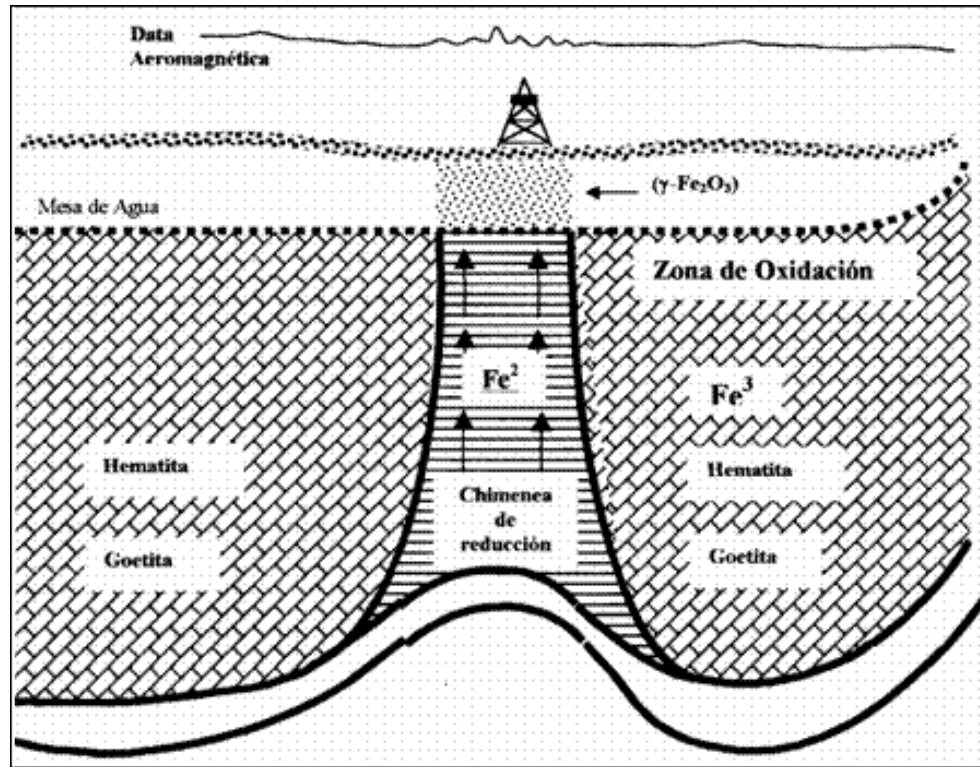


Figura 1.2. Modelo tentativo que representa la formación del mineral responsable de las anomalías magnéticas asociadas con los depósitos de hidrocarburo en el subsuelo (CONSTANZO, 2000).

Salas et al. (2002) analizaron un conjunto de ripios pertenecientes a perforaciones realizadas en el Campo Bachaquero en la Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia. Para entender el origen de las anomalías magnéticas utilizaron Espectroscopia Mössbauer y la Microsonda Electrónica con Análisis de Rayos X (EPMA). En dicho trabajo, aparte de la magnetita, se encontró hierro metálico nativo, lo cual explica el que la anomalía magnética esté estrechamente asociada con el yacimiento de

petróleo. Este hallazgo es excepcional en más de un aspecto ya que, por una parte el hierro metálico nativo es muy poco común en la corteza terrestre y segundo el hecho de que es la primera vez que se halla asociado a un yacimiento de hidrocarburo. La formación del hierro metálico *in situ* parece tener como precursor a la siderita, presente en gran abundancia en la arena petrolífera de este pozo.

El hierro metálico aparece en rocas ígneas, específicamente en basaltos, al igual que en sedimentos carbonaceos. El hierro en las rocas ígneas se ha considerado un componente magnético primario, o un producto secundario debido a la reducción de los compuestos férricos por material carbonoso asimilado. Mientras que el hierro en las rocas sedimentarias es probablemente el resultado de una reducción por materia orgánica.

Un esquema posible propuesto por Salas et al.(2002) con respecto a la formación del hierro metálico *in situ* es el siguiente:

En el conjunto de

Zona de Anomalía Magnética + Zona de Arena Petrolífera

hay una disminución notable de hematita y de goethita, lo cual permite proponer la secuencia de reducción en el yacimiento de hidrocarburo (Figura 1.3).

El esquema de la figura 1.3 está basado en los estudios de Machel et al.(1991) el cual indica que la siderita y la magnetita son posibles productos del ambiente reductor creado por la presencia de hidrocarburos, con alta concentración de HCO_3 , actuando sobre el Fe_2O_3 o el $-\text{FeOOH}$. En este estudio se concluyó entonces, que el hierro metálico aparece como resultado de la reducción ulterior de la siderita y de la magnetita, bajo el efecto probable de un agente reductor más potente, que podría ser el H_2 presente en pequeñas cantidades en el hidrocarburo.

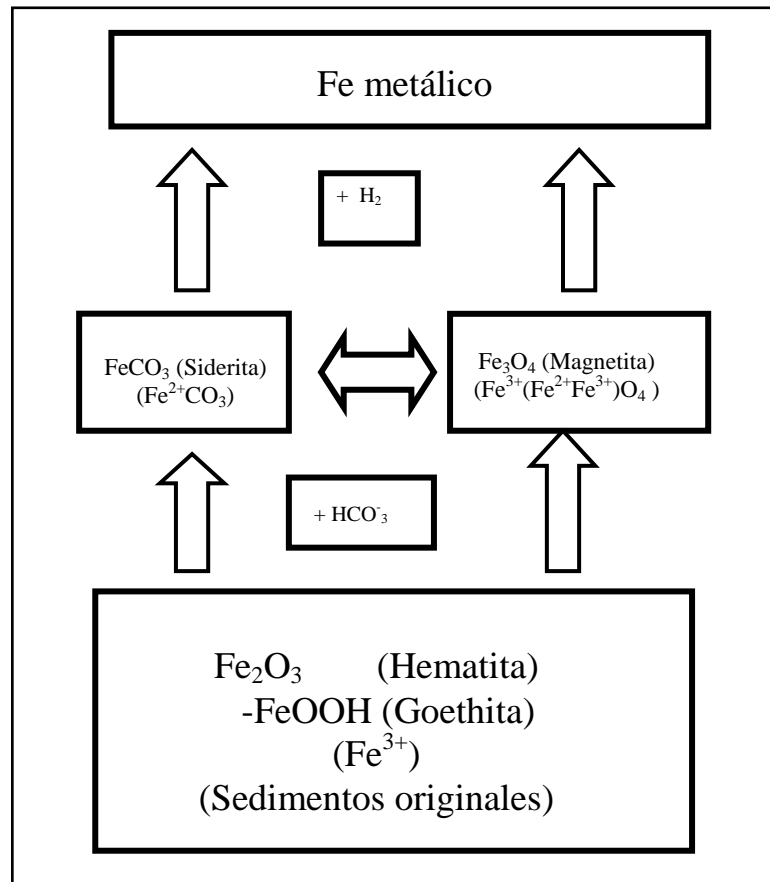


Figura 1.3. Posible esquema de formación del hierro metálico (SALAS, 2002).

CAPÍTULO II

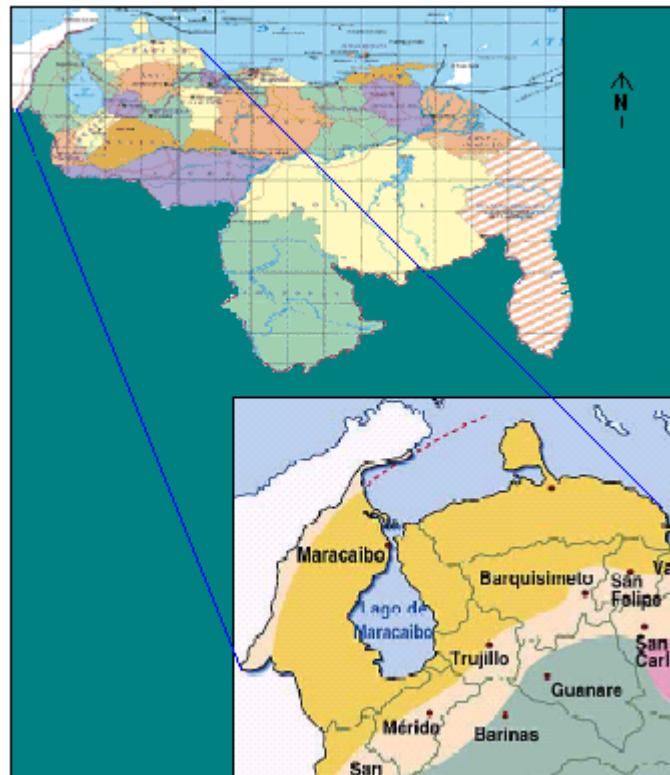
MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional

2.1.1 Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo (Figura 2.1) es la cuenca petrolífera más importante de Venezuela.

La roca madre por excelencia es la Formación La Luna, de edad Cretácico Tardío, cuyas facies se extendieron por toda Venezuela Occidental hasta Colombia. El petróleo fue generado, migrado y acumulado en diversos pulsos, siendo el más importante el ocurrido durante el levantamiento andino.



*Figura 2.1. Cuenca del Lago de Maracaibo
(Modificado de Schlumberger, 1985)*

Los principales campos petroleros se encuentran en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, los que producen principalmente de yacimientos terciarios, como por ejemplo: Cabimas, Tía Juana, Lagunillas, Bachaquero, Mene Grande y Motatán. En la costa oeste se encuentran campos con producción importante en el Cretácico, además del Terciario; entre los que se encuentran el campo Urdaneta (Lago de Maracaibo) y los del Flanco Perijanero, que son, de norte a sur: La Concepción, Mara, la Paz, Boscán y Alturitas. En el centro, los campos se ubican a lo largo de la estructura del sistema de fallas de Lama-Icotea; entre ellos se cuentan: Lago, Centro, Lama y Lamar.

2.1.2 Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo está afectada por numerosos eventos tectónicos que han controlado su configuración y tendencias estructurales. Varios autores (MARESH, 1974), (PINDELL et al., 1988), (OSTOS, 1990), le han atribuido un control directo con el origen y evolución de la placa Caribe.

La Cuenca de Maracaibo está localizada dentro de una amplia zona de deformación activa definida por cuatro cadenas principales del norte de las montañas de Los Andes (LUGO Y MANN, 1995) (Figura 2.2).

Según Lugo y Mann (1995) de manera general, la Cuenca de Maracaibo es un sinclinal que contiene varios kilómetros de rocas sedimentarias no metamorfizadas del Jurásico hasta el Reciente.

Todos los modelos de evolución de la tectónica del norte de Venezuela tienen en común que se inician con la apertura continental durante el Jurásico, es decir, la separación de Norte y Sudamérica y la formación de un margen pasivo tipo Atlántico al norte de Sudamérica.

Este período de tiempo está representado por un régimen extensional que se manifiesta en la cuenca como grabens y semigrabens de orientación NNE-SSW (asociados al período de *rifting*). El origen de este sistema de grabens pudo también

haber sido durante la formación del Arco de Mérida, para el cual las fallas principales de Icoateca, Pueblo Viejo, Tigre, Valera y Carache de orientación NNE-SSW, actuaron como límites entre los bloques tectónicos (LUGO, 1991).

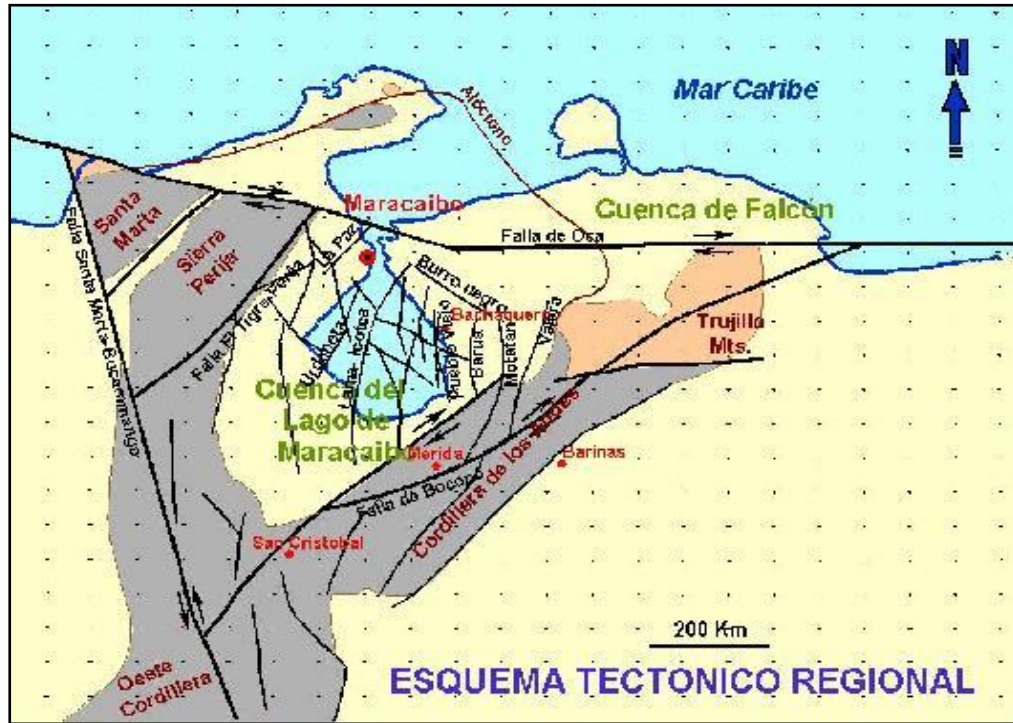


Figura 2.2. Esquema tectónico regional de la Cuenca del Lago de Maracaibo
(Tomado del Archivo Digital U.E. Barúa – Motatán)

Durante el Cretácico Temprano, según Lugo (1991), la cuenca experimenta una subsidencia termal hasta el Aptiense que culmina con la sedimentación de la Formación Río Negro. A lo largo de este período se tiene una transgresión regional que cubre completamente la plataforma de Maracaibo. La litología es principalmente carbonática de mar poco profundo lo que indica que estas rocas se formaron en un margen pasivo (AUDEMARD, 1991). El carácter transgresivo de la Cuenca de Maracaibo se debió mayormente a la subsidencia asociada a la carga sedimentaria en la plataforma, pero en el Cretácico Tardío (Campaniense-Maastrichtiense) comienza un período regresivo representado por los depósitos de la Formación Colón (LUGO, 1991). Ostos (1990) menciona que el ciclo regresivo en la Cuenca de Maracaibo es

producto de la colisión del arco de islas del Caribe contra el bloque Sebastopol, afectando la esquina noroeste de Sudamérica.

Durante el Paleoceno – Eoceno, la Placa del Caribe se desplaza hacia el este, producto de la colisión del arco de islas de las Bahamas contra el norte de la placa del Caribe, lo que generó una rotación en sentido horario de los terrenos transpresionales de Venezuela (OSTOS, 1990). La migración de estos terrenos transpresionales hacia el este, generó el desarrollo diacrónico de cuencas “*foredeep*” a lo largo del norte de Sudamérica, por lo que la sedimentación y la distribución de las unidades sedimentarias hacia el norte y noreste de Venezuela estuvo controlada por la subsidencia de estas cuencas (OSTOS, 1990).

Según Lugo (1991), la secuencia de eventos en este período (Paleoceno – Eoceno) puede ser resumida de la siguiente manera:

- a- Desarrollo de una cuenca “*flysch*” de orientación NW-SE en la zona noreste de la cuenca durante el Paleoceno. El transporte tectónico producido por el emplazamiento de las napas, sobrecarga la corteza e induce su flexura.
- b- Migración de la cuenca “*foreland*” hacia el suroeste, ubicándose sobre la zona de “cuello de botella” del actual Lago de Maracaibo.
- c- Durante el Eoceno medio, se produce la migración de la cuenca *foreland* y su *foredeep* hacia el sur-sureste.
- d- Estabilidad en la parte norte del lago en el Mioceno tardío, progradando las primeras molasas hacia el suroeste.
- e- La etapa final revela condiciones de estabilidad en el área noreste del Lago de Maracaibo donde dominan condiciones marinas normales y hacia el sur de la cuenca se presentan deltas progradantes hacia el suroeste.

Según Lugo (1991) el periodo comprendido entre el Eoceno tardío y el Oligoceno se caracteriza por un régimen transpresivo que tiene como sus mayores evidencias, las estructuras en flor positivas presentes a lo largo de las zonas de fallas de Icotea y Pueblo Nuevo, además de fallas extensionales *en echelon* NW-SE y estructuras compresionales *en echelon* NE-SW.

Durante este período otro evento predominante es representado por el levantamiento de la Sierra de Perijá. Según Lugo (1991), el levantamiento de Los Andes y Perijá se debe a la subducción Caribe-Nazca, donde el *foredeep* de Perijá asociado al levantamiento, migró de oeste a suroeste del Lago de Maracaibo y posee su frente de corrimiento con vergencia al este.

Lugo (1991) interpreta para el período Mioceno Medio - Plioceno, posterior a un período de quietud y erosión de la Cuenca de Maracaibo, un incremento de la transpresión (hacia el norte), a lo largo de las fallas de Icotea y Pueblo Viejo, con una componente compresional mayor que reactiva las estructuras existentes. Durante este período, en la depresión de Táchira, se une la Sierra de Perijá con Los Andes de Mérida que habían iniciado un leve levantamiento en el Oligoceno.

Finalmente entre el Plioceno-Pleistoceno ocurre el principal levantamiento en la zona central de Los Andes de Mérida. Este período es atribuido a compresión E-W que resulta en los fallamientos y plegamientos de orientación N-S en la Sierra de Perijá y las zonas oriental y occidental del Lago de Maracaibo que corresponden a esta edad (Lugo, 1991).

La figura 2.3 resume según Lugo (1991), la evolución tectónica de la Cuenca del Lago de Maracaibo, mostrando los cinco episodios tectonoestratigráficos que reconoce en su trabajo.

2.1.3 Evolución estructural de la Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo está enmarcada por tres alineamientos orogénicos mayores: la Sierra de Perijá al oeste, los Andes de Mérida al sureste y la Serranía de Trujillo al este; este marco se completa con el sistema de falla de Oca en el norte que aparentemente separa a la Cuenca de Maracaibo del Golfo de Venezuela.

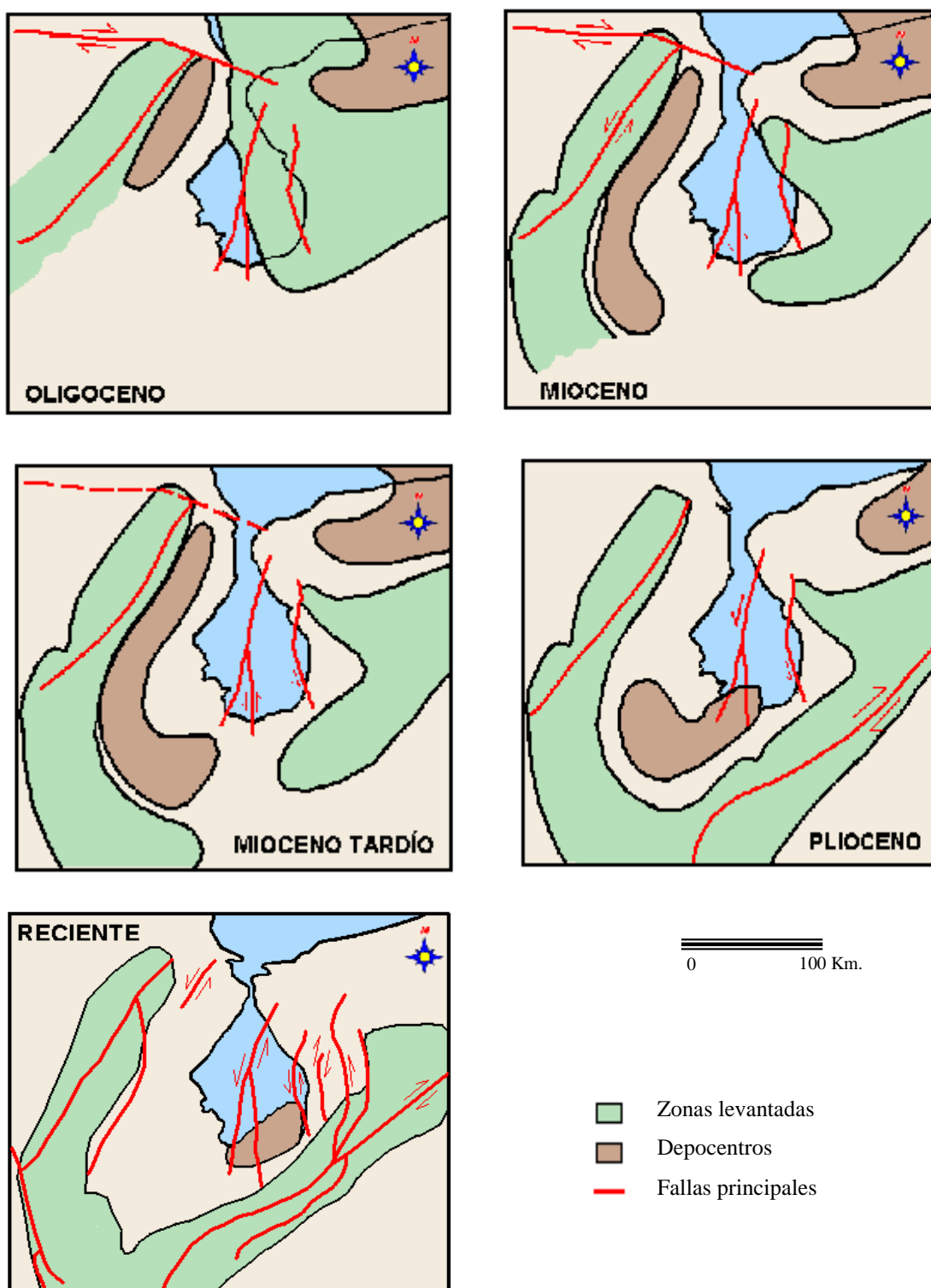


Figura 2.3. Evolución tectónica de la Cuenca de Maracaibo (Lugo, 1991)

En el área comprendida entre estos elementos estructurales mayores se desarrolla un amplio sinclinorio que integra estructuralmente la Cuenca de Maracaibo (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

La dirección de las fallas y ejes de anticlinales más importantes observadas dentro de la cuenca tienen una fuerte componente norte, pudiendo ser norte-noreste y son subparalelos a la Sierra de Perijá. Los principales alineamientos con esta tendencia, mencionados de noroeste a sureste, son el alineamiento La Paz-Mara-El Moján, la falla de Icotea y la falla de Pueblo Viejo, entre otras (Figura 2.4). Una característica de la Cuenca de Maracaibo es la asociación de anticlinales con fallamientos en la cresta o cercanos a esta, completando su patrón con fallas de un sistema transversal de orientación ONO-ESE u oeste-este. Los levantamientos topográficos están provocados por estructuras de *horst* o de bloques levantados tipo domos (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

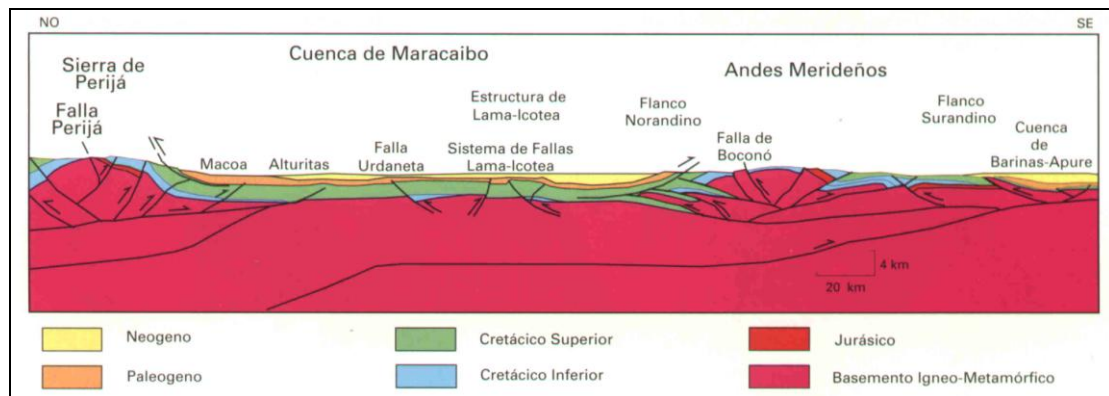


Figura 2.4. Columna estructural NO-SE a través de la Cuenca de Maracaibo, desde los Andes Merideños hasta la Serranía de Perijá (Tomado de Schlumberger, 1997)

En la parte occidental de la cuenca predominan los anticlinales sobre las fallas, generalmente son domos alargados en sentido norte-sur, fallados en la cresta y cerca de ésta, con buzamientos marcados al sur y al norte. El alineamiento más importante de esta zona de la cuenca es el anticlinal La Paz-Mara-El Moján y tiene uno de los mayores relieves de origen estructural. Está constituido por dos anticlinales asimétricos alargados, conocidos respectivamente como La Paz y Mara,

de orientación aproximada N20-40°E , con mayor buzamiento en el flanco oriental. Hacia el sur del alineamiento La Paz – Mara - El Moján se encuentra el alineamiento La Concepción cuyas características estructurales son similares a las del primero, además de presentar estructura en flor (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

La falla de Icotea es la más larga del área del Lago de Maracaibo, con un área mayor a 130 Km. de longitud. El desplazamiento vertical muestra una división “tipo tijera” hacia el norte a partir de una zona cercana al centro del lago y culmina al norte en una estructura de “cola de caballo”.

La falla de Pueblo Viejo es subparalela a la falla de Icotea, pero su comportamiento a lo largo del tiempo geológico ha sido más complejo, presentando inversiones en diversos períodos. A lo largo de ambas fallas pueden ser interpretadas a partir de perfiles sísmicos estructuras en flor (LUGO, 1991).

El movimiento transcurrente tiene tendencia a desarrollar componentes verticales, que explican la formación de domos entre el enrejado de fallas de sistemas perpendiculares entre sí, además de ser fundamentales para la formación de estructuras en flor, para la cual es necesario que los planos de fallas tengan forma convexa. Para la Cuenca de Maracaibo, esa forma particular de los planos de falla está determinado principalmente por la naturaleza heterogénea del material que se fractura (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

2.1.4 Evolución Sedimentaria de la Cuenca de Maracaibo

Desde el punto de vista sedimentológico, la cuenca presenta una alta complejidad debido a los procesos orogénicos ocurridos durante el tiempo geológico (Figura 2.5). Estos eventos tienen su origen en los levantamientos de la Serranía de Trujillo entre el Paleoceno y el Eoceno Temprano-Medio, seguido del levantamiento a lo largo de la Sierra de Perijá y culminando con la elevación de los Andes de Mérida del Mioceno al Pleistoceno (ROJAS, 2000).

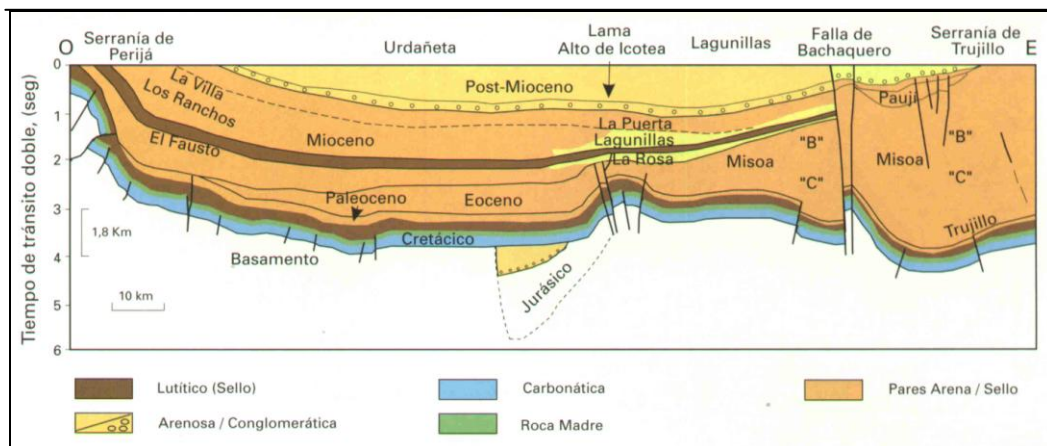


Figura 2.5. Sección Oeste-Este de la Cuenca de Maracaibo (Tomado de Schlumberger, 1985)

El basamento en el Lago de Maracaibo está representado por dos unidades principales, las rocas metasedimentarias de edad Paleozoica de la Formación Mucuchachí con orientación NW-SE a lo largo del Arco de Mérida y la Formación La Quinta que se encuentra rellenando el sistema de grabens jurásicos (Figura 2.6), que poseen una orientación aproximada N-NE, al oeste de la zona de Falla de Icoetea (LUGO, 1991).

El Arco de Mérida es un alineamiento ancestral que recorre transversalmente los Andes de Mérida actuales, representado en la Cuenca de Maracaibo por rocas sedimentarias de origen pelágico de la Formación Mucuchachí. Según Lugo (1991) su relación estratigráfica es controversial ya que es suprayacente a las rocas sedimentarias ordovícicas no metamorizadas de la Formación Caparo, por lo que si se consideran correctas las edades de ambas formaciones, el contacto entre estas representa un hiatus de aproximadamente 120 MA. El contacto superior con la Formación Sabaneta es discordante y marca un cambio abrupto de ambientes sedimentarios, de depósitos marino profundos tipo *flysch* de la Formación Mucuchachí a los depósitos continentales fluviales y aluviales de la Formación Sabaneta de edad Pennsylvaniense-Pérmico (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

Sin embargo, debido a la ubicación del Campo La Concepción dentro de la zona occidental de la Cuenca de Maracaibo, la unidad considerada basamento

corresponde al Granito de El Palmar de composición granodiorítica, descrito por González de Juana et al.(1980).

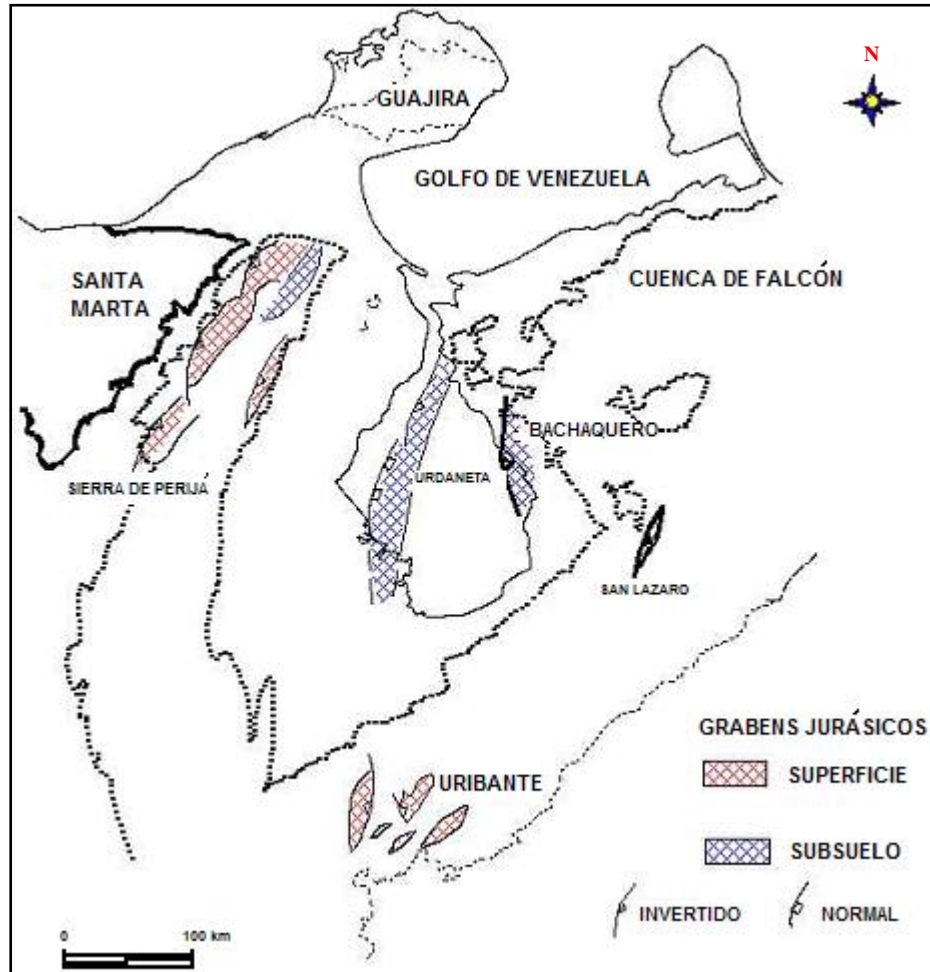


Figura 2.6. Mapa de distribución de los grabens pre-cretácicos identificados en el occidente de Venezuela (Tomado de Audemard, 1991).

El Jurásico está caracterizado por la depositación de capas rojas continentales del Grupo La Gé (Formaciones Tinacoa, Macoíta y La Quinta), presentándose solamente la Formación La Quinta en las regiones de Los Andes de Mérida, el área del Lago de Maracaibo y Trujillo (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

Después de la sedimentación de la Formación La Quinta, ocurrieron procesos erosivos que aplanaron las estructuras paleozoicas y mesozoicas en Perijá y el área de los Andes de Mérida. Remanentes de esta formación se localizan en fosas que recibieron la mayoría de los sedimentos durante el Cretácico Temprano.

En el Cretácico se depositaron sedimentos sobre una plataforma tectónicamente estable y registran una transgresión regional desde el Cretácico Temprano hasta el Paleoceno (LUGO, 1991). En el Barremiense, se acumularon grandes espesores de sedimentos pertenecientes a lo que es la Formación Río Negro, la cual consiste en depósitos gruesos pobremente gradados, algunas veces conglomeráticos de ambientes aluviales y fluviales, denominados por algunos autores como conglomerados basales, debido a que dicha formación representa el inicio del período transgresivo en el occidente del país. El contacto basal de la Formación Río Negro es discordante sobre las rocas de la Formación La Quinta.

El intervalo Albiense-Aptiense está representado por el Grupo Cogollo, el cual comienza con la Formación Apón de edad Albiense, que tiene un espesor promedio de 100 metros para el área del Lago de Maracaibo. Está constituida por calizas esqueléticas micríticas grises bien estratificadas, alternando con limolitas margosas, algunas areniscas y lutitas, depositadas en una plataforma costera externa, lo cual indica el primer avance de la transgresión cretácica. Para dicha formación se interpreta un contacto en su base generalmente abrupto con la Formación Río Negro, aunque aparentemente concordante y ligeramente diacrónico (CIEN, 1998).

La segunda transgresión marina de mayor magnitud tiene lugar en el Albiense, invadiendo todo el occidente del país. Durante este período se deposita la Formación Lisure de edad Albiense Tardío-Aptiense, la cual está caracterizada por calizas microcristalinas interestratificadas con lutitas calcáreas depositadas en una amplia plataforma externa. Hacia el S-SE, esta formación grada a una secuencia clástica de areniscas calcáreas con granos angulares de cuarzo y glauconita con intervalos dolomitizados y secciones de intraclastos de la Formación Aguardiente. Su espesor alcanza los 120 metros y su contacto en la base es concordante con la

Formación Apón y en el tope es transicional con la Formación Maraca (PARNAUD et al., 1998).

El contacto superior de La Formación Maraca de edad Albiense Tardío - Cenomaniense Temprano, coincide con la primera aparición de calizas bituminosas negras y laminadas de la Formación La Luna. En cuanto a la interpretación ambiental, se le atribuyen ambientes lagunales a intermarea en la base, que pasa a marino llano hacia el tope (CIEN, 1998).

Seguidamente, la transgresión Cretácica tuvo un fuerte pulso durante el Cenomaniense-Santoniense, específicamente en el Turoniense, donde se encuentra el pico de la máxima transgresión marina, ya que la Formación La Luna se extiende mucho más hacia el sur en el occidente del país durante este período.

Posterior a todos los eventos transgresivos mencionados, durante el Barremiense-Santoniense, comienza un pulso regresivo y simultáneamente hacia el noroeste se da una colisión del arco de islas volcánico, el cual forma una cuenca tipo foreland, en donde se depositan las facies lutíticas de la Formación Colón de edad Campaniense-Maastrichtiense (PARNAUD et al., 1998). Esta Formación está constituida en su base por el Miembro Socuy. Suprayacente a ésta, se encuentra una gruesa secuencia de lutitas microfosilíferas, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas o glauconíticas, con margas y capas de caliza subordinada. Las lutitas son más arenosas hacia la base y hacia la parte superior, donde cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan (CIEN, 1998).

Durante el Cretácico Tardío se dan altas tasas de subsidencia. Lugo (1991), considera que si se asume que las litologías lutíticas, como la Formación Colón, son producto de tasas de sedimentación lentas, entonces la principal causa debe ser atribuida a subsidencia tectónica durante un episodio extensional renovado.

Durante el Paleoceno, la Formación Guasare indica el aumento relativo del nivel del mar con depósitos de calizas generalmente glauconíticas intercaladas con areniscas y lutitas (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

En la zona occidental del Lago de Maracaibo, suprayacente a la Formación Guasare se presenta la Formación Marcelina, descrita por Hedberg & Sass en González de Juana et al., 1980.

El emplazamiento de las Napas de Lara comienza al norte de la Cuenca de Maracaibo a finales del Paleoceno, las cuales se desplazan gradualmente hacia el este, formando nuevas cuencas tipo *foreland*, una de ellas de orientación N20°W, paralela al margen noreste del Lago de Maracaibo y otras orientadas aproximadamente este-oeste frente a las napas. Esta deformación flexural se refleja en una serie de ciclos transgresivos y regresivos del Eoceno (PARNAUD et al., 1995) (Figura 2.7).

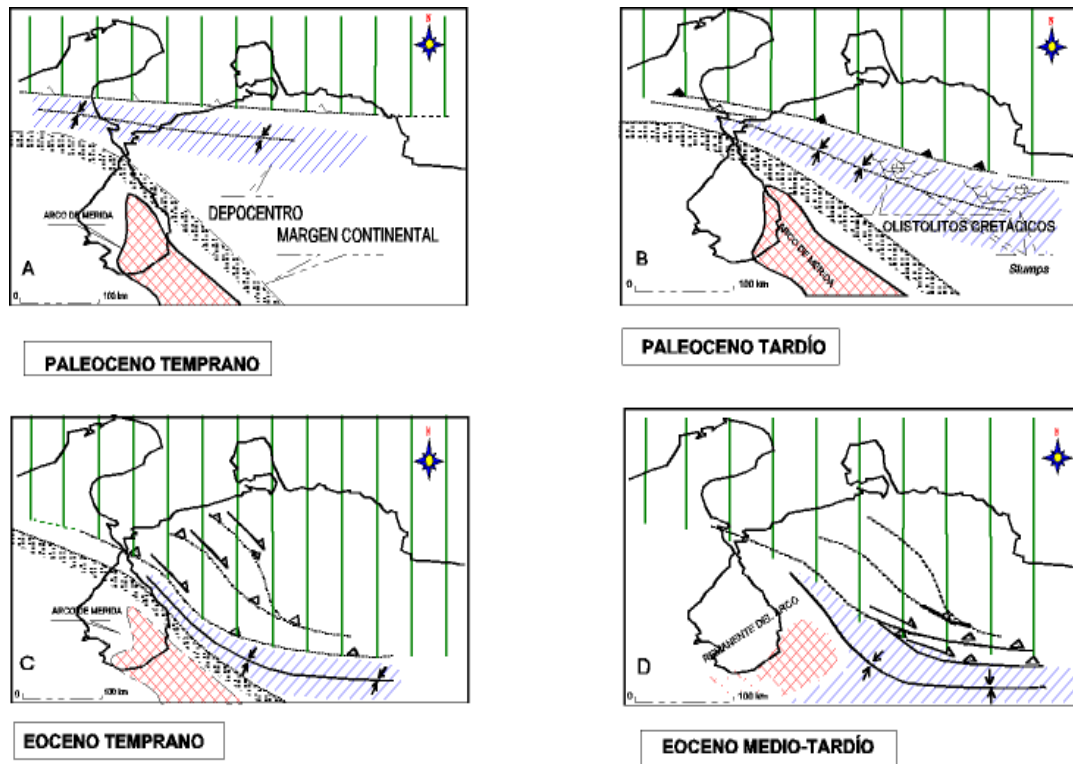


Figura 2.7. Modelo esquemático secuencial desde el Paleoceno Temprano hasta el Eoceno Medio que muestra el desplazamiento de los cinturones de corrimiento (Tomado de Lugo, 1991)

La estratigrafía del Eoceno en la Cuenca de Maracaibo es difícil de calibrar debido a la falta de control paleontológico y los cambios de las facies sedimentarias, las cuales varían de ambientes marinos abiertos a condiciones sedimentarias más restringidas y continentales (ROJAS, 2000).

Para el período Eoceno Temprano–Medio, Parnaud et al., (1995), reconoce dos ambientes de sedimentación distintos para esta zona: para el sureste y suroeste de la Cuenca de Maracaibo, una depositación de sedimentos continentales de la Formación Mirador, y una zona de plataforma interna a costera que ocurre en la parte central de la cuenca y se refleja en areniscas y lutitas de la Formación Misoa.

Hacia finales del Eoceno cambia el área entera, presentando relieve positivo al este y noreste, que separa la sedimentación continental de la Cuenca de Maracaibo, de una cuenca marina localizada en Falcón. Los sedimentos marinos fueron depositados en la parte oriental de la cuenca, la cual estaba abierta hacia el mar. La base de esta secuencia corresponde sísmicamente a una discordancia que representa la erosión del Eoceno desde el oeste al este y erosión del Paleoceno en la sección sur de la Cuenca de Maracaibo (PARNAUD et al., 1998). Al final del Eoceno se depositaron conglomerados litorales, arenas parálicas y lignitos (CARDOZO, 1996). Luego permaneció expuesta la cuenca durante el Oligoceno, erosionando intensamente esta zona, con condiciones de meteorización extrema y acción eólica que resultaron en rellenos esporádicos de depresiones (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

Según Parnaud et al., (1995), la circulación marina continúa en la Cuenca Barinas-Apure y se extiende hasta la Cuenca de Maracaibo entre finales del Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. La Formación Icotea de edad Oligoceno consiste en limolitas y arcilitas, ocasionalmente carbonáticas. Aunque se presenta de manera muy esporádica en el subsuelo del Lago de Maracaibo, se han reportado capas ocasionales de lutitas y areniscas, siendo frecuentes las esferulitas de siderita. Cien (1998) postula la posibilidad de que estos sean depósitos eólicos en las zonas remanentes de la superficie discordante del Eoceno.

Durante el Mioceno Medio persiste la sedimentación marina en la Cuenca de Maracaibo, pero cambia gradualmente a una paleogeografía de agua dulce, mientras el ambiente marino se retira hacia el norte (PARNAUD et al., 1998). Una nueva fase transgresiva se inicia en el Mioceno medio, cubriendo la mayor parte de la Cuenca de Maracaibo y depositando la Formación La Rosa (CIEN, 1998), que consiste esencialmente de lutitas verdosas, fosilíferas, intercaladas con areniscas (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980) (Figura 2.8).

En general, la Formación Misoa es una secuencia transgresiva con sedimentos de planicie deltaica caracterizados por el desplazamiento de canales principales y afluentes y el movimiento de barras litorales al variar la profundidad, que presentan marcadas diferencias en las sucesivas fases de construcción del delta (GONZÁLEZ DE JUANA et al. 1980).

2.1.5 Sistemas Petroleros

El sistema petrolero generado a partir de la Formación La Luna en el subsuelo adyacente al noreste del Lago de Maracaibo, tiene tres partes. La generación ocurre al noreste de la cuenca; con migración y acumulación durante el Eoceno Tardío, hacia el suroeste; entrampándose en yacimientos cretácicos y eocenos, especialmente hacia el alto de Icotea. El momento crítico, donde se alcanza el máximo de probabilidades de acumulación, se encuentra en el límite Eoceno-Oligoceno.

Otro sistema está constituido por la roca madre cretácica (principalmente la Formación La Luna) en la mayor parte de la actual cuenca hidrográfica del Lago de Maracaibo, que en algunas áreas alcanza condiciones de sobremadurez. La generación, la migración y la acumulación ocurren en pleno levantamiento andino, llenando yacimientos prácticamente a lo largo de toda la columna estratigráfica. El momento crítico se ubica en nuestros días. Este sistema constituye el evento más importante de acumulación de hidrocarburos para los yacimientos terciarios, particularmente en las estructuras de los campos de la región occidental del Lago de Maracaibo, campos de Urdaneta, Lama - Icotea y los de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.

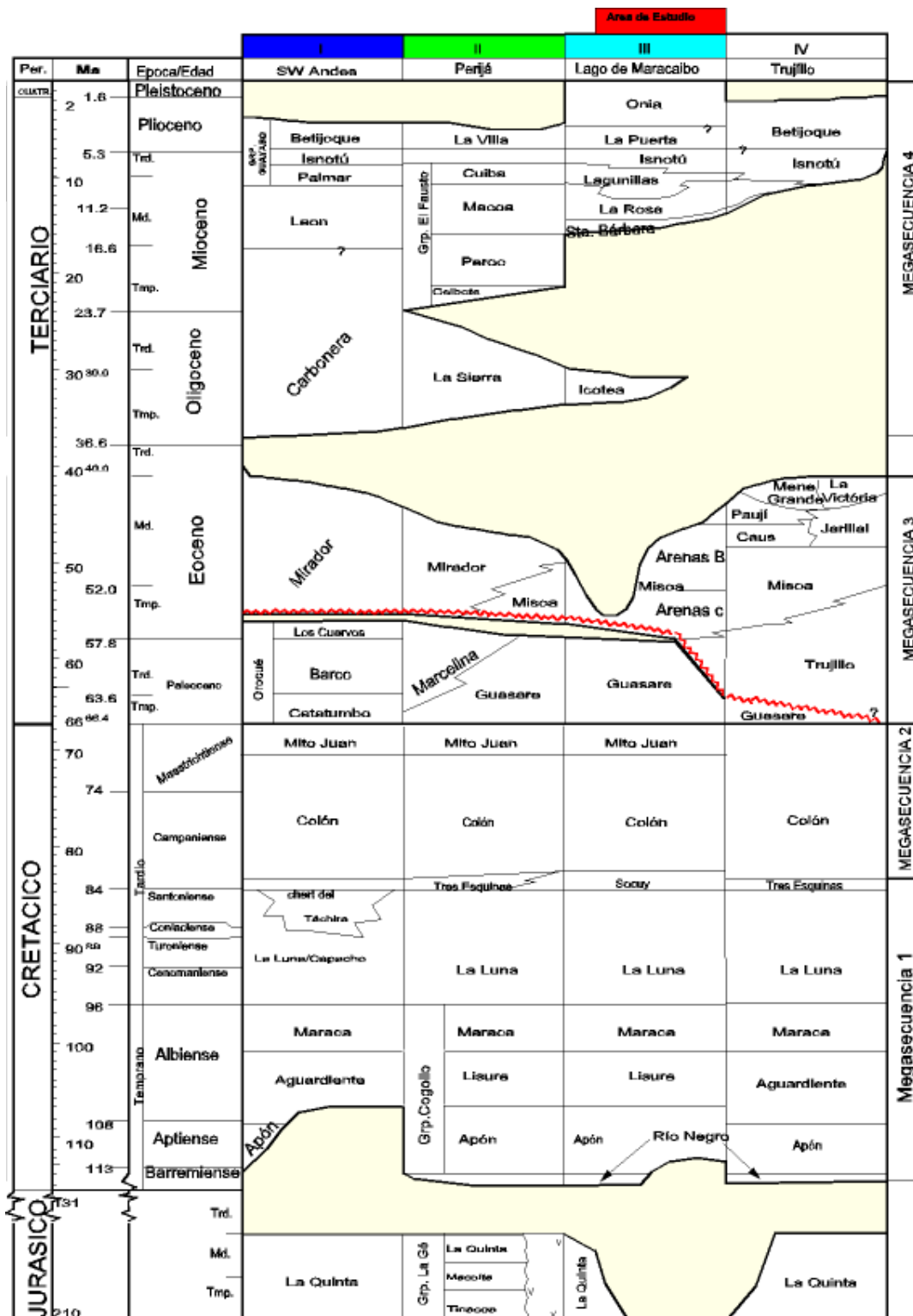


Figura 2.8. Cuadro de correlación estratigráfica del occidente de Venezuela desde el Jurásico al Reciente (Tomado de Lugo, 1991)

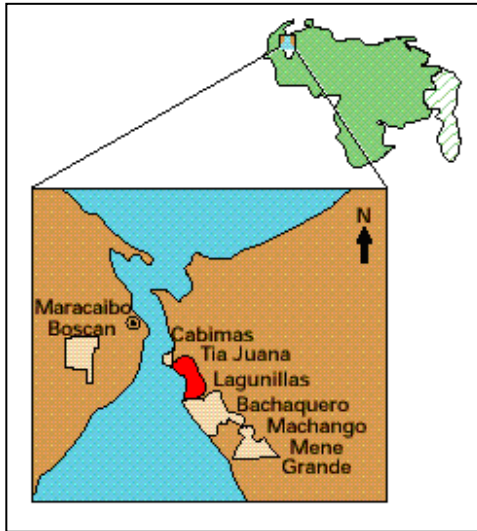
El tercer sistema lo constituye el Grupo Orocué, al suroeste del Lago de Maracaibo. Aparentemente, esta generación es responsable de los campos del noreste del Macizo de Santander, en la frontera Colombo-Venezolana. La generación, migración y acumulación de hidrocarburos ocurren en el clímax del levantamiento andino (Plioceno), el cual termina de separar completamente las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, con la formación de todo un sistema estructural que incluye la reactivación de estructuras antiguas e involucra inclusive el basamento ígneo-metamórfico. La principal roca yacimiento es la secuencia clásica paleógena que presenta un momento crítico actual.

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1 Campo Costanero Bolívar

El Campo Costanero Bolívar está situado en la zona este del lago de Maracaibo (Figura 2.9). Constituye una de las áreas más extensas del mundo. Se extiende paralelamente a la Costa Oriental del Lago, parcialmente en tierra y parcialmente bajo el agua, por una longitud de 100 kilómetros. Menos activos indicaron desde muy temprano la acumulación de petróleo y condujeron a actividades de perforación que fueron iniciadas por la Venezuelan Oil Concessions, con el pozo Santa Bárbara N° 1 en 1913. Después del descubrimiento, nuevos pozos exploratorios encontraron acumulaciones petrolíferas miocenas en Lagunillas, Tía Juana y Bachaquero.

En las primeras fases del desarrollo, la perforación descubría acumulaciones muy separadas, y se les asignaron los nombres de Ambrosio, La Rosa, Icotea, Cabimas, Punta Benítez, Tía Juana, Taparito, Lagunillas, Pueblo Viejo y Bachaquero. Las extensiones y el desarrollo de los campos indicaron que se trataba realmente de una sola área, actualmente llamado Campo Costanero Bolívar.



*Figura 2.9. Ubicación geográfica de los campos que constituyen el Campo Costanero Bolívar
(WEC, 1997)*

2.2.2 Campo Bachaquero

El Campo Bachaquero fue descubierto en el año de 1930 por el pozo LB01, pero no fue hasta 1936 cuando comenzó su desarrollo, siendo significativa su producción durante la segunda guerra mundial.

Este yacimiento desde el inicio de la explotación fue dividido en dos áreas: lacustre y terrestre. El yacimiento comprende dos zonas productoras de crudo de diferente gravedad API, pertenecientes a la Formación Lagunillas, como a continuación se detalla:

a) Zona de Petróleo “Liviano”, con un crudo de gravedad API entre 14 y 18, perteneciente al Miembro Lagunillas Inferior. Esta zona aparece en la secuencia sedimentaria de las áreas sur y parte de la zona central del Campo Bachaquero, presentando arenas de poco desarrollo y espesor.

b) Zona de Petróleo Pesado, con un crudo de gravedad API entre 11 y 14, perteneciente al Miembro Bachaquero. En la parte sur y central está por encima del Miembro Lagunillas Inferior y en la parte norte y oeste por encima del Eoceno y por debajo de las series de arenas arcillosas de la Formación La Puerta. Presenta arenas

de gran desarrollo y espesor. Este yacimiento de crudo pesado se extiende a través del Campo Bachaquero, por esta razón es el más importante de dicho campo.

Las áreas más desarrolladas y explotadas del campo son conocidas como las “Áreas Tradicionales” y las poco o nada desarrolladas, por su ubicación en los límites o bordes externos de éstas áreas, se conocen como las “Áreas Periféricas” del Campo Bachaquero. Estas últimas están ubicadas geográficamente al norte, este y oeste de dicho campo.

La acumulación de petróleo pesado del Campo Bachaquero se encuentra limitada al noreste por el límite arbitrario de la Concesión, hacia el sur por un acuífero de agua dulce a una profundidad de 5165 pies bajo el nivel del Lago, al este por el adelgazamiento y deterioro de las arenas productivas y al oeste por el Alto de Pueblo Viejo.

2.2.3 Estratigrafía

El yacimiento a estudiar se encuentra localizado en el Miembro Bachaquero de la Formación Lagunillas de edad Mioceno y está ubicado en el Campo Bachaquero. En el área de estudio, la Formación Lagunillas se compone principalmente de arenas, arcillas y algunos lignitos.

El Miembro Bachaquero, también denominado “Zona de Petróleo Pesado”, debido a las acumulaciones de petróleo pesado (entre 11 y 14 °API), se compone de intercalaciones de arcillas y arenas, con capas ocasionales de lignitos. Representa un ciclo regresivo y el ambiente de sedimentación es fluvial con predominio de canales meandriformes; el aporte es netamente continental.

El Miembro Bachaquero tiene un espesor que varía entre 140 y 255 pies. La roca recipiente del yacimiento, perteneciente a este miembro, descansa discordantemente sobre la superficie erosiva del Eoceno e infrayace a la Formación La Puerta en contacto transicional (Figura 2.10).

	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	
PLIOCENO	Formación La Puerta	
MIOCENO	Formación Lagunillas	Miembro Bachaquero
EOCENO	Formación Pují	

Figura 2.10. Columna estratigráfica del área (WEC, 1997).

2.2.4 Producción

La producción se obtiene de arenas miocenas de las Formaciones Icotea, Santa Bárbara, La Rosa y Lagunillas.

Los yacimientos productores del post-eoceno (Formaciones La Rosa y Lagunillas) tienen su mejor expresión en el sector oriental, donde se observa una combinación de factores; la mayor parte sedimentarios y en menor proporción estructurales: 1) variaciones litológicas que forman barreras de permeabilidad por el aumento de material arcilloso en las arenas, o el adelgazamiento de los cuerpos de arena en varias direcciones, 2) sellos de asfalto en las áreas de menes del límite oriental, 3) fallamiento y plegamiento.

Las acumulaciones eocenas están selladas por fallas escalonadas de los dos sistemas en combinación con algunas trampas estratigráficas, por lenticularidad de las arenas, o por funcionamiento de las capas contra la posterior sedimentación Eocena discordante. Las áreas de crudo cretácico están asociadas a un severo fracturamiento de las calizas.

El principal mecanismo productor es el gas disuelto. Otros mecanismos presentes incluyen segregación gravitacional, impulso de agua, empuje de gas libre y, posiblemente, la consolidación actual de las arenas.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS MINERALES Y ROCAS

Las propiedades físicas de las rocas y minerales están íntimamente relacionadas con la composición, estructura, condiciones de formación e historia geológica de los mismos. Dentro de las propiedades físicas de los minerales y rocas que se encuentran en la corteza terrestre, que nos permiten estudiar la composición del subsuelo y que a su vez nos permite la búsqueda y explotación de yacimientos, sin alterar estos últimos, tenemos a las propiedades magnéticas.

Estas propiedades se pueden estudiar por diferentes métodos de análisis, dividiéndose en tres grandes grupos:

Mediciones de las propiedades físicas de muestras tomadas de afloramientos y pozos.

Mediciones de los campos físicos en los pozos.

Mediciones de los campos físicos en la superficie.

3.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Todos los materiales reaccionan de una forma u otra en presencia de un campo magnético externo. El comportamiento de un cuerpo sometido a la acción de un campo magnético uniforme externo H , está descrito por parámetros característicos del material, uno de los cuales es la susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética mide la capacidad que poseen los cuerpos de magnetizarse en presencia de un campo magnético. Esto significa que cada elemento del volumen del cuerpo se comporta como un pequeño imán y que el momento magnético en su conjunto es la suma vectorial de los momentos magnéticos de todos los elementos del volumen.

La susceptibilidad magnética, χ , se define como la propiedad que caracteriza y cuantifica el proceso de magnetización de la materia; la cual está relacionada físicamente con el poder de magnetización de un campo inductor H y con la intensidad de magnetización M de la materia. Dicha relación viene dada por la ecuación 3.1:

$$M = \chi H \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Ahora bien, se define en general la susceptibilidad magnética para valores pequeños de H , como:

$$\chi = M / H \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Faraday en 1845, clasificó los materiales magnéticos en *diamagnéticos* y *paramagnéticos*, según su comportamiento en presencia de campos magnéticos. Adicionalmente, existen materiales ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos, en los cuales existe magnetización aún en ausencia de un campo aplicado.

Si la susceptibilidad magnética del material es positiva ($\chi > 0$), el cuerpo en presencia del campo, adquirirá una magnetización de igual sentido que este. En este caso, se dice que el material es paramagnético (Tabla 3.1). Por el contrario, si es negativa ($\chi < 0$), la magnetización inducida será de sentido opuesto a H y el cuerpo rechazará las líneas de fuerza de dicho campo (materiales diamagnéticos). La tercera condición no existe, en la naturaleza no hay materiales para los cuales $\chi = 0$.

Tabla 3.1 Clasificación de los materiales según el valor de la susceptibilidad (JORGE, 2001).

Materiales	Susceptibilidad
Diamagnéticos	< 0
Paramagnéticos	> 0
Ferromagnéticos	$\gg 0$

3.2.1 Materiales Diamagnéticos

Los materiales diamagnéticos están caracterizados por susceptibilidades magnéticas negativas, lo que significa, que la imantación inducida en ellos está orientada en sentido opuesto con respecto al campo externo aplicado. Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Sólo las susceptibilidades magnéticas del antimonio y el bismuto varían a $T = -180^{\circ}\text{C}$. Materiales diamagnéticos son entre otros las sales, la anhidrita, cuarzo, feldespato y grafito.

El diamagnetismo se basa en el movimiento de un electrón alrededor de su núcleo generando una corriente de poca intensidad. El momento magnético es un vector, que en presencia de un campo magnético externo, tiene un movimiento de precesión alrededor de este campo externo. Este movimiento periódico adicional del electrón produce un momento magnético orientado en sentido opuesto con respecto al campo aplicado (JORGE, 2001).

3.2.2 Materiales Paramagnéticos

Los materiales paramagnéticos se caracterizan por susceptibilidades magnéticas positivas pequeñas. En estos materiales, la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta según la Ley de Curie. La mayoría de los componentes formadores de las rocas como por ejemplo, los silicatos, son paramagnéticos o diamagnéticos. Los átomos o las moléculas de los materiales paramagnéticos están caracterizados por un momento magnético en ausencia de un campo externo y por una interacción magnética débil entre sus átomos. Normalmente sus átomos están distribuidos al azar, pero aplicando un campo externo tienden a alinearse paralelamente a la dirección del campo. Esta alineación es una tendencia, que se opone a su agitación térmica.

Entre algunos de los minerales paramagnéticos tenemos: olivino, piroxenos, anfíboles, granates y biotita. En un separador magnético, dependiendo de sus susceptibilidades magnéticas respectivas, estos minerales pueden ser imantizados a distintas intensidades de campo magnético.

3.2.3 Materiales Ferromagnéticos

Los materiales ferromagnéticos tienen susceptibilidades positivas y relativamente altas. Sin aplicar un campo magnético externo, la interacción de los momentos magnéticos de sus átomos resulta en un comportamiento colectivo de grupos de átomos, llamados dominios. En los elementos hierro, cobalto y níquel esta interacción es característica para los espines no compensados de los subniveles 3d de sus átomos (JORGE, 2001). Estos elementos pueden lograr un estado de imantación espontánea consistente en la configuración ordenada de los momentos magnéticos de todos los átomos en un dominio dado. Aplicando un campo magnético suficientemente grande, los dominios se alinean en configuraciones paralelas y con sus ejes longitudinales paralelos a la dirección del campo externo, de tal modo que generan una susceptibilidad magnética alta.

3.2.4 Materiales Ferrimagnéticos

Son los minerales en los cuales existen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente, dando lugar a un momento resultante distinto de cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetita Fe_3O_4 , es un material ferrimagnético y el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas. Otros minerales ferrimagnéticos son la ilmenita FeTiO_3 , titanomagnetita $\text{Fe}(\text{Fe},\text{Ti})_2\text{O}_4$, la pirrotita Fe_{1-x}S y los óxidos de fórmula general XOFe_2O_3 , donde X puede ser ocupado por Mn, Co, Ni, Mg, Zn y Cd. El magnetismo de las rocas se debe a magnetita y a otros minerales del sistema ternario $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.

3.2.5 Materiales Antiferromagnéticos

En este tipo de minerales los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero antiparalelos. Cada una de estas subredes recuerda un

estado de un cuerpo ferromagnético. Las dos subredes ordenadas orientadas en sentido opuesto entre sí se anulan mutuamente resultando en un momento magnético total igual a cero. La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas debajo del punto de Curie, alcanza su máximo a la temperatura de Curie y encima de la temperatura de Curie su susceptibilidad decrece.

A los materiales antiferromagnéticos pertenecen entre otros la hematita (Fe_2O_3 , $T_{\text{Curie}} = 675^\circ\text{C}$), los óxidos de manganeso, hierro, cobalto y níquel.

Entre algunos de los minerales magnetizables tenemos (JORGE, 2001):

Verdaderamente Ferromagnéticos	{ Fe Ni Co	Metales
Ferrimagnéticos	{ Magnetita (Fe_3O_4) Titanomagnetita $\text{FeO}(\text{FeTi}_2\text{O}_3)$ Pirrotita (Fe_7S_8) Ulvospinel (Fe_2TiO_2) Maghemita (Pseudomorfo de la hematita Fe_2O_3)	
Antiferromagnéticos	{ Hematita (Fe_2O_3) Ilmenita (FeTiO_3)	
Antiferromagnéticos Con imperfecciones	{ Goethita limonita (HFeO_2)	

3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

Dado la diversidad de minerales magnéticos existentes en la naturaleza, la susceptibilidad de las rocas va a depender directamente de éstos, por lo que el estudio de su mineralogía, es muy importante para la comprensión de la susceptibilidad magnética en las rocas. De acuerdo con la litología de las rocas podemos decir que:

Las rocas sedimentarias son menos magnéticas que las ígneas.

Las rocas ígneas se caracterizan por un aumento de la magnetización desde las rocas ácidas a las básicas y, sobre todo a las ultrabásicas.

Las rocas intrusivas cristalizadas completamente, son más magnéticas que sus análogas efusivas.

Las rocas sedimentarias tienen características magnéticas más complejas.

Aunque las rocas ígneas y metamórficas tienen generalmente mayor susceptibilidad que las rocas sedimentarias, el rango de variación es tal que a veces resulta imposible identificar un tipo de roca solamente sobre la base de los comportamientos magnéticos. No obstante, el magnetismo de las rocas sedimentarias generalmente es pequeño, y sus propiedades magnéticas no suelen ser detectadas con facilidad por los equipos comúnmente utilizados (SALAS, 2002).

Estas generalidades tienen excepciones, debido a los diversos ambientes “aislados” que hacen que estas características puedan variar enormemente como veremos en el desarrollo de este trabajo, específicamente en ambientes con filtrado de hidrocarburo.

En la Tabla 3.2 se muestra la susceptibilidad magnética a temperatura ambiente de algunos minerales y rocas (JORGE, 2001), para los valores indicados de la intensidad magnética del campo externo aplicado. La precaución de indicar el valor de intensidad magnética del campo externo aplicado, es debido a que la susceptibilidad magnética depende de este, siendo el promedio de la intensidad total del campo geomagnético aproximadamente de 0,5 Gauss o 0,5 Oersted.

Tabla 3.2 Susceptibilidad medias de algunos materiales rocosos (GUTLICH Y TRAUTWEIN, 1978).

Sustancia	(cgs) x 10 ⁻⁶	H (Oersted)
Magnetita	300000 - 800000	0,6
Pirrotita	125000	0,5
Ilmenita	135000	1

Tabla 3.2 Susceptibilidad medias de algunos materiales rocosos (GUTLICH Y TRAUTWEIN, 1978)
(continuación).

Sustancia	(cgs)x 10-6	H (Oersted)
Dolomita	14	0,5
Arenisca	16,8	1
Franklinita	36000	Sin información
Serpentina	14000	30,5
Granito	28 - 2700	1
Diorita	46,8	1
Gabro	68,1 - 2370	1
Pórfido	47	1
Diabasa	78 - 1050	1
Basalto	680	1
Diabasa de olivino	2000	0,5
Peridotita	12500	0,5 - 1,0

3.4 MONTAJE EXPERIMENTAL

El equipo utilizado para la medida de susceptibilidad magnética AC está basado en los métodos de puentes inductivos (técnica en corriente alterna), en donde el cambio de inductancia de la bobina captora, cuando se coloca una muestra en ella, provoca un desbalance en el puente (JORGE, 2001).

El montaje experimental (Figura 3.1) está constituido principalmente por un puente inductivo que es excitado por una fuente de corriente alterna. Este equipo consta de una fuente de corriente (ACS), un amplificador Lock - in y una tarjeta interfase de comunicación tipo GPIB.

3.4.1 Fuente de Alimentación

Esta fuente de corriente puede ser controlada a través de un computador personal. El equipo puede ser usado para medidas de susceptibilidad magnética AC.

El rango de frecuencia va desde 0.1kHz hasta 10kHz. La fuente está construida para suministrar corrientes cuyo rango es de 0mA hasta 250mA pico y suministrar un voltaje de 20V pico. Además esta puede suministrar corriente DC que llega a un valor de 250mA para un voltaje de 20V. La fuente proporciona una señal de referencia que es conectada al Lock - in.

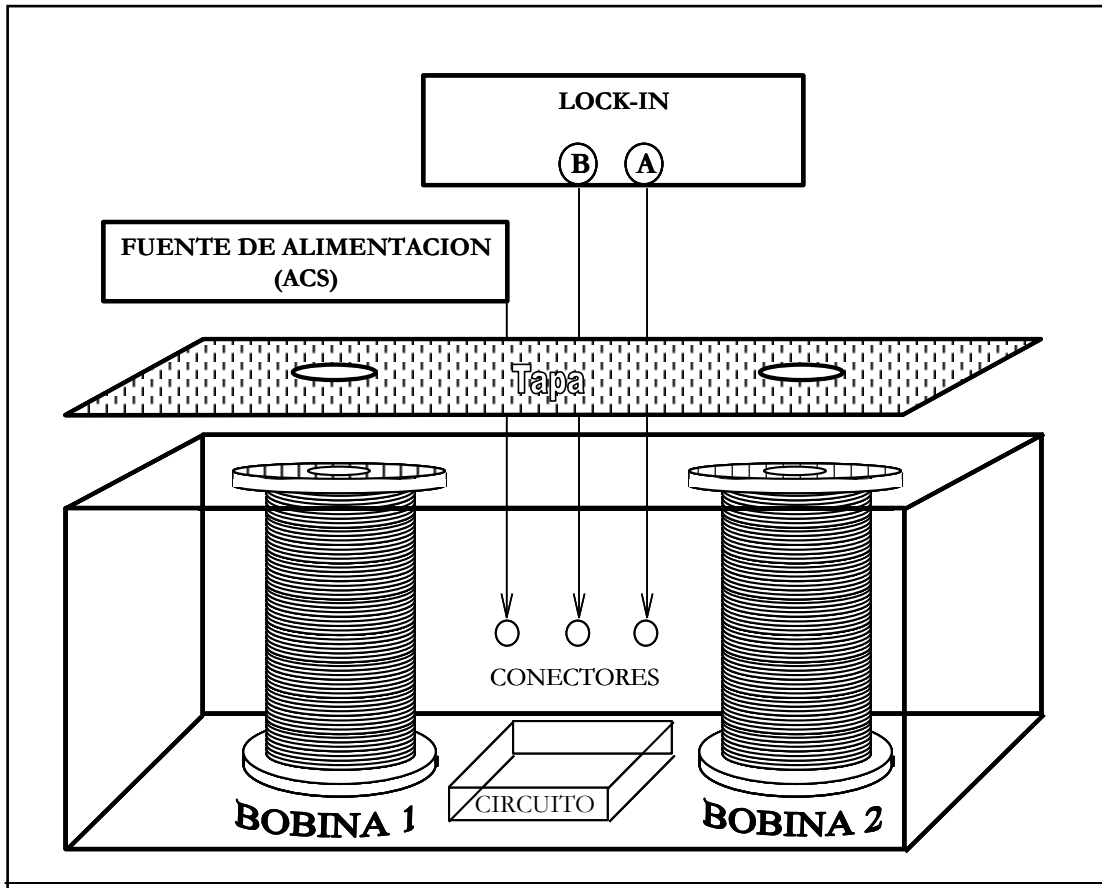


Figura 3.1 Montaje del equipo experimental (MARTÍNEZ, 2004).

3.4.2 Lock - In

Los amplificadores Lock - in (Figura 3.2) son usados para detectar y medir señales AC, muy pequeñas del orden de unos pocos nanovoltios.

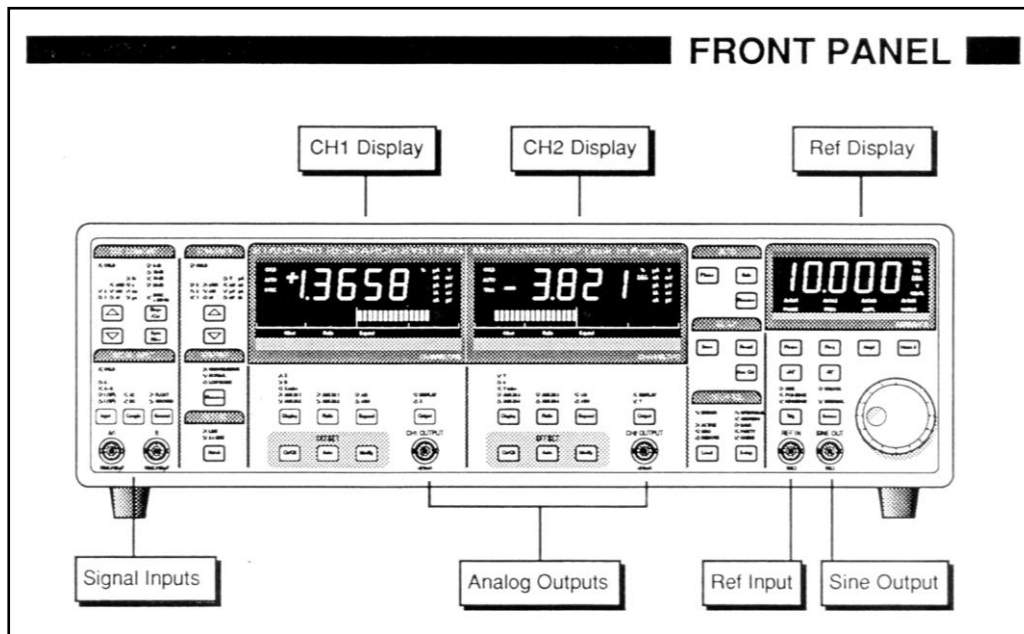


Figura 3.2 Panel frontal del Lock – in. (MARTÍNEZ, 2004).

La señal de salida del puente (susceptómetro) se conecta a los canales de entrada del Lock-in. La señal que proviene de la **bobina 1** se conecta al canal A, mientras que la señal de la **bobina 2** (en el interior de ella es donde se coloca la muestra o espécimen que se quiere medir) se conecta al canal B, por lo tanto se tienen dos señales cuya diferencia es mostrada en el “display” o pantalla digital del canal 1 (CH1), mientras que en canal 2 (CH2) se tiene un valor de cero voltios o muy pequeño. El valor de voltaje (milivoltios) que se muestra en el CH1 es proporcional a la susceptibilidad magnética ().

3.4.3 Puente Inductivo

El puente inductivo es un puente simétrico de Michelson con dos bobinas de núcleo de aire y dos resistencias. Las dos resistencias R_1 y R_2 son resistencias de $5\text{ k}\Omega$ de 0,1 % de precisión (Figura 3.3). Las bobinas poseen 174 mm de largo con un diámetro externo e interno de 86 mm y 76 mm respectivamente. Con estas dimensiones se pueden medir núcleos de rocas de diferentes tamaños (JORGE, 2001).

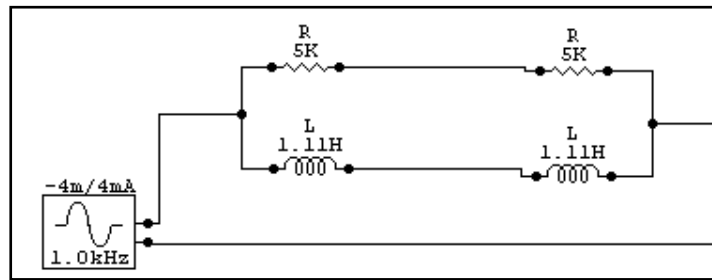


Figura 3.3 Diagrama del puente inductivo (JORGE, 2001).

3.4.4 Principio de Operación del Equipo

El principio de operación es el siguiente: primero el puente se balancea con el uso de los potenciómetros, si aun no es posible balancear el puente se procede a usar la opción Auto offset del Lock-in de forma manual, con lo cual se tiene cero señal en la salida tanto de la parte real como de la imaginaria (JORGE, 2001).

Luego se ajusta el ángulo de fase, con la sensibilidad del Lock-in en 10 mV, introduciendo en la bobina una pequeña porción de un material de ferrita para tener la máxima señal positiva en la componente en fase, sin que ocurran cambios en la señal fuera de fase. Así, la medida de la susceptibilidad magnética de una muestra se obtiene observando el cambio únicamente en la señal en fase o la parte real de la señal (JORGE, 2001).

Cuando la muestra se coloca dentro de una de las bobinas, el valor de la inductancia aumenta en una cantidad L y el puente se desbalancea. La susceptibilidad de la muestra en la dirección del eje de la bobina es proporcional a la señal de salida de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$K \frac{E}{VE_0} \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

donde V es el voltaje de la muestra, E la señal de salida del puente, E_0 el voltaje de alimentación y K esta dada por:

$$K = \frac{4L^2 C^2 \omega^2 \left(\frac{r}{L} \right)^2}{\mu_0 \frac{H_0^2}{I^2}} \quad \text{(Ecuación 3.4)}$$

En esta ecuación 3.4, L representa la inductancia, r la resistencia interna, C la capacidad intrínseca de cada bobina del puente de Michelson, ω la frecuencia e I la corriente de la fuente de alimentación, μ_0 la permeabilidad magnética en el vacío y H_0 el campo magnético dentro de la bobina (JORGE, 2001).

La ecuación 3.4 relaciona la susceptibilidad magnética de la muestra con el módulo del voltaje de salida del puente (JORGE, 2001).

Estas medidas se basan en el método de desviación, donde el puente no es rebalanceado durante cada medida. Al momento de ser retirada la muestra de la bobina se debe verificar que el puente se haya balanceado; de no ser el caso se deben realizar varias veces las medidas, de tal manera de tomar un promedio de ellas. Este método es muy rápido y nos permite medir una gran cantidad de muestras en un tiempo relativamente corto (JORGE, 2001).

3.4.5 Porta Muestra

Las muestras son colocadas en un porta muestra de vidrio cilíndrico, de tal manera que el centro de la muestra coincida mecánicamente con el centro de la bobina (Figura 3.4).

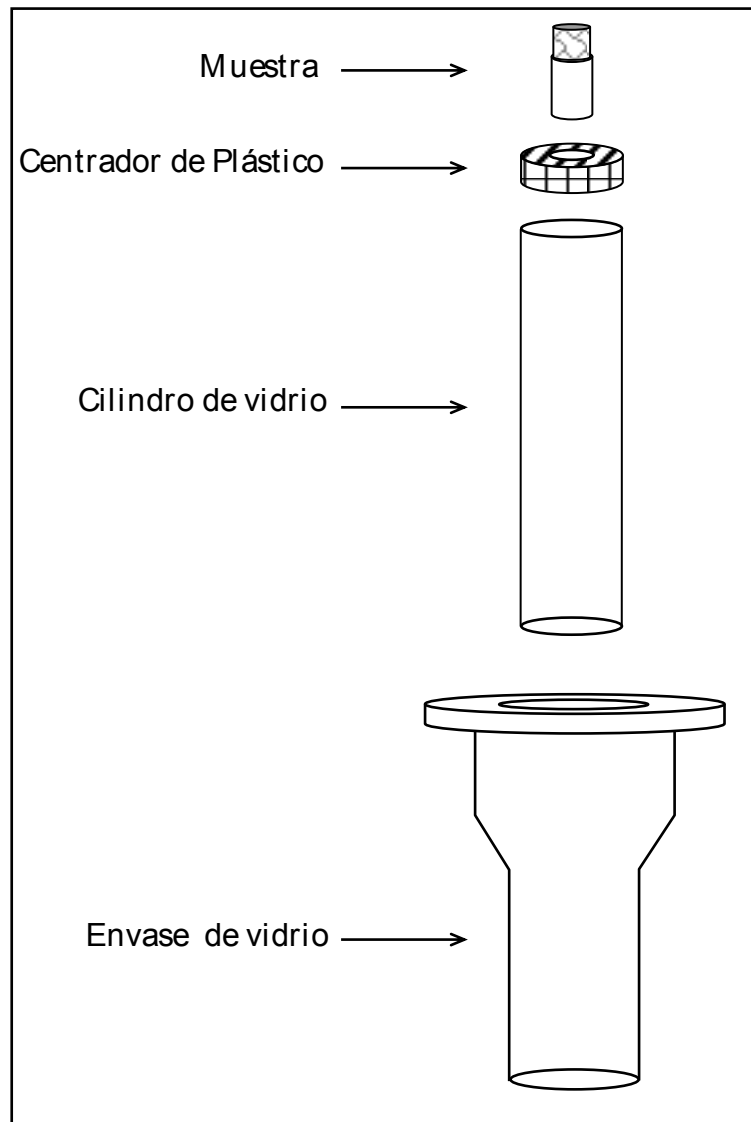


Figura 3.4 Colocación de la muestra (MARTÍNEZ, 2004).

3.5 Descripción Mineralógica

3.5.1 Hematita

La hematita (Fe_2O_3) o $\text{Fe}_2^{3+}\text{O}^{-2}$ posee una estructura cristalográfica romboédrica con un comportamiento antiferromagnético básico, que se debe a la distribución de los iones férricos en dos subredes iguales con magnetizaciones espontáneas de sentidos opuestos.

A temperatura ambiente la dirección de este antiferromagnetismo descansa en el plano basal del cristal, en el cual puede girar libremente (se cree que se debe a la presencia de impurezas o imperfecciones en la red cristalina); en tales condiciones, los momentos magnéticos de las dos subredes no son iguales y el mineral presenta características similares a las del ferromagnetismo parasitario. Por debajo de dicha temperatura (temperatura de Néel), la hematita presenta propiedades antiferromagnéticas netas (VALENCIO, 1980).

Este mineral (Fe_2O_3) contiene un 70% de hierro, pudiendo tener, además, titanio y magnesio (DUNLOP, 1997). Se presenta generalmente en cristales tubulares o formando rosetas masas botroidales (forma granular agrupada en racimos) o reniformes (minerales radiales terminados en forma arriñonada) con estructura radiada (DUNLOP, 1997).

En comparación con otros óxidos o hidróxidos de hierro, la hematita posee inusuales propiedades magnéticas. Además de la transición normal donde pasa del estado magnético al paramagnético cuando está a una temperatura de 955°K , la hematita pura y bien cristalizada se transforma del estado antiferromagnético a un estado débilmente ferromagnético a 265°K , conocido como Transición de Morin (TM). Debido a que en esta transición se produce una reorientación del espín a 90° , el campo magnético hiperfino y en particular el acoplamiento cuadrupolar cambian notablemente. En el estado antiferromagnético y a una temperatura de 80°K , el campo magnético hiperfino tiene un valor de 542 kG. Mientras que en el estado ferromagnético débil a temperatura ambiente, el valor del campo es de 517 kG. El cambio del acoplamiento cuadrupolar es ligeramente dependiente de la temperatura y el mismo cambia drásticamente a la TM. Para un valor de temperatura de 80°K se tiene que el acoplamiento cuadrupolar vale 0.37 mm/s. En el estado ferromagnético débil y a temperatura ambiente este valor es de -0.19 mm/s (VANDENBERGHE, 1987).

La hematita consiste principalmente de pequeños cristales análogos a los de la goethita, por lo que con espectroscopia Mössbauer, a temperatura ambiente, se observa un espectro muy similar; pero la diferencia entre ellos radica en los valores de campo magnético y acoplamiento cuadrupolar (VANDENBERGHE, 1987).

Para cristales con diámetros más pequeños a 8 m, se observa a temperatura ambiente, un doblete con un desdoblamiento cuadrupolar entre 0.5 a 1.1 mm/s, aparentemente fuertemente dependiente del tamaño de la partícula (VANDENBERGHE, 1987).

En las figuras 3.5 y 3.6 se ilustran los espectros Mössbauer a temperatura ambiente de dos tipos de hematita, una hematita natural de color gris oscuro y otra hematita sintetizada de color rojo.

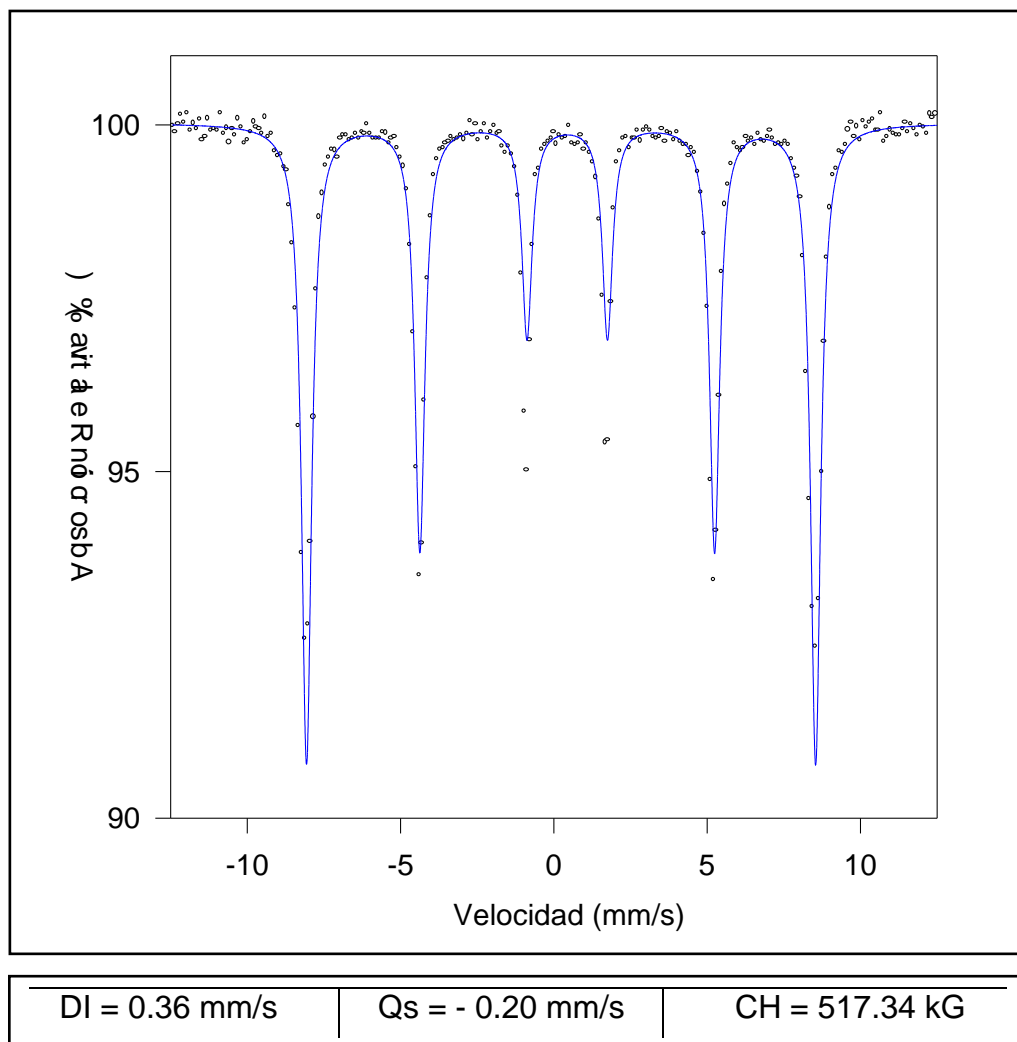


Figura 3.5 Espectro Mössbauer a temperatura ambiente de la Hematita natural (color gris oscuro).
Cortesía del Laboratorio de Magnetismo, UCV.

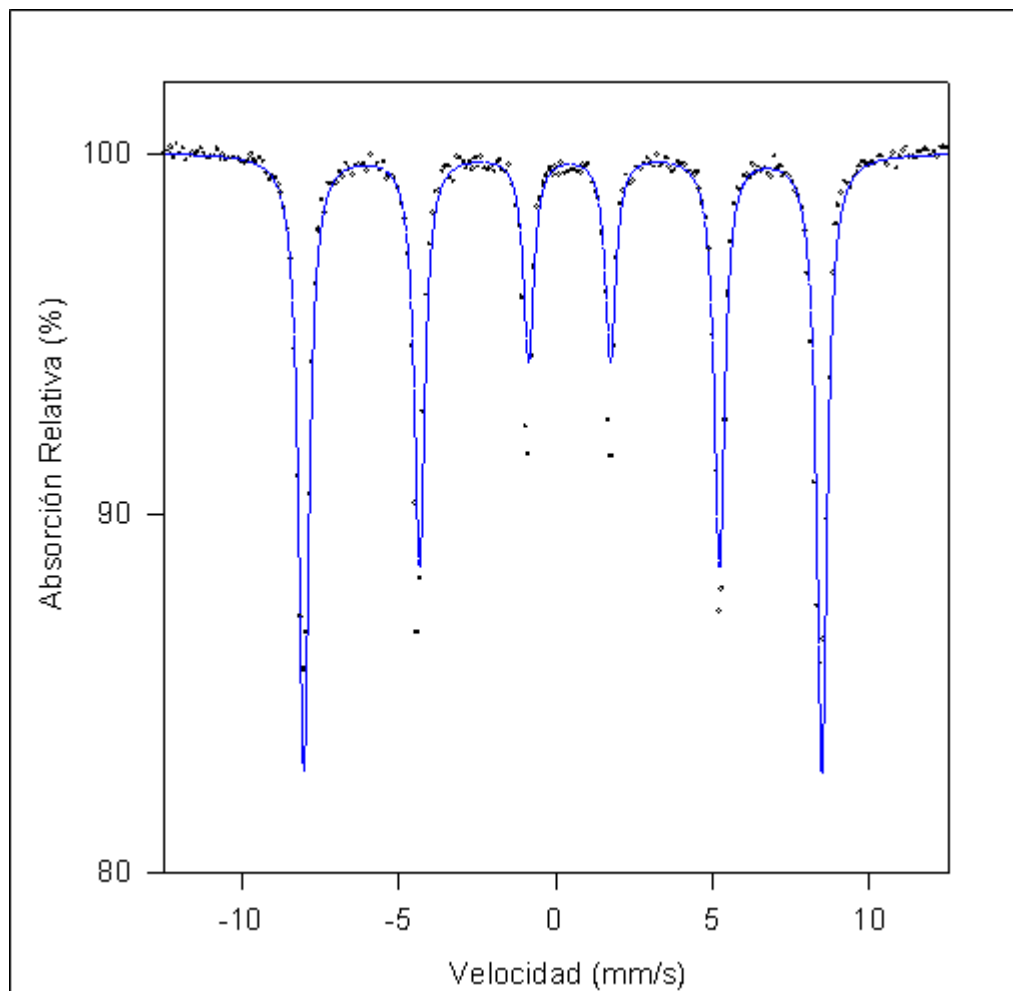


Figura 3.6 Espectro y parámetro Mössbauer a temperatura ambiente de la Hematita sintetizada (Color rojiza). Cortesía del Laboratorio de Magnetismo, UCV.

Generalmente una coexistencia de ambas fases (antiferromagnetismo y ferromagnetismo débil) es realmente observada como una asimetría en el sexteto de la hematita, en particular la primera y la quinta línea las cuales son mas profundas que la segunda y sexta línea respectivamente (VANDENBERGHE, 1987).

3.5.2 Goethita

La Goethita (-FeOOH o $\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$) es el hidróxido de hierro más común. Posee una estructura cristalina ortorrómbica (VANDENBERGHE, 1987).

Se presenta en cristales raramente bien formados, solamente estriaciones o cristales de habito acicular (cristales delgados similares a las agujas). Contiene el 62.9% de hierro, el 17% de oxígeno, el 10.1% de hidrógeno y hasta un 5% de manganeso. Se encuentra en sólidos que contienen hierro, sedimentos de arcillas, en ambientes como: manto laterítico; sedimentos inorgánicos o biogénico en aguas marinas costeras, pantanos y lagos, etc (GOETHITA, 2001 ONLINE).

Es un mineral antiferromagnético con temperatura de Néel de 400 K. Mediante espectrometría Mössbauer se observa un campo magnético hiperfino a temperatura ambiente de 381 kG y a $T = 80\text{K}$ de 500 kG, el cual se satura en 507 kG a 4 K; un desplazamiento isomérico 0.47 mm/s por arriba de la temperatura de Néel y un acoplamiento cuadrupolar eléctrico de -0.28 mm/s a temperatura ambiente y -0.26 mm/s a $T = 80\text{ K}$ (VANDENBERGHE, 1987).

Un doblete observado en un espectro Mössbauer de la goethita a temperatura ambiente, muestra la existencia de pequeños cristales cuyo tamaño se encuentra alrededor de 15 nm y dicho doblete superparamagnético tiene un acoplamiento cuadrupolar promedio de 0.55 mm/s. También es posible observar a su vez un sexteto, el cual se debe a la similitud en tamaño de los cristales para un rango de temperatura de bloqueo, por lo que se incrementa la absorción del doblete a expensas del sexteto al aumentar la temperatura. Partículas de goethita tan pequeñas como 15 nm–20 nm son súper-paramagnéticas a temperatura ambiente, y las partículas de goethita de 8 nm permanecen con comportamientos superparamagnéticos por debajo de los 77K (RON et al., 1966). En algunos casos el espectro Mössbauer de la goethita a temperatura ambiente consiste de una distribución de sextetos y/o dobletes, mostrando cierto grado de ordenamiento magnético a esa temperatura, como se observa en la figura 3.7 (RON et al., 1966).

3.5.3 Siderita

La siderita es un carbonato de hierro II (FeCO_3). Contiene 62.1% de FeO, con Mg, Ca o Zn en sustitución isomorfa, denominándose entonces manganosiderita (Oligonita), calciosiderita y zincosiderita respectivamente. Forma con la magnesita

una serie isomorfa con reemplazamiento del Fe por Mg. Los términos intermedios, con contenidos crecientes en Fe, se denominan breunerita, pistomesita y mesita. Se disuelve con facilidad en ácido clorhídrico (SIDERITA, 2001 ONLINE).

Este carbonato ferroso se encuentra en la naturaleza como el mineral llamado siderita, el cual como se mencionó antes tiene estructura romboédrica (calcita), con una celda unitaria biomolecular que tiene por dimensiones las siguientes: $a_0 = 5.795$, $b_0 = 4.745$. Esta estructura puede ser imaginada como la del NaCl (empaquetamiento hexagonal) contraída a lo largo de la diagonal del cuerpo, por lo que es de esperarse que los iones ferrosos estén bajo la influencia de un campo eléctrico cristalino de simetría cúbica en la primera aproximación y de un campo trigonal en la segunda (Ciclo de Histeresis Online).

Medidas de susceptibilidad magnética y difracción de neutrones han establecido un comportamiento antiferromagnético a bajas temperaturas. Hang (1980), hizo un estudio de la siderita utilizando la espectroscopia Mössbauer y mostró que por debajo de la temperatura de Néel, 38,3 K, el espectro consiste de seis líneas (Figura 3.7 y 3.8) y por encima de esta temperatura de dos líneas (OK, 1969).

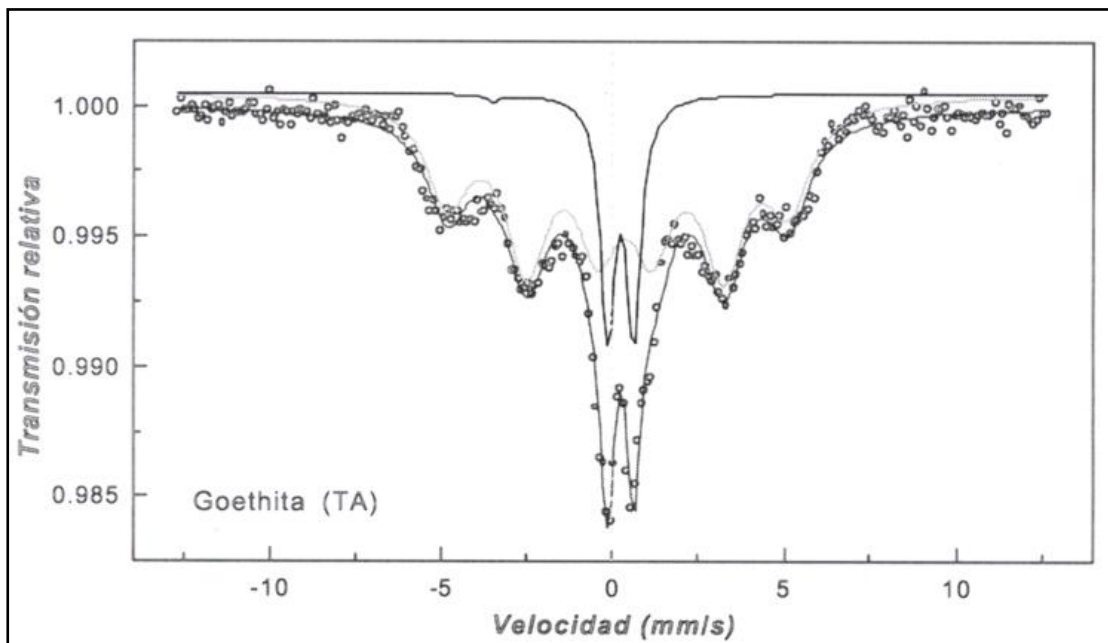


Figura 3.7 Espectro Mössbauer de la goethita a temperatura ambiente (TA) (Siderita, 2001 Online).

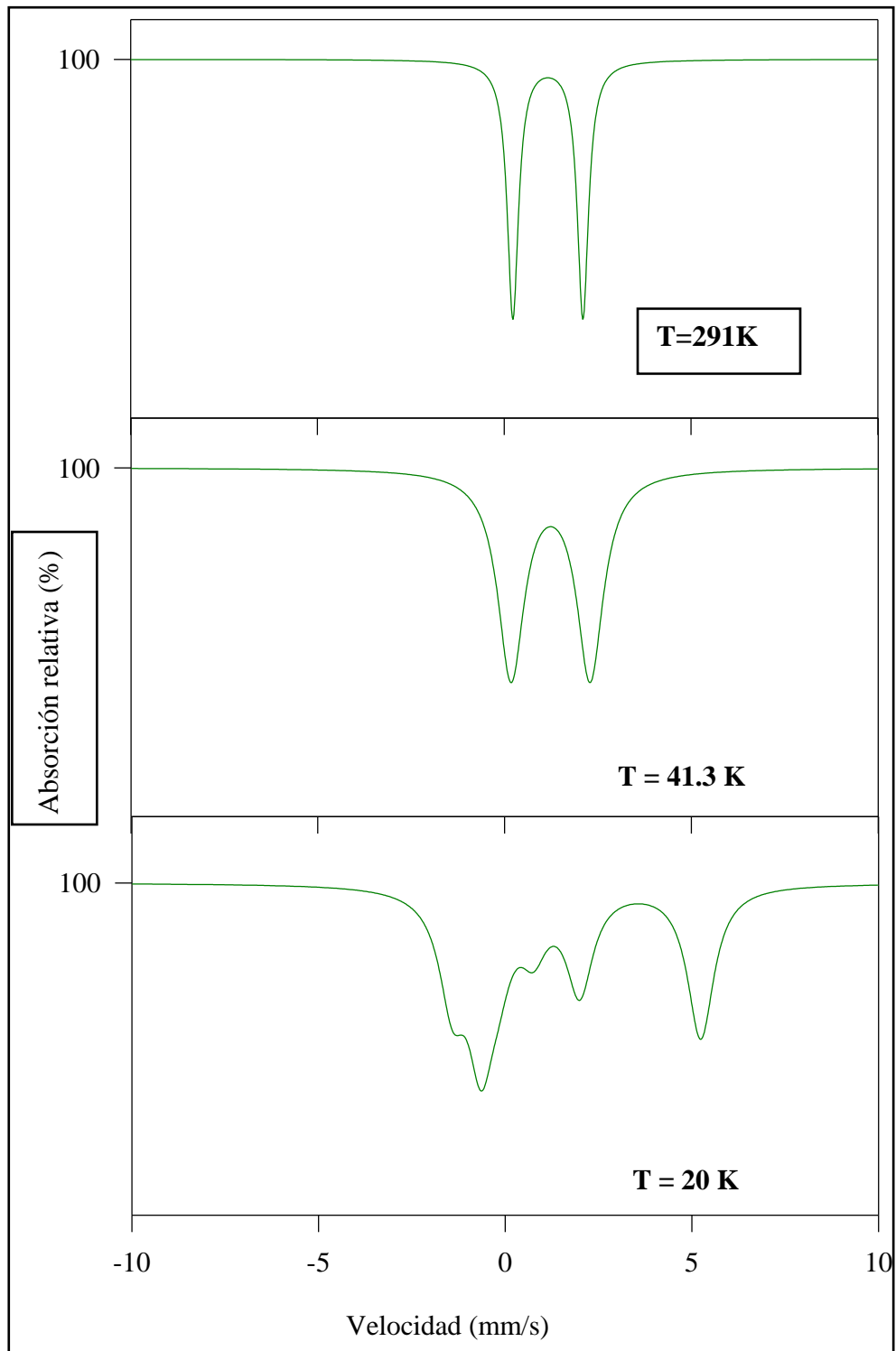


Figura 3.8. Espectros Mössbauer teóricos de la siderita a las temperaturas indicadas, presente en una muestra de ripio de perforación de un pozo petrolífero; obtenido en el Laboratorio de Magnetismo, Facultad de Ciencias, Escuela de Física, UCV.

La tabla 3.3 contiene en detalle las interacciones nucleares:

Tabla 3.3 Campo magnético hiperfino y acoplamiento cuadrupolar del FeCO₃ a varias temperaturas.

T (K)	C.H. (kG)	Q.S. (mm/s)
4.24	184 3	2.02 0.03
8.65	184 3	2.02 0.03
14.7	183 3	2.01 0.03
19.6	183 3	2.01 0.03
24.4	177 3	2.04 0.03
28.3	167 3	2.04 0.03
32.2	148 3	2.01 0.03
36.1	110 3	2.03 0.03
37.5	78 3	2.05 0.03
43.8	0	2.09 0.01
60	0	2.08 0.01
79	0	2.05 0.01
102	0	2.03 0.01
124	0	2.00 0.01
148	0	1.97 0.01
194	0	1.92 0.01

3.5.4 Hierro Metálico (Fe)

El hierro metálico tiene una estructura cúbica de cuerpo centrado (hierro ordinario) a temperatura ambiente. A 768 °C deja de ser magnético sin cambio en la estructura; a los 911 °C cambia su estructura a cúbica de caras centradas, y posteriormente, a los 1400 °C toma nuevamente la estructura cúbica de cuerpo

centrado. Estas fases son conocidas como alfa (ferrita), gama (austenita) y delta (δ -ferrita) respectivamente. Finalmente, a los 1539 °C funde (OK, 1969).

En el aire húmedo se oxida fácilmente. Los tres tipos de óxidos del Fe son: wustita (FeO), magnetita (Fe₃O₄) y hematita (Fe₂O₃) (OK, 1969).

El hierro metálico puede tener dos orígenes; el meteorítico (formado por la mezcla de hierro y níquel) y el de yacimientos de origen terrestre. Pero el más frecuente es el de origen meteórico y se encuentra presente en aleaciones de níquel y cobalto en proporciones de 5 a 14%. Esta aleación no suele ser homogénea, ya que está formada por dos minerales principales, la taenita (posee un alto contenido de níquel) y la kamacita (más pobre en níquel). Además de estos minerales pueden presentarse en otros minerales característicos, entre los que se encuentra la pirita, troilita, un carburo (cohenita), un fosfuro (shreibersite), etc.

El espectro Mössbauer del hierro metálico consiste de un espectro magnético, con un D.I.= 0 mm/s, Q.S.= 0mm/s (por presentar simetría cúbica) y C.H. de 330 kG (Figura 3.9).

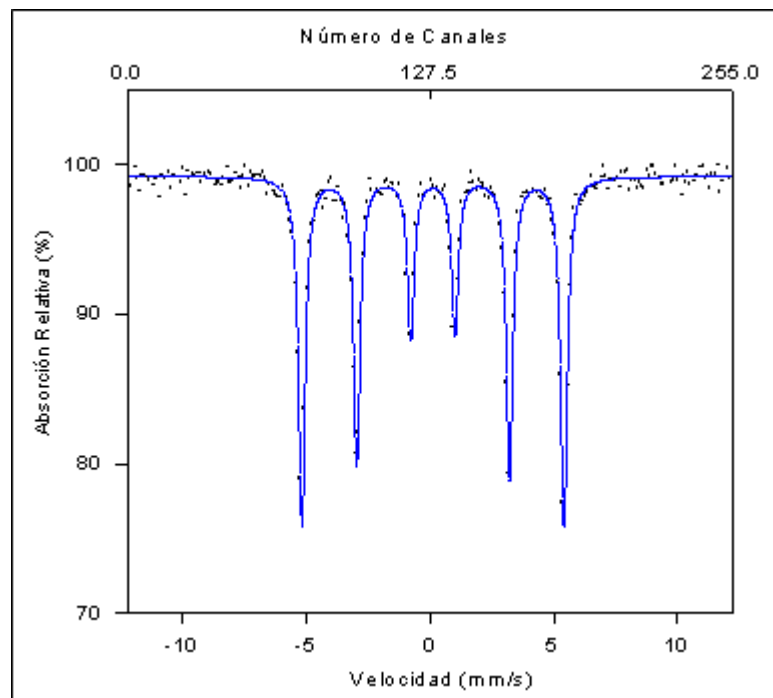


Figura 3.9 Espectro Mössbauer del hierro metálico a temperatura ambiente. Cortesía del Laboratorio de Magnetismo, UCV.

3.5.5 Martensita

El hierro-martensita tiene una fase conocida, por ser una fase metaestable que se forma desde la austenita cuando el hierro contiene impurezas de carbono. El átomo de carbono dentro de la martensita ocupa posiciones intersticiales en la red. Transformaciones de la austenita a martensita sólo afectarán a la red de tal manera que pasa de fcc, en la austenita, a bct (cuerpo centrado tetragonal) en la martensita. Los parámetros de la red de la martensita cambian con la composición de carbono (C) (RON, 1966).

Un átomo de carbono intersticial afecta severamente a los hierros vecinos, ya sea por la alteración de la estructura electrónica, interacción magnética o simetría del campo del cristal, en cada posición de la red. Las interacciones hiperfinas del Fe^{57} en la Martensita Fe-C se ven perturbadas por estos efectos; así que el espectro Mössbauer depende del número y localización de los carbonos vecinos con respecto a los átomos de hierro. Por tanto este espectro tiene que ser analizado como una superposición de componentes de tal manera que se origina de varios tipos de átomos de hierro (Cohen, 1980).

Las primeras investigaciones Mössbauer sobre la estructura de la martensita fueron realizadas por Genin y Flinn (1966), Christ y Giles (1967), Gielen y Kaplow (1967), Ino et al. (1967,1968) y Moriya et al. (1968). Sus resultados fueron cualitativamente similares, todos se basan en la suposición de que los átomos de carbono intersticiales ocupan un intersticio de simetría octaédrica distorsionada (Cohen, 1960).

La Tabla 3.4 presenta una lista con los nombres de investigadores y los parámetros Mössbauer de la martensita (Cohen, 1980).

En el espectro Mössbauer de la figura 3.10 se tiene que, (a) y (b) simbolizan las componentes espectrales de los átomos de hierros pertenecientes a los primeros vecinos más cercanos Fe_{nn} , y los segundos vecinos más cercanos Fe_{nnn} , a un átomo de carbono en un intersticio octaédrico. El pico más pequeño de absorción (c) en el centro es producido por la retención de la austenita (Cohen, 1980).

TABLA 3.4 Parámetros Mössbauer para varios grupos de átomos de hierro en Martensita^a Fe-C (MARTÍNEZ, 2004).

Tipo de hierro atomo ^b	CH (kG)	DI (mm/s)	QS (mm/s)	T	Carbono (%)	Referencias
Fe ₀ + Fe _{nnn}	337 3	- 0.01 0.05	0	TA	5.8	Gielen and Kaplow (1967)
Fe _{nn}	267 3	-0.08 0.05	0.19 0.1	TA	5.8	Gielen and Kaplow (1967)
Fe ₀	335	-----	-----	TA	4.5	Christ and Giles (1967,1968)
Fe _{nn}	-----	-----	0.019 0.009	TA	4.5	Christ and Giles (1967,1968)
Fe ₀	334 2	0.01 0.05	0.10 0.05	TA	4.2	Moriya et al.(1968)
Fe _{nnn}	342 2	0.02 0.05	- 0.02 0.05	TA	4.2	Moriya et al.(1968)
Fe _{nn}	265 2	-0.03 0.05	0.13 0.05	TA	4.2	Ino et al.(1968)
Fe ₀	330	0	-----	TA	1.76	Ron et al (1968)
Fe _{nnn}	304	0.148 0.02	-----	TA	1.76	Ron et al (1968)
Fe _{nn}	274	0.148 0.02	-----	TA	1.76	Ron and Schechter (1968)
Fe ₀	350	0.188	- 0.06	77 K	9.0	Genin and Flinn (1966,1968)
Fe _{nn} + Fe _{nnn}	340.74	0.544	+ 0.063	77 K	9.0	Genin and Flinn (1966,1968)
cluster	277.50	0.210	+ 0.159	77 K	9.0	Genin and Flinn (1966,1968)
CH = Campo Hiperfino ,DI = Desplazamiento Isomérico ^c ,QS = Acoplamiento Cuadrupolar,T = Temperatura Medida.						

^a Representa los datos de “una fase” de la martensita estudiada.

^b Acordando con la notación introducida: Fe_{nn}- hierros primeros vecinos más cercanos a un átomo de carbono en un intersticio octaédrico, Fe_{nnn} - hierro a los segundos vecinos más cercanos a un átomo de carbono en un intersticio octaédrico, Fe₀- átomo de hierro con un vecino cercano (primeros vecinos) o átomo próximo al vecino más cercano(segundos vecinos).

^c Con respecto al ⁵⁷Fe.

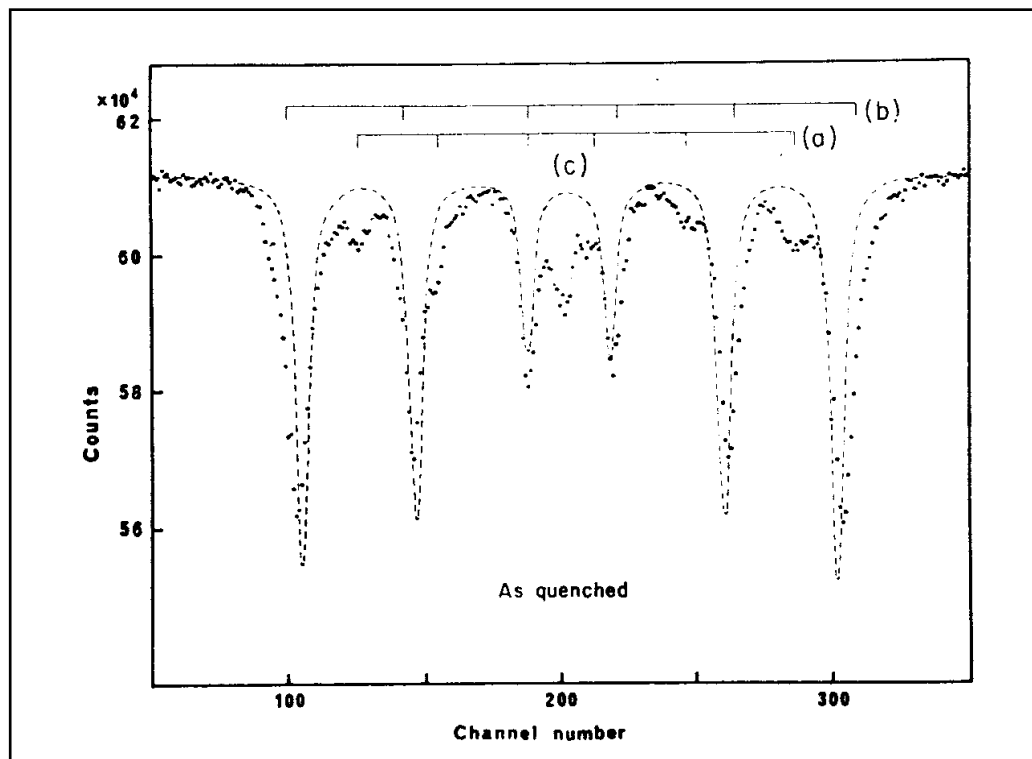


Figura 3.10 Espectro Mössbauer a temperatura ambiente de 5.1% de Fe-C de mezcla congelada en hielo e inmediatamente después a temperatura de nitrógeno líquido. (a) Como estaba inicialmente (a baja temperatura), (b) a 20 °C por 76 horas, (c) a 80 °C por 1 hora (Ino et al 1968) (Cohen, 1980).

El campo magnético hiperfino es atribuido a los átomos de hierro, referentes a los valores de la tabla 3.2, encontrándose en un rango de 267 – 274 kG, con excepción de los resultados obtenidos por Genin y Flinn (1966). Es posible que estos autores hayan usado diferentes grupos de átomos de hierro para la interpretación de su espectro, radicando esto en la obtención de valores diferentes (COHEN, 1980).

Fujita et al.(1971) investigaron la martensita (Fe-C) al 5.6% a bajas temperaturas e interpretaron el espectro Mössbauer consistente de tres componentes (a), (b) y (c) (Figura 3.11). Identificando la componente (a) como la relacionada con los átomos de hierro Fe⁰ y la (c) con los átomos de hierro Fe^{int} en un intersticio octaedral. Sin embargo relaciona la componente (b) a los átomos de hierro que se encuentran en un intersticio tetraedral (COHEN, 1980).

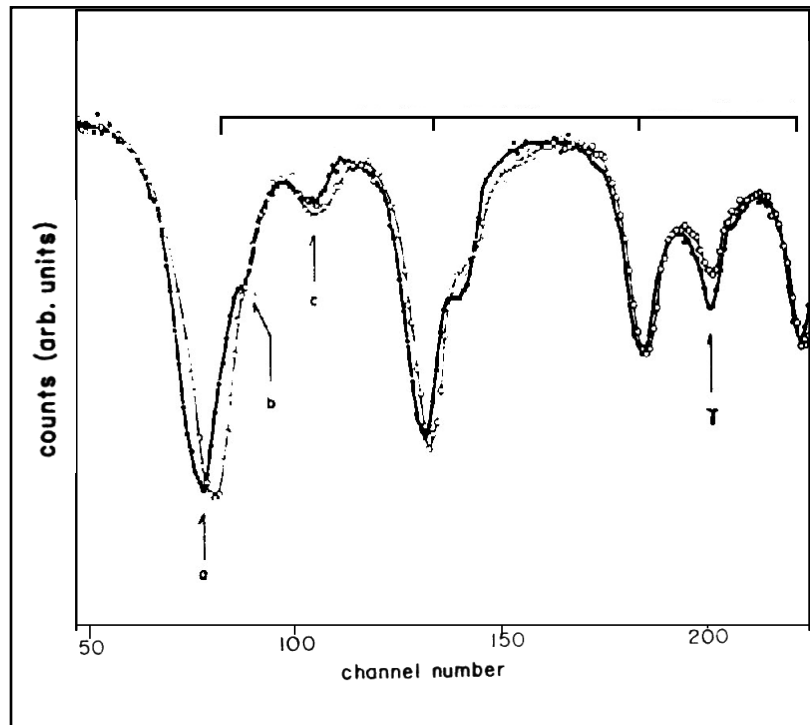


Figura 3.11. Espectro Mössbauer al 5.3% de Fe-C. Las componentes del espectro están relacionadas con (a) átomos de Fe con C vecinos, (b) átomos de hierro de los vecinos cercanos a los átomos de C en el intersticio tetragonal y (c) átomos de hierro de los vecinos cercanos de los átomos de C en un intersticio octaedral (COHEN, 1980).

3.6 ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER

El efecto Mössbauer es la absorción resonante de rayos gamma sin retroceso de ciertos núcleos atómicos, descubierto por Rudolph Mössbauer en 1958. La espectroscopia basada en este efecto tiene una gran resolución, permitiendo la detección de interacciones, que de otra manera serían inobservables, entre el núcleo y los electrones que lo rodean, llamadas interacciones hiperfinas (SALAS, 2002).

El isótopo estudiado y documentado más comúnmente en espectroscopia Mössbauer es el Fe^{57} , lo cual no es una coincidencia, ya que posee una serie de características físicas que lo califican como un isótopo muy accesible (SALAS, 2002). El núcleo de Fe^{57} en su primer estado excitado decae al estado fundamental emitiendo un fotón con una energía de 14.4 keV y cuya anchura es muy estrecha en energía.

Para entender la absorción resonante consideremos un núcleo radioactivo de cierta especie isotópica en el estado excitado de energía E_e , que experimenta una transición resonante al estado fundamental de energía E_g emitiendo un fotón de energía E . Bajo ciertas condiciones, este fotón de energía E puede ser absorbido por otro núcleo de la misma especie isotópica en su estado fundamental, de manera que:

$$E_o = E_e - E_g = E \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

El fenómeno se llama absorción resonante nuclear (Figura 3.12). El sentido inverso de este proceso determina la emisión nuclear resonante (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Después de producirse la absorción resonante del rayo γ por el segundo núcleo, éste permanece en un estado excitado por el tiempo de vida media τ y luego decae al estado fundamental por emisión γ . Este proceso se denomina fluorescencia nuclear (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

La emisión/absorción nuclear resonante de rayos γ ocurre con muy baja probabilidad en átomos aislados (como en el estado líquido y gaseoso), debido a la pérdida de energía por los efectos de retroceso, ya sea en el proceso de emisión o absorción.

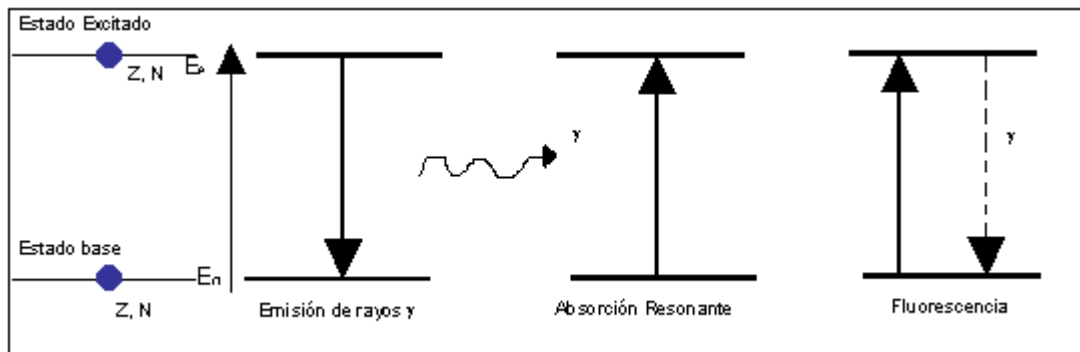


Figura 3.12 Representación esquemática de la absorción y emisión resonante de rayos gamma (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

En el proceso de emisión/absorción nuclear de fotones por átomos aislados, se debe tener en cuenta el efecto de retroceso por la alta energía de esta radiación. La energía de retroceso (E_R) viene dada por:

$$E_R = \frac{E^2}{2mc^2} \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

Siendo E la energía del fotón emitido o absorbido, m la masa del átomo y c la velocidad de la luz (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Cuando se da el efecto Mössbauer (tanto en el proceso de emisión como de absorción) se tiene que la absorción resonante se produce debido a que la distribución espectral para el proceso de emisión resonante se superpone con la del proceso de absorción (WERTHEIM, 1964).

El efecto Mössbauer se explica bajo la consideración de que el átomo absorbente o emisor no está libre sino que forma parte de una red cristalina. Así, la pérdida de energía por retroceso y el posible intercambio de energía con la red están gobernados por la dinámica del sólido cristalino. De manera que el momento de retroceso, en lugar de ser transferido a un solo núcleo, como en el caso de átomos libres, es más bien transferido a todo el cristal y el intercambio de energía con la red se da en múltiplos de cuantos de energía asociado a los fotones (WERTHEIM, 1964).

Desde el punto de vista de la mecánica, si el núcleo excitado del Fe^{57} decae al estado base, este no necesariamente emite un fotón de 14,4 keV. La energía emitida será ahora más baja debido a que el retroceso del núcleo y la emisión de la partícula toma algo de energía del fotón emitido. La energía perdida, aunque es relativamente pequeña, es suficiente como para que a temperaturas normales el fotón no pueda ser absorbido por otro núcleo de Fe^{57} (SALAS, 2002).

3.6.1 Interacciones Hiperfinas

El núcleo se encuentra dentro de campos eléctricos y magnéticos generados por las capas electrónicas que lo rodean y por las cargas cercanas a su vecindad. Generalmente, las interacciones del núcleo con los campos eléctricos y magnéticos,

perturban los niveles de energía nucleares. Dichas perturbaciones son llamadas interacciones nucleares hiperfinas (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Las interacciones hiperfinas consideradas en la espectroscopia Mössbauer son:

1. La interacción electrostática entre los orbitales electrónicos s en el átomo y la carga nuclear, descrita por el parámetro hiperfino llamado “Desplazamiento Isomérico” (ΔI o δ).
2. La interacción electrostática entre el gradiente de campo eléctrico y el momento cuadrupolar eléctrico nuclear, descrita por el llamado “corrimiento cuadrupolar” (Q) o por el “desdoblamiento cuadrupolar” (Q_S o E_Q).
3. La interacción magnética entre el momento magnético nuclear y el campo magnético externo al núcleo llamada interacción Zeeman nuclear que depende del “campo hiperfino” (C_H).

3.6.2 Desplazamiento isomérico

El desplazamiento isomérico es la manifestación de la interacción monopolar eléctrica, que resulta de la interacción electrostática entre la carga nuclear distribuida en un volumen finito y la distribución de cargas electrónicas dentro del núcleo (WERTHEIM, 1964).

El corrimiento es diferente para los estados fundamental y excitado debido a diferencias en el volumen nuclear; y para el caso de la fuente o del absorbente, por tener en general diferentes densidades de electrones “ s ”. El resultado neto se observa como la diferencia entre los corrimientos de energía de los fotones emitidos (E_F) y de los absorbidos (E_A) (Figura 3.13), al cual se le denomina corrimiento isomérico (δ o D.I.) (WERTHEIM, 1964).

El desplazamiento isomérico se define como la energía relativa entre el absorbente y la fuente, mediante la siguiente ecuación:

$$D.I. = \frac{2}{3} Z e^2 \left(\int \rho_A^2(r) dr - \int \rho_S^2(r) dr \right) \left(\langle r^2 \rangle_e - \langle r^2 \rangle_f \right) \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

donde $\int \rho_A^2(r) dr$ y $\int \rho_S^2(r) dr$ son las densidades electrónicas en los núcleos absorbente y emisor respectivamente, $\langle r^2 \rangle_e$ y $\langle r^2 \rangle_f$ son los radios cuadráticos medios para los estados excitado y fundamental, respectivamente.

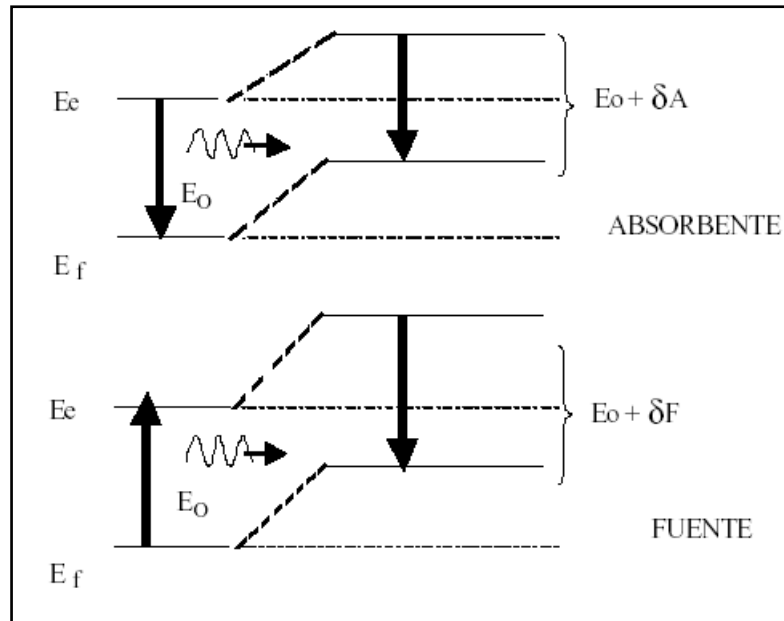


Figura 3.13. Desplazamiento isomérico de los niveles energéticos en los átomos emisor, absorbente y en las energías de las transiciones nucleares (WERTHEIM, 1694).

Para el caso del ^{57}Fe $\langle r^2 \rangle_e - \langle r^2 \rangle_f$ es negativo, entonces un incremento de la densidad electrónica en el absorbente disminuye su energía de transición respecto al emisor, y da lugar a un corrimiento isomérico negativo.

En la figura 3.14 podemos observar un espectro no magnético y el mismo posee cierto desplazamiento isomérico (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

El desplazamiento isomérico depende de la configuración del estado de oxidación del absorbente, lo que hace posible diferenciar entre un Fe^{2+} y Fe^{3+} (Figura 3.15) (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

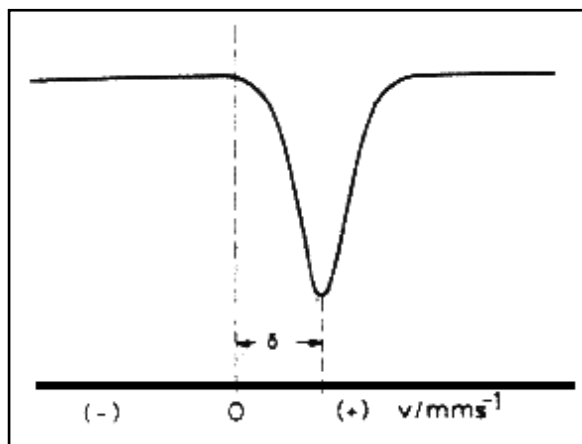


Figura 3.14. Espectro Mössbauer donde se puede observar el desplazamiento isomérico (δ) (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

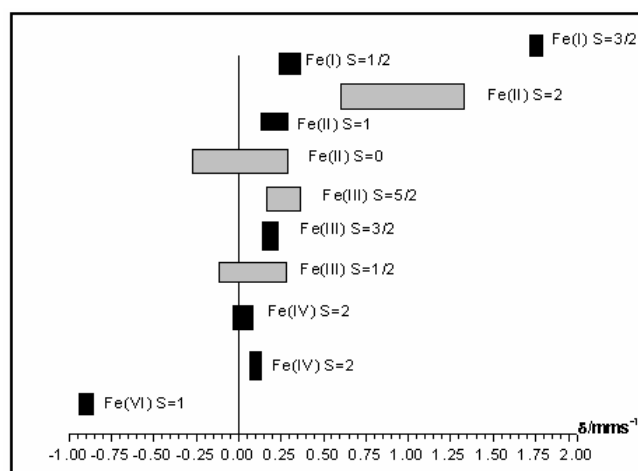


Figura 3.15. Rango de valores del desplazamiento isomérico en diferentes estrados de oxidación y configuración de espín (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

3.6.3 Acoplamiento cuadrupolar eléctrico

La interacción cuadrupolar eléctrica resulta de la interacción entre el momento cuadrupolar eléctrico nuclear con el gradiente de campo eléctrico (GCE) en el núcleo, producido por una distribución de carga asimétrica alrededor del núcleo. El Hamiltoniano que representa esta interacción, referido a un sistema de coordenadas principal, viene dado por la ecuación 3.10 (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

$$\hat{H}_Q = \frac{eQV_{zz}}{4I(2I-1)} \left[\frac{3}{2} \frac{I_z^2}{I} - \frac{I^2}{2} \right] \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

en el cual, $-e$ es la carga del electrón, Q representa el momento cuadrupolar del núcleo, V_{zz} es el gradiente de campo eléctrico en la dirección z , y en donde los ejes x , y , z son elegidos de modo tal que (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978):

$$|V_{zz}| \geq |V_{xx}| \geq |V_{yy}| \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

V_{zz} a veces se denota como “ eq ”, donde la cantidad q tiene como dimensión el inverso del volumen (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Se tiene que η es denominado parámetro de asimetría (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978), definido como:

$$\eta = \frac{V_{xx} - V_{yy}}{V_{zz}}, \quad \text{donde } 0 \leq \eta < 1 \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

“ I ” representa el número cuántico del espín nuclear, \hat{I} es el operador de espín nuclear, \hat{I}_x, \hat{I}_y son los operadores de desplazamiento del espín nuclear, $\hat{I}_x, \hat{I}_y, \hat{I}_z$ son los operadores de espín mecánico cuántico.

Cuando $V_{xx} = V_{yy}$, se tiene que el valor $\eta = 0$, por lo tanto el tensor campo eléctrico tendrá simetría axial y los autovalores del Hamiltoniano de la ecuación están proporcionados por:

$$E_Q = \frac{eQV_{zz}}{4I(2I)} 3mI^2 [I(I-1) - m^2], \quad m = I, I-1, \dots, -1 \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

Para una simetría menor que la axial, solamente para los valores de $I = 3/2$, los valores del Hamiltoniano vienen dados por:

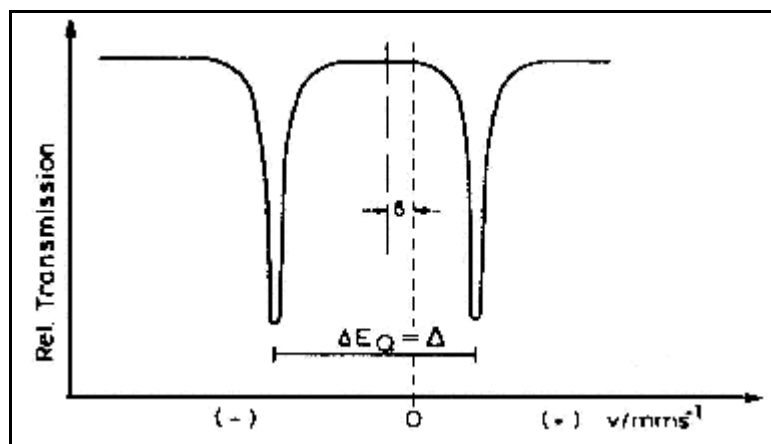


Figura 3.17. Espectro Mössbauer resultante del desdoblamiento cuadrupolar para el Fe^{57} (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Este efecto puede ser descrito por el siguiente Hamiltoniano:

$$\hat{H}_m \hat{=} \hat{H} g_N \hat{I} \hat{H} \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

donde g_N es el factor de Landé y $\hat{H} = e\hbar/2Mc$ (M es la masa del núcleo) es el magnetón nuclear (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Los valores de energías que se obtienen están representados por:

$$E_m = \frac{Hm_I}{I} g_N \hat{H} m_I, \text{ donde } m_I = I, I-1, \dots, -I \quad (\text{Ecuación 3.16})$$

La transición gamma entre los subniveles del estado excitado y el estado base se encuentran siguiendo las reglas de selección, $I \geq 1, m = 0, \pm 1$. Las seis transiciones permitidas del Fe^{57} se muestran en las figuras 3.18 y 3.19.

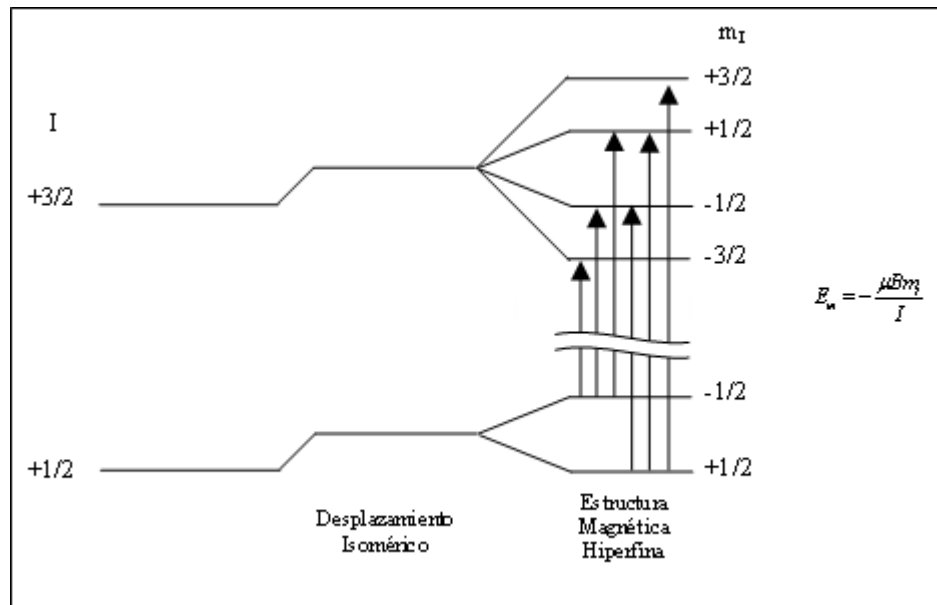


Figura 3.18. Estructura magnética hiperfina del estado fundamental y el primer estado excitado del Fe^{57} (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

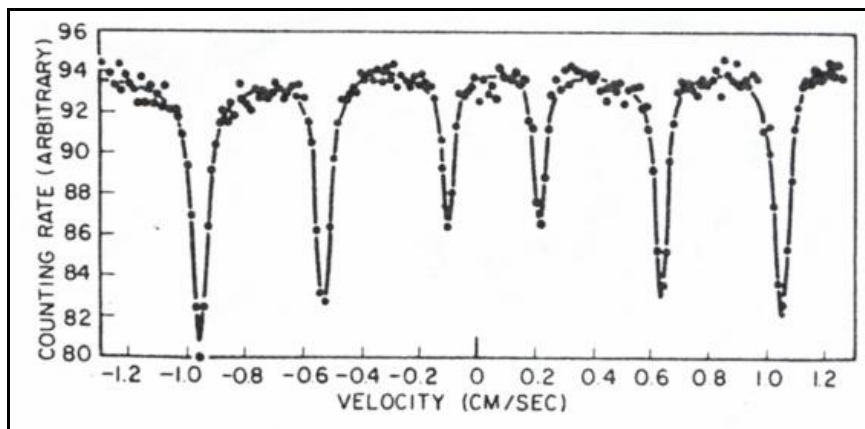


Figura 3.19. Espectro magnético Mössbauer (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

3.6.5 Efecto de pequeñas partículas

Este efecto se produce debido a que en una partícula pequeña existe un tamaño crítico del dominio magnético, tal que el decrecimiento en energía magnética obtenido por el fraccionamiento del dominio único en dominios más pequeños, podría ser menor que el incremento creado por la formación de dominios separados.

En materiales magnéticos típicos, el tamaño crítico del dominio se encuentra en el orden de varias decenas de nanómetros (WERTHEIM, 1694).

Dentro de cada partícula, de dominio magnético único, la interacción de intercambio lleva a un acoplamiento entre los espines de iones vecinos, que puede implicar un ferromagnetismo, un ferrimagnetismo o un antiferromagnetismo. En los tres casos, la orientación relativa de los espines atómicos es específica, pero el espín completo del sistema puede ser rotado en el espacio sin que cambie la interacción de intercambio, siempre y cuando la rotación sea efectuada coherentemente, es decir; que la rotación no cambia la orientación relativa entre los espines. Pero existen otros tipos de interacciones entre las partículas que llevan a una dependencia de la energía magnética total con la dirección del acoplamiento de intercambio del sistema de espín. Estas direcciones son llamadas direcciones fáciles, definidas como las direcciones de baja energía del sistema de espín, separadas por la barrera de la energía de anisotropía (WERTHEIM, 1694).

En ausencia de campo magnético aplicado, la dirección de la magnetización de un gran cristal ordenado magnéticamente es a lo largo de la dirección fácil. Sin embargo, dado que la energía de anisotropía decrece con el tamaño que la partícula decrece, la energía térmica puede ser comparable a la energía de anisotropía de una partícula pequeña (10nm), inclusive a temperatura por debajo de la temperatura ambiente. Por lo que la magnetización no está fija en la dirección fácil, sino que fluctúa de una manera aleatoria. Por sencillez estas fluctuaciones pueden ser divididas en dos clases. Las pequeñas fluctuaciones alrededor de la dirección fácil, llamadas excitaciones magnéticas colectivas, mientras que se habla de una relajación superparamagnética cuando la dirección de magnetización fluctúa entre varias direcciones. Cuando el tiempo de relajación superparamagnético (τ) es corto comparado con la escala de tiempo de el método experimental usado para el estudio de las propiedades magnéticas, la muestra semeja un paramagnetismo (COHEN, 1980).

La temperatura de bloqueo (T_B) se define como la temperatura por debajo de la cual las partículas se comportan como un cristal ordenado magnéticamente. La temperatura de bloqueo no está perfectamente definida, pero se relaciona con la

escala de tiempo de la técnica experimental usada para el estudio de las propiedades magnéticas de la partícula (COHEN, 1980).

La escala de tiempo para la observación de un espectro Mössbauer desdoblado magnéticamente viene dada por el tiempo de precesión de Larmor τ_L del momento magnético nuclear. Aproximadamente se encuentra un desdoblamiento magnético (con seis líneas en el caso de Fe^{57}) en un espectro Mössbauer cuando $\tau_L \gg \tau_{relax}$, y un espectro paramagnético cuando $\tau_L \ll \tau_{relax}$. En el rango intermedio ($\tau_L \approx \tau_{relax}$) se observa un espectro más complejo de líneas ensanchadas (COHEN, 1980).

Como ejemplo del superparamagnetismo tenemos a la goethita que con frecuencia se presenta en muestras naturales en forma de pequeñas partículas, con una gran distribución de tamaños de grano que conduce a una amplia variedad de espectros Mössbauer. Govaert et al., (1976) caracterizaron muestras naturales de goethita de distintos orígenes usando la espectroscopia Mössbauer (COHEN, 1980). Dicha caracterización se muestra en la figura 3.20, donde se observa claramente la influencia de diferentes distribuciones de tamaños de partículas en el comportamiento de la relajación superparamagnética. En los espectros Mössbauer mostrados en esta figura podemos diferenciar tres grupos principales de acuerdo con la distribución del tamaño de las partículas:

Las muestras provenientes de las minas de LOSWITHIEL y HARTZ, que tienen espectros Mössbauer de seis líneas finas reflejan la presencia de partículas relativamente grandes (mayor de 15 nm), en este caso no se observa relajación superparamagnética.

La muestra de la mina SIEGEN está constituida por una distribución de tamaños de grano tal que se observa en el espectro Mössbauer la presencia de un doblete superparamagnético característico de partículas de diámetro menor a 15 nm y una distribución de campos magnéticos hiperfinos producto de la presencia de partículas más grandes.

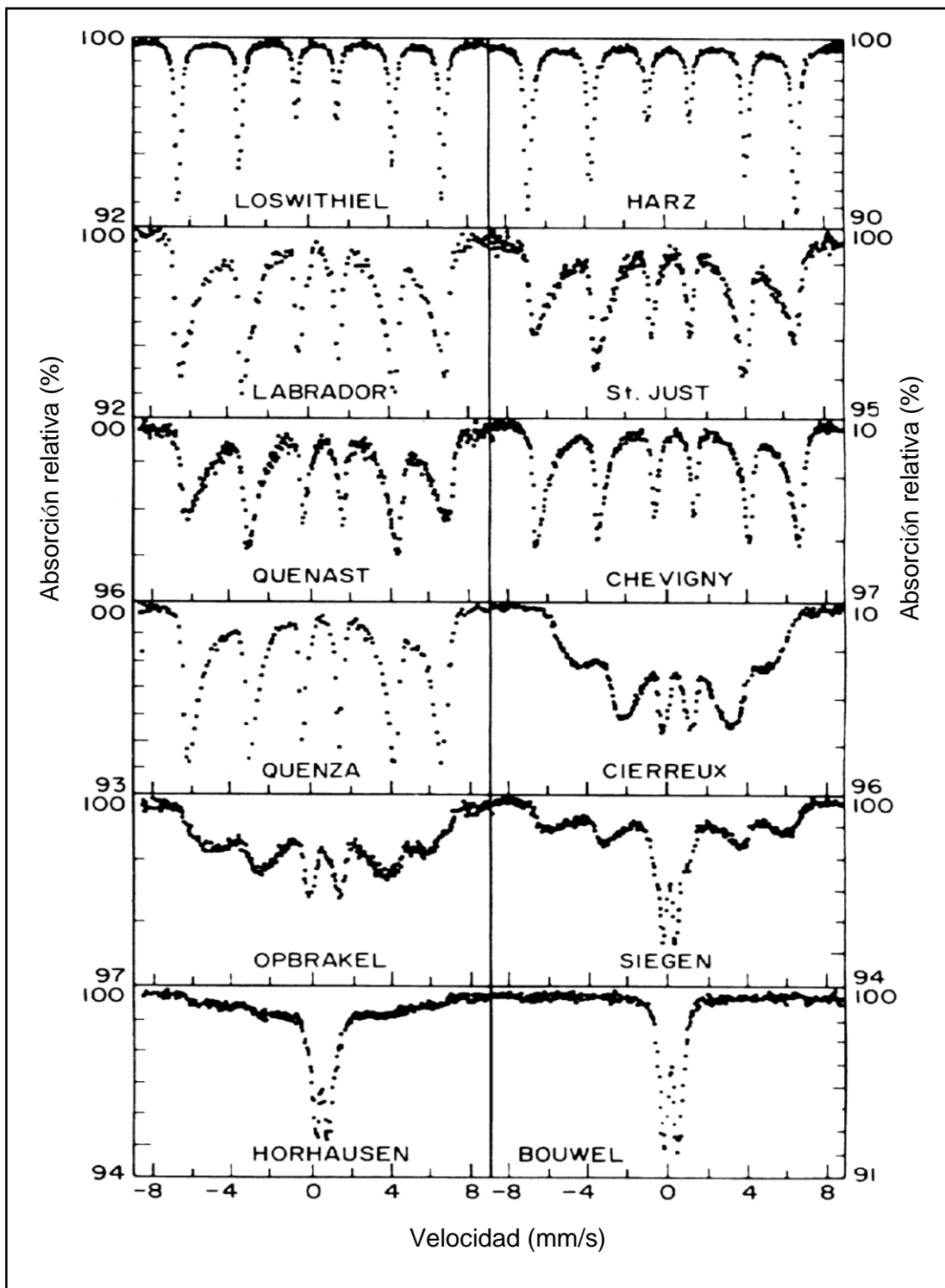


Figura 3.20. Espectros Mössbauer obtenidos a temperatura ambiente de algunas muestras naturales de Goethita ($\gamma\text{-FeOOH}$). Las diferentes formas de los espectros son debido a diferentes distribuciones de tamaño de partículas (Govaert et al., 1976 en Cohen, 1980).

La muestra de la mina de BOUWELL, la cual exhibe solamente el doblete superparamagnético, lo que permite inferir que el tamaño de las partículas es menor a 15 nm.

3.7. Montaje Experimental

La configuración del equipo de espectroscopia Mössbauer del Fe^{57} se puede esquematizar como se muestra en la figura 3.21.

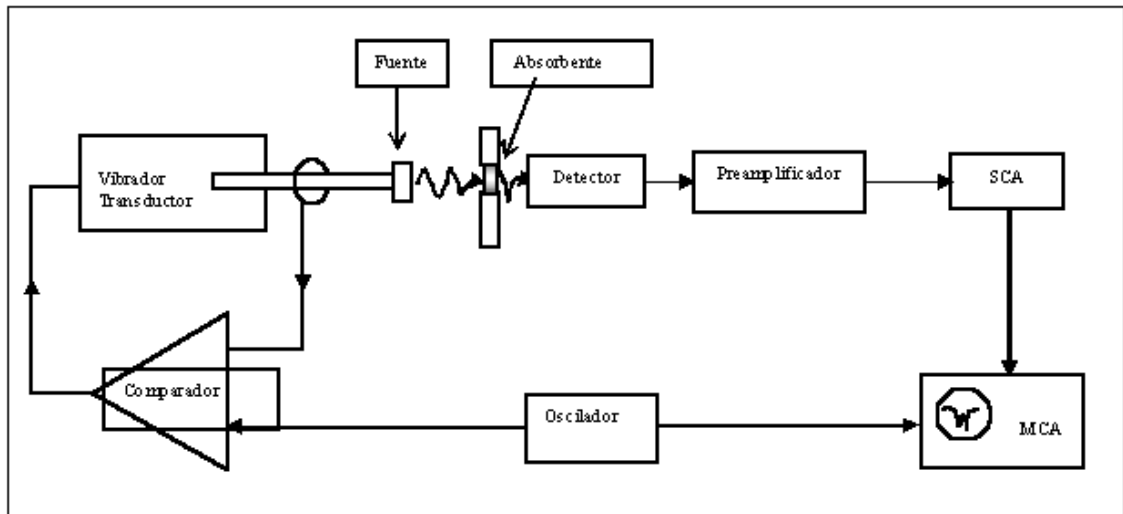


Figura 3.21. Diagrama de bloque de un espectrómetro Mössbauer (MARTÍNEZ, 2004).

La fuente de emisión contiene el isótopo radioactivo Co^{57} , el cual decae a Fe^{57} con un tiempo de vida media de prácticamente 270 días al nivel excitado con $I=7/2$. (GUTLICH y TRAUTWEIN, 1978).

Para compensar las perturbaciones de los niveles nucleares, en la espectroscopia Mössbauer se suele aplicar a la fuente o al absorbente una velocidad adecuada, que por efecto Doppler aumente o disminuya la energía del fotón emitido, de modo que se pueda establecer la condición de absorción resonante (WERTHEIM, 1694).

La fuente se mueve con una velocidad modulada proveniente de un generador que va desde $-v$ a v , lo que facilita el paso a energía dada la linealidad del término Doppler. Entonces, la radiación emitida por la fuente en movimiento es parcialmente absorbida por la muestra a estudiar, siendo la radiación que pasa, detectada por un contador Geiger, cuya salida es conectada a un pre-amplificador y después a un amplificador. Luego, la señal es pasada por un filtro pasa banda o analizador monocanal (SCA) que selecciona el pico de energía correspondiente a la radiación gamma de 14.4 keV. Después de haber seleccionado la energía, la señal finalmente se pasa por un analizador multicanal (MCA) que está sincronizado con la señal generadora del movimiento, siendo visualizado el espectro de absorción a través de un computador donde se van almacenando los conteos por canal. Cada canal corresponde a una velocidad dada y por consiguiente a una energía dada, aunque frecuentemente las interacciones nucleares observadas por la espectroscopia Mössbauer se suelen expresar en unidades de velocidad (mm/s).

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

4.1 Preparación de las Muestras

Las muestras de ripios estaban almacenadas en bolsas de plástico (Figura 4.1) e identificadas en orden ascendente según el rango de profundidades a la que fueron obtenidas. Los ripios provienen del pozo Lc-2072 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia. El intervalo de profundidad estudiado comprende desde la muestra 1, ubicada a 503 pies (153,31 m), hasta la muestra 47, ubicada a 2295 pies (699,52 m).



Figura 4.1. Almacenamiento de muestras pulverizadas en bolsas herméticas identificadas.

La preparación de muestras para la medición de susceptibilidad magnética se realizó siguiendo la metodología descrita a continuación:

Las muestras fueron almacenadas en recipientes de vidrio. Se pesó el frasco vacío (Figura 4.2), utilizando la balanza Sartorius (Figura 4.3), para luego depositar dentro de éste la muestra de ripio que correspondía a cada uno de los rangos de profundidad (Figura 4.2). Seguidamente, se procedió a pesar el frasco lleno, y se obtuvo la diferencia de peso entre el frasco lleno y el frasco vacío, para así obtener la cantidad de muestra contenida en el mismo.

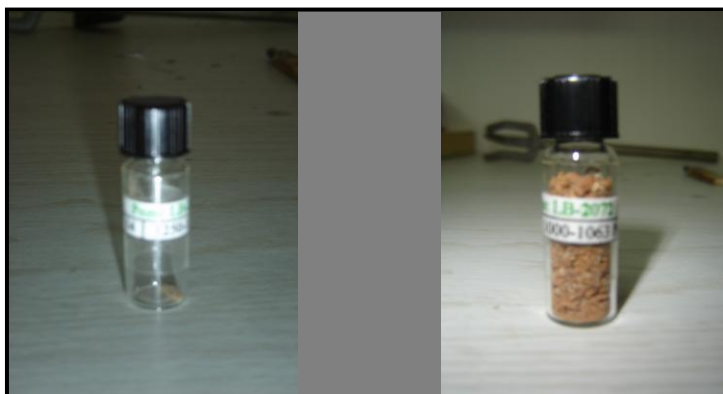


Figura 4.2. Frasco de vidrio de almacenamiento de la muestra.



Figura 4.3. Balanza marca Sartorius

Este procedimiento se realizó para las 47 muestras de ripios del pozo Lc-2072. Los envases seleccionados son de un material cuya susceptibilidad magnética es despreciable, evitando así correcciones posteriores.

4.2 Medición de Susceptibilidad Magnética

Una vez envasadas y pesadas las muestras, se procedió a medir la susceptibilidad magnética con la finalidad de construir un perfil de susceptibilidad en función de la profundidad. Este perfil fue utilizado para identificar las zonas con presencia de anomalías magnéticas y escoger las muestras a las que se debía realizar

un estudio mineralógico mas detallado. Para realizar la medición, se utilizó el equipo de susceptibilidad magnética a temperatura ambiente (Figura 4.4) o susceptómetro.

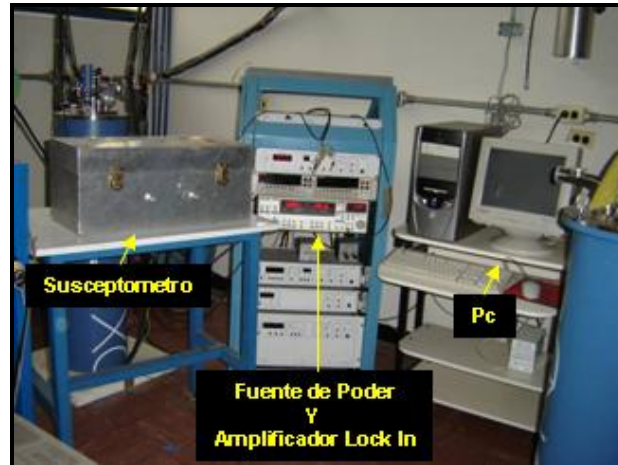


Figura 4.4. Equipo de medición de susceptibilidad magnética a temperatura ambiente.

La técnica utilizada para realizar la medición, fue la de susceptibilidad magnética AC (técnica de corriente alterna), la cual consiste en provocar un desbalance en el puente o susceptómetro (Figura 4.5), a partir de un cambio de inductancia cuando se introduce una muestra dentro de la bobina captora.

Los componentes del puente están montados dentro de una caja de aluminio, que sirve como una celda de Faraday (Figura 4.5), con la finalidad de aislar al sistema electrostática y térmicamente. Las paredes de la caja tienen un espesor de 25 mm y están rellenas de un material polimérico que es aislante térmico. La caja posee dos aberturas circulares en la parte superior, colocadas donde están las bobinas para permitir la introducción de la muestra (JORGE, 2001).

Se balanceó el puente con el uso de los potenciómetros analógicos o resistencias variables (Figura 4.5), con la finalidad de que la señal de salida en su parte real e imaginaria tuviese un valor inicial igual a cero. En caso de que la señal de salida no pudiese llevarse al valor inicial cero, se utilizó el botón con la opción de auto offset del amplificador Lock-In (Figura 4.6).

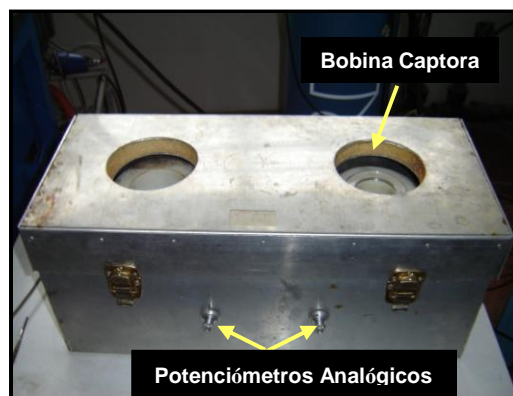


Figura 4.5. Susceptómetro

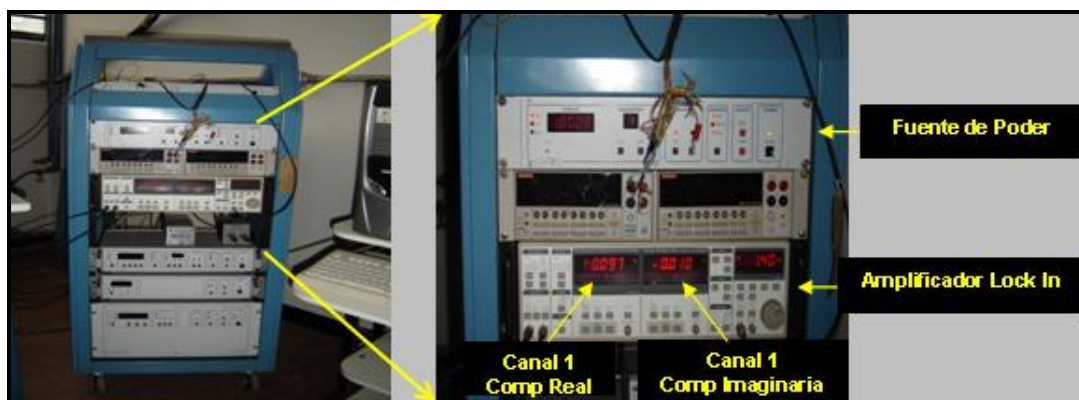


Figura 4.6. Amplificador Lock-In.

Utilizando una muestra patrón de ferrita, la cual tiene un valor de susceptibilidad magnética conocida, se realizó la calibración inicial del equipo. El objetivo de la calibración es obtener el máximo valor de inductancia, de modo que cualquier muestra introducida en la bobina captora se encuentre en un rango que va desde 0 hasta el máximo valor dado por la muestra de ferrita.

Para la calibración, se introdujo la muestra patrón dentro de la bobina captora. Las muestras son colocadas en un porta muestra cilíndrico, de tal manera que el centro de la muestra coincida mecánicamente con el centro de la bobina. En este proceso se observó un aumento en la inductancia y un desbalanceo del puente.

Una vez obtenida la calibración inicial, se procedió a realizar la medición de susceptibilidad magnética (). Para cada muestra se realizaron 3 mediciones y se

obtuvo el valor promedio. Luego, se calculo la susceptibilidad magnética, utilizando la fórmula matemática:

$$K \frac{E}{VE_0}$$

donde V, es el volumen de la muestra, E es la señal de salida del puente, E₀ es el voltaje de alimentación y K es igual a:

$$K = \frac{4L \left(1 - \frac{r^2}{2C} \right)}{\mu_0 \frac{H_0}{I}}$$

donde L es la inductancia, r la resistencia interna, C la capacidad intrínseca de cada bobina del puente, e I la frecuencia y corriente de la fuente de alimentación respectivamente, μ₀ la permeabilidad magnética en el vacío y finalmente, H₀ es el campo magnético dentro de la bobina.

Este valor fue reportado en una tabla, donde está reflejado el número de muestra y la profundidad en pies y metros, repitiendo el procedimiento para las 47 muestras del pozo en estudio. Esta información se puede visualizar en la Tabla 5.1 de los resultados.

Finalmente se construyó el perfil de susceptibilidad en función de la profundidad. El perfil puede ser observado en la Figura 5.1 de la tabla de resultados.

4.3 Espectroscopia Mössbauer

Para la aplicación de la técnica de espectroscopia Mössbauer se siguió la siguiente metodología:

Se realizó la calibración inicial del equipo de espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente (Figura 4.6). Para esto se utilizó una muestra patrón de hierro metálico (Figura 4.7), la cual fue introducida en el puente Mössbauer (Figura 4.8) y mediante la aplicación del método de espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente se obtuvo el espectro experimental de la misma. Posteriormente se le realizaron ajustes a dicho espectro a través de programas de computación desarrollados en el Laboratorio de Magnetismo de la Facultad de Ciencias de la UCV con lo cual se obtuvo la velocidad de calibración de la muestra del ripio a estudiar.



Figura 4.7. Muestra de Calibración del equipo Mössbauer compuesta por Hierro Metálico

Posteriormente se realizó la preparación de la muestra a analizar, en este momento se tomó en cuenta que la misma debía poseer cuando mínimo un 5% de hierro y el espesor no debe impedir el paso de la radiación. Para esto se utilizó un anillo de aluminio con un fondo de papel bond, de un diámetro de 2 cm. (Figura 4.9). Se utilizó la balanza Sartorius (Figura 4.3), para inicialmente pesar sólo el anillo y posteriormente pesarlo con la muestra (Figura 4.9). Luego, restando estos valores, se obtuvo el peso de la muestra de ripio. Finalmente se selló el anillo utilizando papel bond, generándose así una cara superior, en donde se colocó el nombre del pozo, número de muestra y peso de la misma (Figura 4.9).

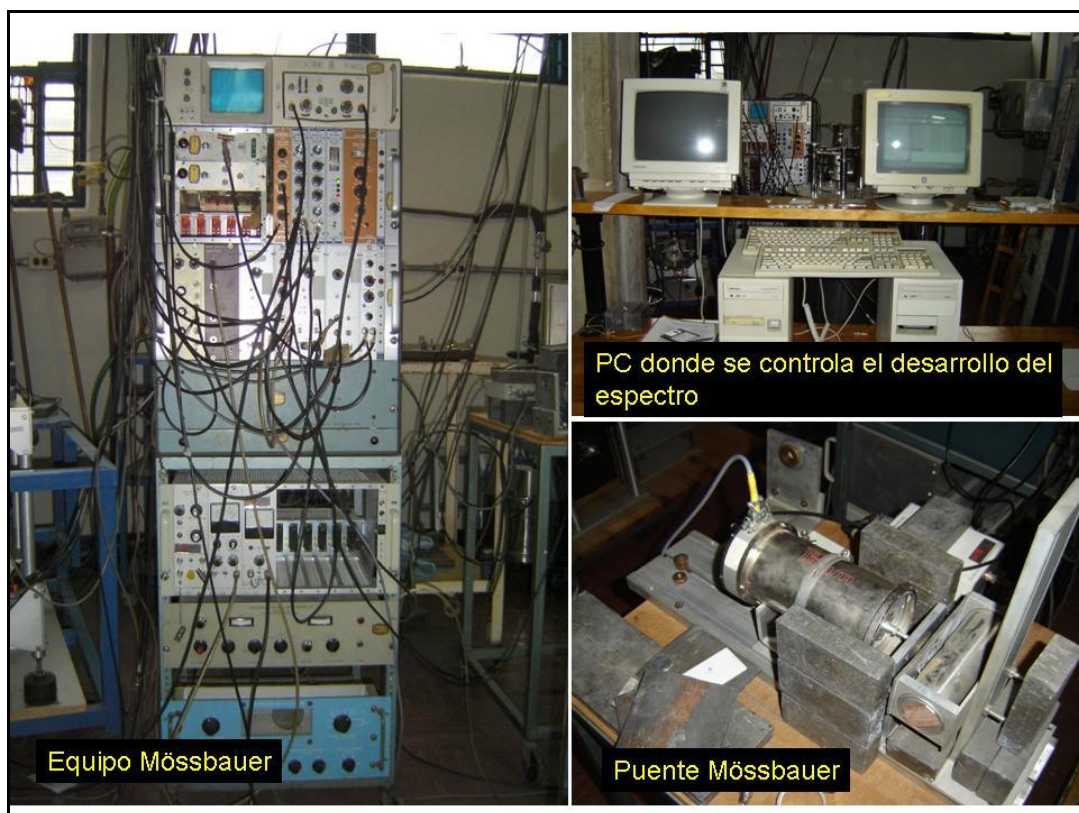


Figura 4.8. Equipo de Medición de Espectroscopia Mössbauer a Temperatura Ambiente.



Figura 4.9. Proceso de Preparación de la muestra a aplicarle el Método de Espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente.

Una vez preparada la muestra, ésta fue introducida en el puente Mössbauer durante varios días (Figura 4.8). La duración de la medición dependió de la rapidez con que la muestra absorbió la radiación que se le aplicó a través del aparato. Se determinó que la medición estuvo finalizada, realizando un análisis visual al espectro experimental que se reflejó en la computadora que se encuentra conectada al espectrómetro (Figura 4.8). Este análisis consistió en verificar que la variación del espectro con el tiempo fuese muy pequeña o en algunos casos nula. Finalmente, el espectro experimental fue grabado en un archivo en formato .dat, en el cual se recogió toda la información necesaria para el procesamiento del mismo.

Por último se realizó un ajuste teórico del espectro experimental, utilizando programas creados para este fin. Este ajuste se realizó tomando en cuenta los valores teóricos conocidos de los diferentes minerales que se reflejaron en los espectros a los que se les aplicó el método de espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del estudio realizado a las muestras de ripios provenientes del pozo petrolero LC-2072, perteneciente al Campo Bachaquero, Edo. Zulia. Adicionalmente se realizará al final del capítulo una comparación con los pozos LB-2081 y LB-2284, pertenecientes al mismo campo, los cuales fueron estudiados anteriormente.

5.1 Susceptibilidad Magnética

Para el estudio del pozo LC-2072, se analizaron un total de 47 muestras, las cuales se encontraban en un rango de profundidad entre 153.1 m y 699.52 m. A las 47 muestras se les aplicó el método de Susceptibilidad Magnética a temperatura ambiente y los resultados se reflejan en la tabla 5.1.

Tabla 5.1. Susceptibilidad Magnética de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

N. Muestra	Tope (pies)	Tope (m)	Susceptibilidad Magnética (cgs)
1	503	153.31	5.60E-04
2	503	153.31	6.33E-04
3	563	171.60	6.00E-04
4	624	190.20	5.89E-04
5	686	209.09	3.00E-03
6	686	209.09	4.06E-03
7	749	228.30	2.80E-03
8	812	247.50	1.33E-04
9	874	266.40	3.50E-04
10	937	285.60	4.33E-04
11	1000	304.80	7.35E-04
12	1063	324.00	1.84E-03
13	1188	362.10	1.28E-03
14	1250	381.00	1.87E-03
15	1250	381.00	5.25E-03

**Tabla 5.1. Susceptibilidad Magnética de las muestras de ripio del pozo
LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia (Continuación).**

N. Muestra	Tope (pies)	Tope (m)	Susceptibilidad Magnética (cgs)
16	1313	400.20	1.26E-03
17	1375	419.10	1.36E-03
18	1406	428.55	5.06E-04
19	1437	438.00	1.40E-03
20	1437	438.00	1.63E-03
21	1469	447.75	8.33E-04
22	1500	457.20	7.93E-04
23	1563	476.40	7.00E-04
24	1594	485.85	1.40E-03
25	1625	495.30	3.85E-04
26	1656	504.75	1.00E-03
27	1688	514.50	1.13E-03
28	1751	533.71	2.03E-03
29	1782	543.15	2.17E-03
30	1813	552.60	2.80E-03
31	1844	562.05	7.88E-04
32	1907	581.25	2.71E-03
33	1969	600.15	3.15E-03
34	2000	609.60	1.33E-03
35	2031	619.05	6.30E-04
36	2063	628.80	2.28E-03
37	2095	638.56	1.05E-03
38	2126	648.01	1.07E-03
39	2135	650.75	1.40E-03
40	2157	657.45	1.40E-03
41	2175	662.94	2.20E-03
42	2195	669.04	2.61E-03
43	2215	675.13	2.66E-03
44	2235	681.23	2.50E-03
45	2255	687.33	2.38E-03
46	2275	693.42	4.45E-03
47	2295	699.52	2.55E-03

A partir de estos valores, se construyó un perfil de Susceptibilidad Magnética en función de la profundidad (Figura 5.1), con la finalidad de ubicar las muestras que presentaran valores altos de anomalías magnéticas. En este perfil (Figura 5.1), se observa que existen 3 zonas en donde los valores son muy superiores al promedio, llegando a máximos de 4.06×10^{-3} cgs ubicado entre las muestras 5 y 7 (209-228 m), 5.25×10^{-3} cgs ubicado entre las muestras 13 y 16 (362-400 m) y 4.45 cgs ubicado entre las muestras 45 y 47 (693-699 m). Adicionalmente, en el perfil de susceptibilidad en función de la profundidad se refleja la presencia de la arena petrolífera en el pozo, la cual tiene un espesor de 9.4 m y se encuentra ubicada a 639 m de profundidad entre las muestras 37 y 38. No se observan máximos de anomalías magnéticas próximos a esta.

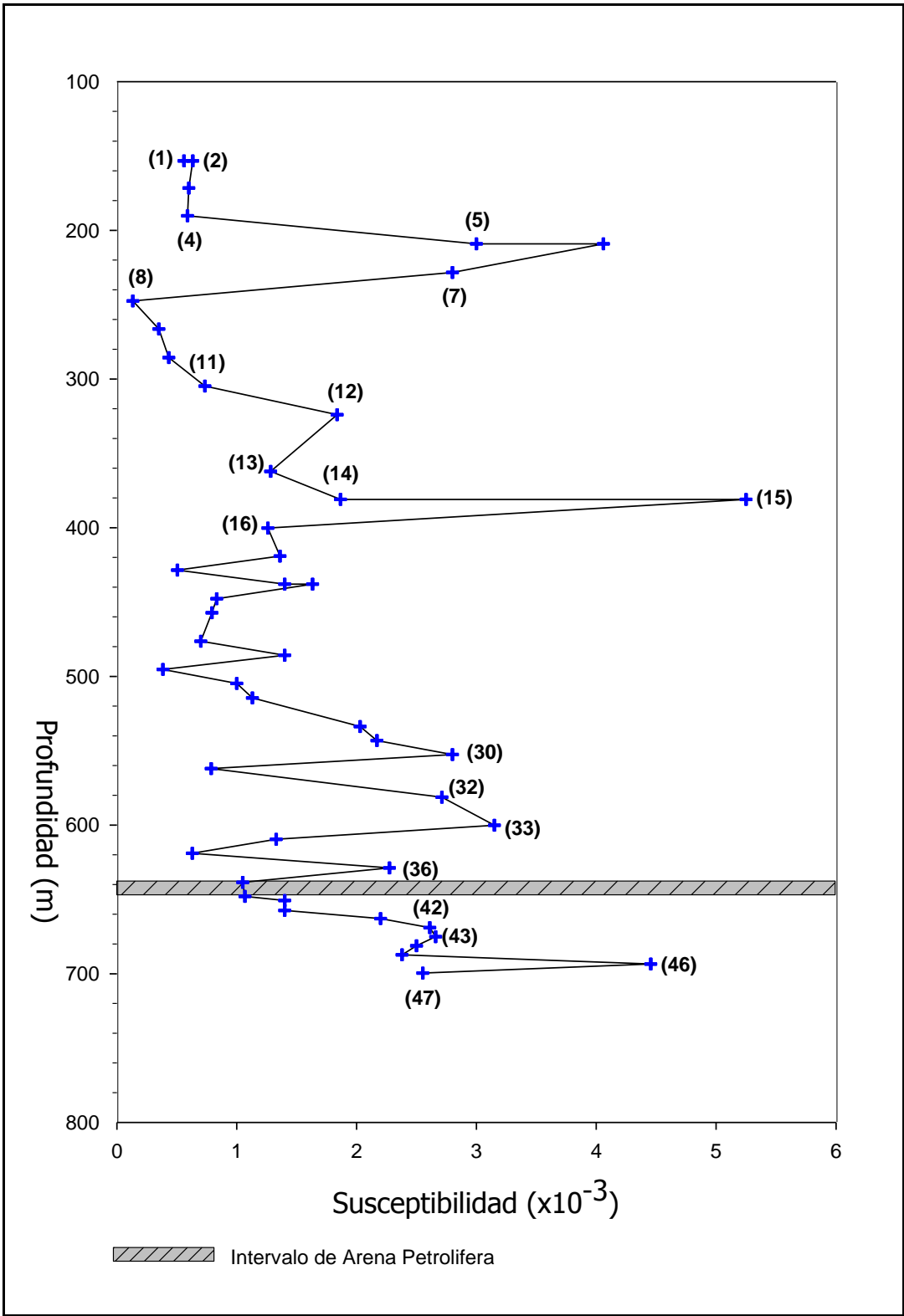


Figura 5.1. Perfil de Susceptibilidad Magnética en función de la Profundidad de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

5.2 Espectroscopia Mössbauer

Una vez obtenido el perfil de susceptibilidad y determinadas las anomalías en el mismo, se seleccionaron 18 muestras con la finalidad de ser estudiadas utilizando Espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente y con velocidad 10 mm/s (tabla 5.2). El criterio para esta selección consistió en elegir las muestras que se encontraban alrededor de los máximos y mínimos relativos de susceptibilidad magnética y aquellas ubicadas en el tope y en la base del perfil.

Con la finalidad de conocer mejor la mineralogía de la cual se componían los ripios del pozo en estudio, se realizó un Separado Magnético (SM) a cada una de las muestras, lo cual consistió en obtener (con la utilización de un imán) los residuos de muestra con contenido magnético, sin embargo, solamente la muestra 46 presentó una pequeña cantidad de dicho material. Cabe destacar que el espectro Mössbauer resultante de dicha muestra no arrojó información acerca de la fase mineralógica de ésta.

Una vez obtenidos los espectros experimentales a partir de la aplicación del método de Espectroscopia Mössbauer a temperatura ambiente, se procedió a realizar el procesamiento de los mismos. Utilizando valores que concordaran con los parámetros teóricos conocidos para cada uno de los minerales encontrados en el espectro, se obtuvieron los parámetros de ajustes experimentales.

Al finalizar el procesamiento de las muestras a las cuales se les aplicó Espectroscopia Mössbauer a velocidad 10 mm/s, se comenzó a realizar una nueva medición pero esta vez a una velocidad de 3 mm/s. De las 47 muestras totales, sólo 8 fueron estudiadas a esta velocidad y el detalle de las mismas se refleja en la tabla 5.2. Esta nueva medición fue realizada con la finalidad de tener un mejor detalle del comportamiento de los dobletes centrales observados en los espectros experimentales. El detalle de los parámetros de ajuste para las muestras estudiadas a velocidad de 10 mm/s puede ser observado en la tabla 5.3, así como los estudiados a velocidad 3 mm/s pueden ser encontrados en la tabla 5.4.

Tabla 5.2. Resumen de técnicas aplicadas a las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

N de Muestra	Profundidad (m)	Técnica Aplicada			
		Susceptibilidad Magnética a Temperatura Ambiente	Espectroscopia Mössbauer		
			Muestra Total Vel. 10mm/s (Temp. Amb.)	Muestra Total Vel. 3 mm/s (Temp. Amb.)	Separado Magnético (Temp. Amb.)
1	153,31	*			
2	153,31	*	*		
3	171,60	*			
4	190,20	*	*		
5	209,09	*	*	*	
6	209,09	*			
7	228,30	*	*	*	
8	247,50	*	*		
9	266,40	*			
10	285,60	*			
11	304,80	*	*	*	
12	324,00	*	*	*	
13	362,10	*	*		
14	381,00	*			
15	381,00	*	*		
16	400,20	*	*		
17	419,10	*			
18	428,55	*			
19	438,00	*			
20	438,00	*			
21	447,75	*			
22	457,20	*			
23	476,40	*			
24	485,85	*			
25	495,30	*			
26	504,75	*			
27	514,50	*			
28	533,71	*			
29	543,15	*			
30	552,60	*	*		
31	562,05	*			
32	581,25	*	*		
33	600,15	*	*		
34	609,60	*			

Tabla 5.2. Resumen de técnicas aplicadas a las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia (Continuación).

N de Muestra	Profundidad (m)	Técnica Aplicada			
		Susceptibilidad Magnética a Temperatura Ambiente	Espectroscopia Mössbauer		
			Muestra Total Vel. 10 mm/s (Temp. Amb.)	Muestra Total Vel. 3 mm/s (Temp. Amb.)	Separado Magnético (Temp. Amb.)
35	619,05	*			
36	628,80	*	*		
37	638,56	*			
38	648,01	*			
39	650,75	*			
40	657,45	*			
41	662,94	*			
42	669,04	*	*	*	
43	675,13	*	*	*	
44	681,23	*			
45	687,33	*			
46	693,42	*	*	*	*
47	699,52	*	*	*	

Tabla 5.3. Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 10 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ (Hematita)	FeCO ₃ (Siderita)
2	371,1	153,3	503	DI= 0,265 GA= 0,298 QS= 0,632	DI= 0,993 GA= 0,200 QS= 2,558	DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,20 PMIN= 450 PAS= 9,00 NPAR= 12 CHMAX= 504	
4	394	190,2	624	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600	DI= 0,843 GA= 0,200 QS= 2,600	DI= 0,260 GA= 0,150 QS= -0,20 PMIN= 460 PAS= 6,50 NPAR= 12 CHMAX= 499	

Tabla 5.3. Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 10 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia (Continuación).

Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ (Hematita)	FeCO ₃ (Siderita)
5	391	209,1	686	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600			DI= 1,128 GA= 0,184 QS= 1,846
7	545,4	228,3	749	DI= 0,260 GA= 0,242 QS= 0,600			DI= 1,105 GA= 0,197 QS= 1,821
8	454,3	247,5	812	DI= 0,260 GA= 0,252 QS= 0,585		DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 460 PAS= 6,50 NPAR= 12 CHMAX= 499	DI= 1,120 GA= 0,200 QS= 1,830
11	403,1	304,8	1000	DI= 0,265 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 465 PAS= 6,50 NPAR= 11 CHMAX= 510	DI= 1,133 GA= 0,200 QS= 1,823
12	486,9	324	1063	DI= 0,252 GA= 0,260 QS= 0,588		DI= 0,269 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 460 PAS= 7,00 NPAR= 12 CHMAX= 509	DI= 1,134 GA= 0,200 QS= 1,820
13	536,7	362,1	1188	DI= 0,258 GA= 0,300 QS= 0,611		DI= 0,260 GA= 0,150 QS= -0,200 CH= 508,636	DI= 1,130 GA= 0,200 QS= 1,830
15	311,9	381	1250	DI= 0,263 GA= 0,243 QS= 0,616		DI= 0,264 GA= 0,100 QS= -0,202 PMIN= 465 PAS= 7,00 NPAR= 12 CHMAX= 514	DI= 1,134 GA= 0,200 QS= 1,830

Tabla 5.3. Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 10 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia (Continuación).

Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ (Hematita)	FeCO ₃ (Siderita)
16	499,7	400,2	1313	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,601		DI= 0,267 GA= 0,150 QS= -0,200 PMIN= 440 PAS= 8,00 NPAR= 11 CHMAX= 496	DI= 1,095 GA= 0,200 QS= 1,821
30	502,4	552,6	1813	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 475 PAS= 7,00 NPAR= 10 CHMAX= 510	DI= 1,164 GA= 0,200 QS= 1,822
32	704	581,3	1907	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,260 GA= 0,150 QS= -0,200 PMIN= 470 PAS= 6,00 NPAR= 10 CHMAX= 488	
33	349,5	600,2	1969	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 435 PAS= 7,00 NPAR= 12 CHMAX= 484	DI= 1,110 GA= 0,200 QS= 1,830
36	328	628,8	2063	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 475 PAS= 6,50 NPAR= 10 CHMAX= 514	DI= 1,139 GA= 0,200 QS= 1,823

Tabla 5.3. Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 10 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia (Continuación).

Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ (Hematita)	FeCO ₃ (Siderita)
42	337,3	669	2195	DI= 0,260 GA= 0,299 QS= 0,600		DI= 0,253 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 470 PAS= 6,00 NPAR= 10 CHMAX= 500	DI= 1,141 GA= 0,200 QS= 1,840
43	356,8	675,1	2215	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600		DI= 0,268 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 440 PAS= 7,00 NPAR= 12 CHMAX= 489	DI= 1,139 GA= 0,200 QS= 1,840
46	401,6	693,4	2275	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600	DI= 0,991 GA= 0,200 QS= 2,624	DI= 0,260 GA= 0,100 QS= -0,200 PMIN= 460 PAS= 6,50 NPAR= 12 CHMAX= 505	
47	404,6	699,5	2295	DI= 0,260 GA= 0,300 QS= 0,600	DI= 1,047 GA= 0,253 QS= 2,702	DI= 0,260 GA= 0,150 QS= -0,200 CH= 505,769	

Tabla 5.4. Parámetros de ajuste para los Espectros Mössbauer a temperatura ambiente y Velocidad 3 mm/s de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Fe ₂ O ₃ (Hematita)	FeCO ₃ (Siderita)
5	391	209,1	686	DI= 0,260 GA= 0,253 QS= 0,600			DI= 1,130 GA= 0,180 QS= 1,841
7	545,4	228,3	749	DI= 0,260 GA= 0,247 QS= 0,600			DI= 1,125 GA= 0,200 QS= 1,828
11	403,1	304,8	1000	DI= 0,245 GA= 0,200 QS= 0,600			DI= 1,133 GA= 0,171 QS= 1,823
12	486,9	324	1063	DI= 0,254 GA= 0,206 QS= 0,567		DI= 0,266 GA= 0,200 QS= -0,210 CH= 506	DI= 1,139 GA= 0,190 QS= 1,824
42	337,3	669	2195	DI= 0,214 GA= 0,262 QS= 0,600		DI= 0,250 GA= 0,200 QS= -0,200 CH = 500	DI= 1,128 GA= 0,200 QS= 1,840
43	356,8	675,1	2215	DI= 0,246 GA= 0,250 QS= 0,690	DI= 1,036 GA= 0,196 QS= 2,730	DI= 0,270 GA= 0,200 QS= -0,250 CH= 473	DI= 1,127 GA= 0,200 QS= 1,814
46	401,6	693,4	2275	DI= 0,224 GA= 0,263 QS= 0,712	DI= 1,036 GA= 0,196 QS= 2,730		DI= 1,139 GA= 0,191 QS= 1,853
47	404,6	699,5	2295	DI= 0,226 GA= 0,248 QS= 0,644	DI= 1,028 GA= 0,174 QS= 2,703		DI= 1,126 GA= 0,209 QS= 1,840

Luego de haber fijado los parámetros de ajuste, se obtuvieron los espectros definitivos de las 18 muestras estudiadas a velocidad 10 mm/s (Figuras 5.4 a la 5.8) y de las 8 muestras estudiadas a velocidad 3 mm/s (Figuras 5.9 a la 5.16). A partir de estos espectros, se elaboró una tabla con los porcentajes de cada uno de los minerales encontrados en las muestras estudiadas con Espectroscopia Mössbauer (tabla 5.5 muestras estudiadas a velocidad 10 mm/s y tabla 5.6. muestras estudiadas a velocidad 3 mm/s). Con los datos de dicha tabla, se elaboró un perfil de porcentaje de mineral en función de la profundidad para muestras estudiadas a velocidad 10 mm/s (Figura 5.15.).

Tabla 5.5. Porcentaje de Absorción de Fe^{3+} , Fe^{2+} , Fe_2O_3 y FeCO_3 presentes en las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 10 mm/s.

MUESTRAS ESTUDIADAS A VELOCIDAD 10 mm/s							
Muestra	Peso (mg)	Prof. (m)	Prof. (pies)	% Fe^{3+}	% Fe^{2+}	% Fe_2O_3 (Hematita)	% FeCO_3 (Siderita)
2	371,10	153,31	503	77,36	15,03	7,62	-
4	394,00	190,20	624	68,00	15,46	16,54	-
5	391,00	209,09	686	35,20	-	-	64,80
7	545,40	228,30	749	31,00	-	-	69,00
8	454,30	247,50	812	64,50	-	27,35	8,16
11	403,10	304,80	1000	49,11	-	11,89	39,00
12	486,90	324,00	1063	34,69	-	49,60	15,71
13	536,70	362,10	1188	64,85	-	11,29	23,86
15	311,90	381,00	1250	35,76	-	50,65	13,59
16	499,70	400,20	1313	14,64	-	75,50	9,85
30	502,40	552,60	1813	32,02	-	52,64	15,34
32	704,00	581,25	1907	18,94	-	81,06	-
33	349,50	600,15	1969	19,23	-	48,90	31,87
36	328,00	628,80	2063	30,19	-	17,50	52,31
42	337,30	669,04	2195	54,79	-	23,51	21,69
43	356,80	675,13	2215	26,46	-	29,85	43,69
46	401,60	693,42	2275	46,95	39,73	13,32	-
47	404,60	699,52	2295	38,05	57,35	4,60	-

Tabla 5.6. Porcentaje de Absorción de Fe^{3+} , Fe^{2+} , Fe_2O_3 y FeCO_3 presentes en las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 3 mm/s.

MUESTRAS ESTUDIADAS A VELOCIDAD 3 mm/s					
Muestra	Prof. (m)	% Fe^{3+}	% Fe^{2+}	% Fe_2O_3 (Hematita)	% FeCO_3 (Siderita)
5	209,09	37,03	-	-	62,97
7	228,30	30,56	-	-	69,44
11	304,80	47,96	-	-	52,04
12	324,00	53,00	-	21,88	25,12
42	669,04	66,30	-	5,24	28,46
43	675,13	26,40	15,92	11,25	46,43
46	693,42	42,09	34,81	-	23,10
47	699,52	38,40	39,64	-	21,96

La muestra total 2 (Figura 5.2) presenta tres dobletes, un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético, un doblete de Fe^{2+} , cuya contribución es menor que la del primero y un subespectro magnético asociado a la presencia de hematita (Fe_2O_3); este patrón se observa también en la muestra total 4 (Figura 5.2).

En la muestra total 5 (Figura 5.2) se evidencia la presencia de un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético y otro doblete atribuido a la aparición de Siderita (FeCO_3); este mismo comportamiento se observa en la muestra total 7 (Figura 5.3), en donde adicionalmente comienza a desaparecer el espectro magnético asociado a la hematita (Fe_2O_3).

En las muestras totales 13, 15 y 16 (Figura 5.4), se observa como disminuye el doblete central constituido por Fe^{3+} superparamagnético. Adicionalmente se observa la presencia de hematita (Fe_2O_3) y siderita (FeCO_3) en concentraciones variables.

A partir de la muestra total 8 (Figura 5.3) y hasta la muestra 30 (Figura 5.5), se observa que el doblete asociado a la siderita (FeCO_3) disminuye considerablemente, desapareciendo en la muestra 32 (Figura 5.5). Así mismo se produce un aumento del espectro magnético de la hematita (Fe_2O_3). A lo largo de todas estas muestras se observa la presencia de un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético.

En la muestra total 33 (Figura 5.5) aparece nuevamente el doblete de siderita (FeCO_3) y el espectro magnético de la hematita (Fe_2O_3) comienza nuevamente a aumentar. Este mismo comportamiento se observa hasta la muestra total 43 (Figura 5.6). Asimismo continúa la presencia del doblete de Fe^{3+} Superparamagnético.

En las muestras 46 y 47 (Figura 5.6), se observa la aparición del doblete de Fe^{2+} y la desaparición del doblete de siderita (FeCO_3). También se visualiza la presencia de los dobletes de Fe^{3+} superparamagnético y hematita (Fe_2O_3)

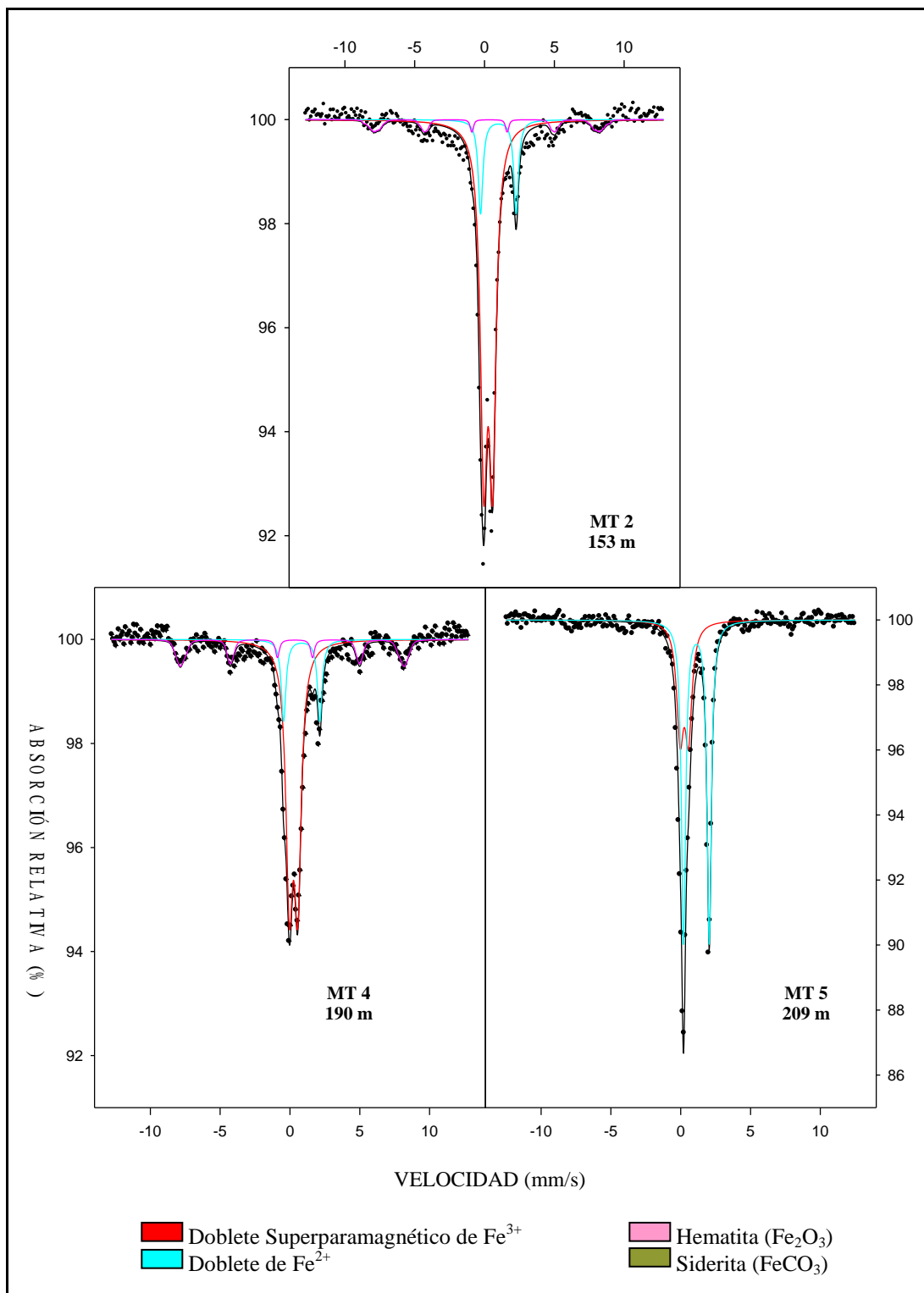


Figura 5.2. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 2, 4 y 5, de los rípios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.

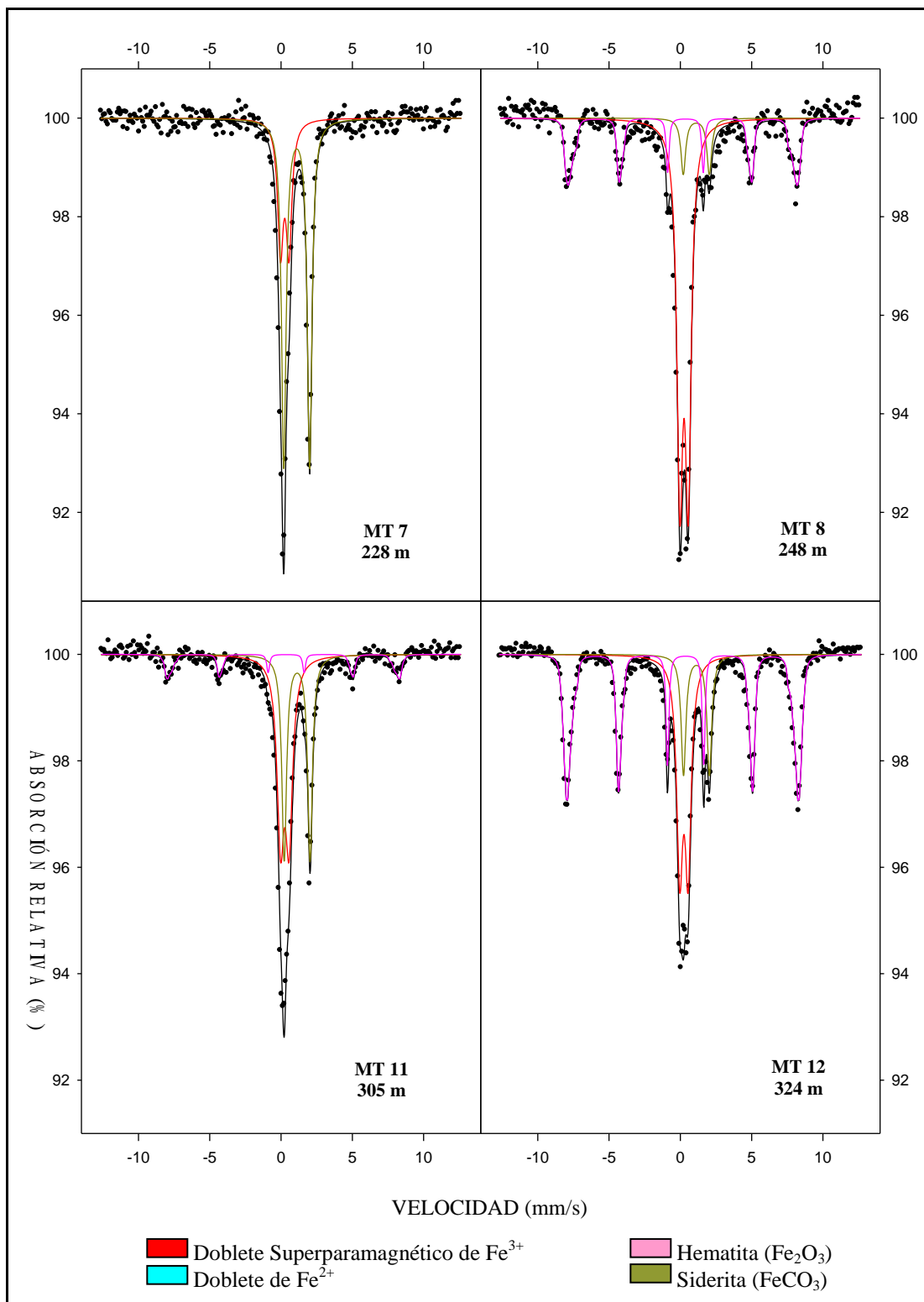


Figura 5.3. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 7, 8, 11 y 12, de los ripios del pozo Lc2072, pertenecientes al campo Bachaquero, Estado Zulia.

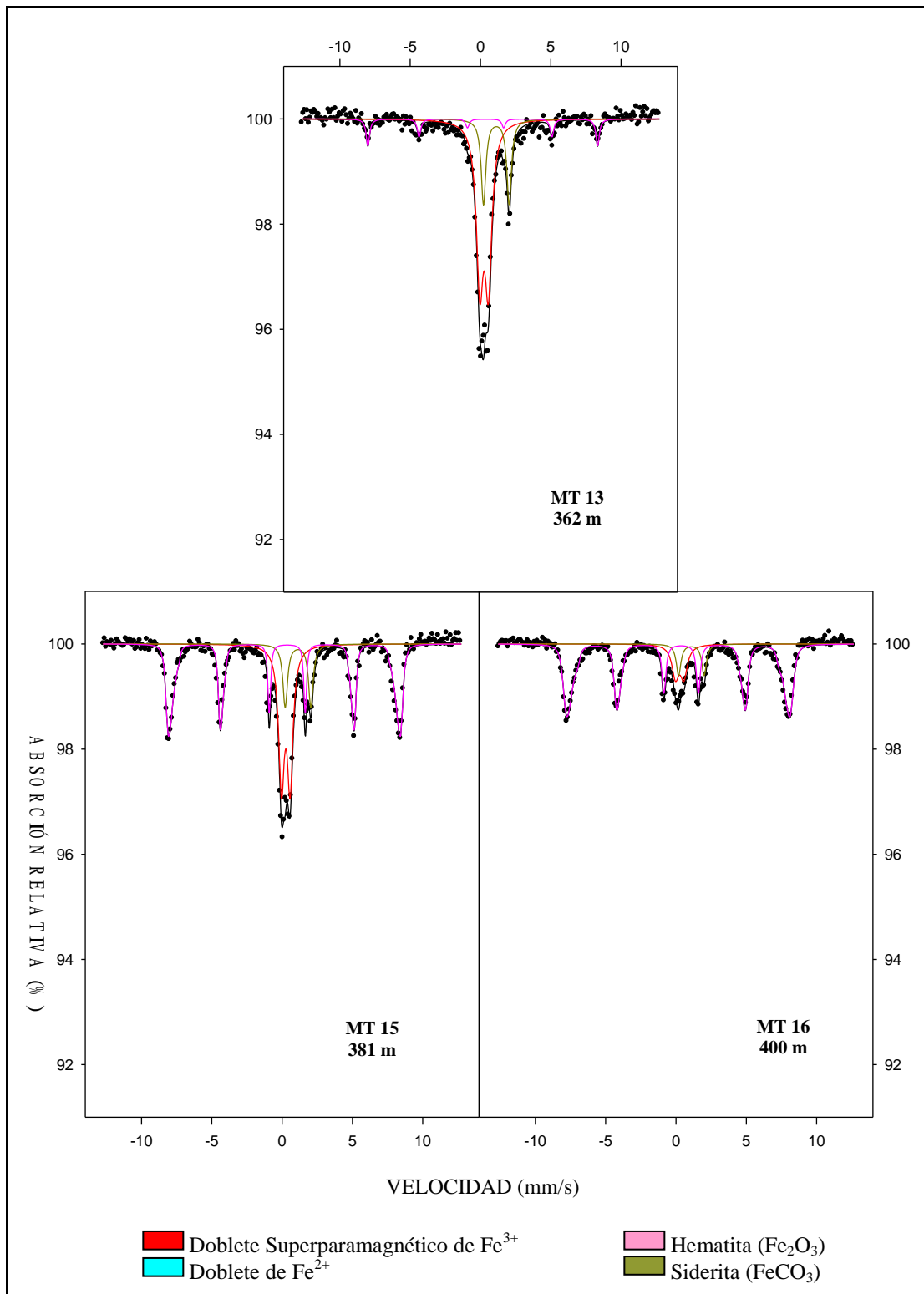


Figura 5.4. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 13, 15 y 16, de los rípos del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.

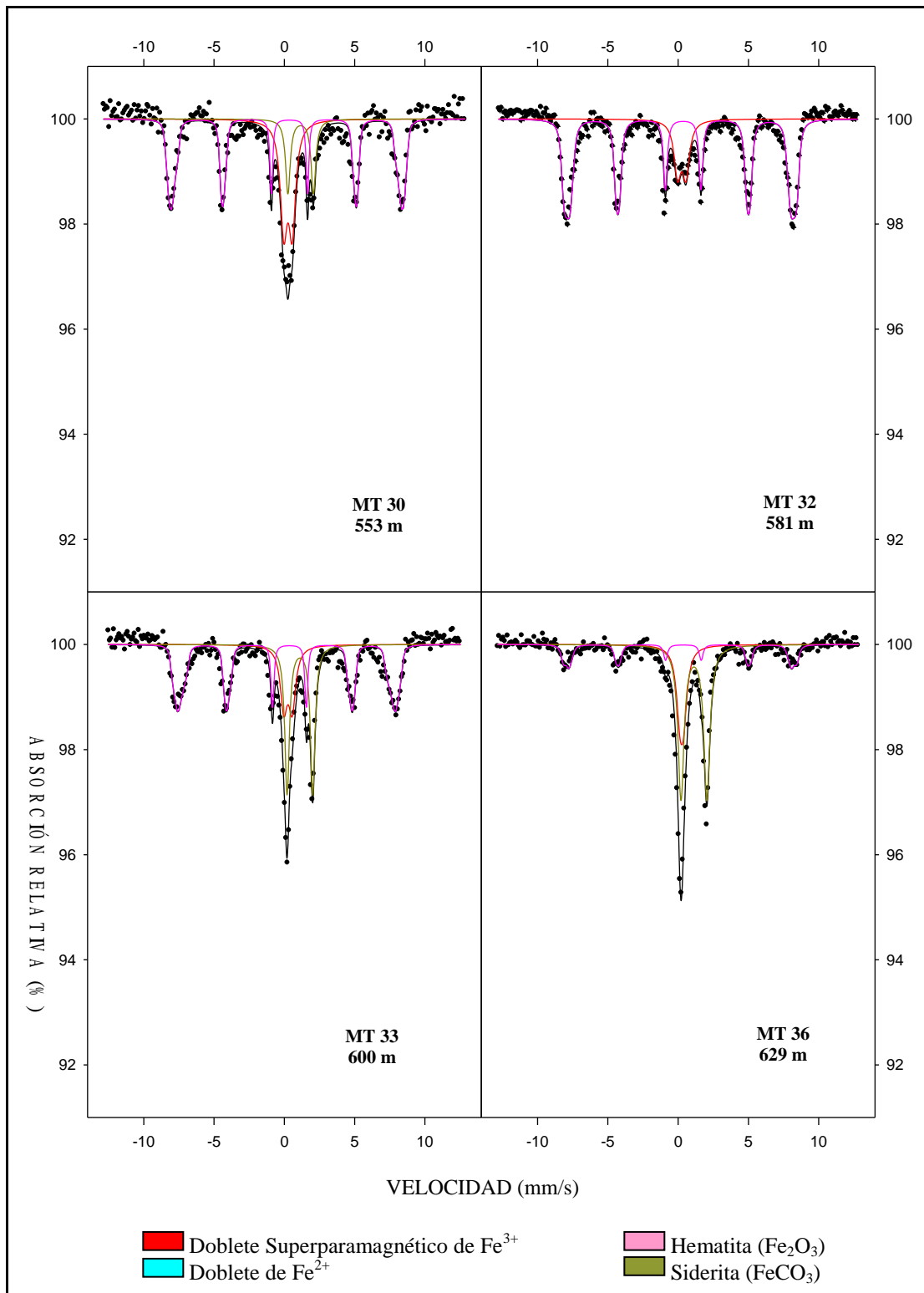


Figura 5.5. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 30, 32, 33, 36, de los rípios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.

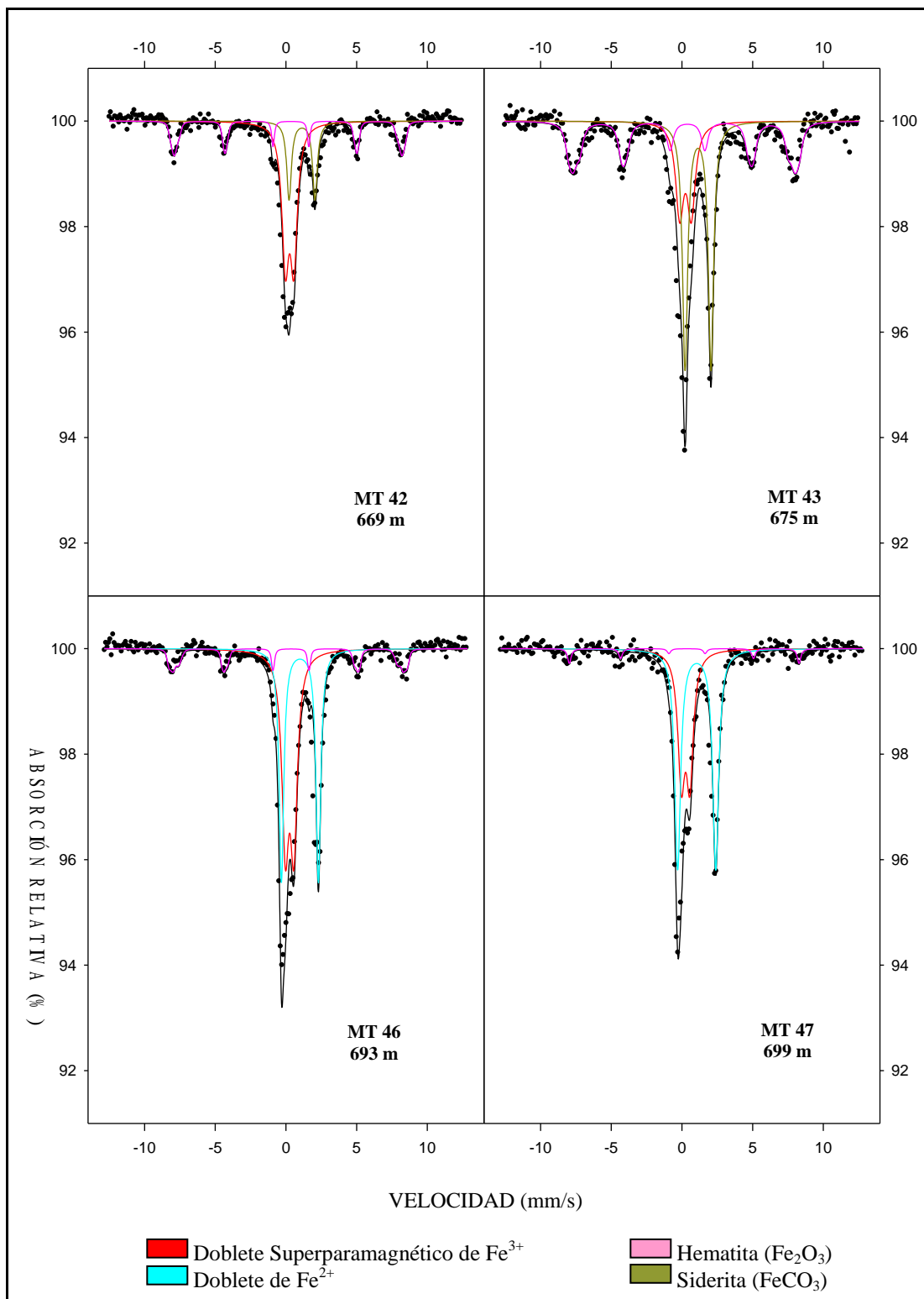


Figura 5.6. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente realizadas a velocidad 10 mm/s de las Muestras Totales (MT) 42, 43, 46, 47, de los rípios del pozo Lc2072, pertenecientes al Campo Bachaquero, Estado Zulia.

De las 18 muestras estudiadas con Espectroscopia Mössbauer a velocidad 10 mm/s, fueron escogidas 8 muestras para ser estudiadas a una menor velocidad (3 mm/s) con la finalidad de tener un mayor detalle de la composición de los dobletes centrales.

En la muestra total 5 (Figura 5.7) y en la muestra total 7 (Figura 5.8), observamos que aunque en el espectro estudiado a velocidad 10 mm/s pareciera mostrar la existencia de picos asociados a la presencia de material magnético como la hematita, se observa que cuando estudiamos la muestra a una velocidad más baja, este comportamiento desaparece.

En la muestra total 11 (Figura 5.9) no se observa contribución de hematita a velocidad 3 mm/s pero si se observa la presencia de dicho mineral a velocidad 10 mm/s y esto se debe a que el porcentaje de absorción del mismo en la muestra es muy bajo y su contribución a los dobletes centrales es casi nula. Se evidencia la presencia de un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético y otro de siderita.

En las muestras totales 12 (Figura 5.10), 42 (Figura 5.11) y 43 (Figura 5.12), observamos la presencia de un doblete central Fe^{3+} superparamagnético, otro doblete de siderita y uno de hematita.

Finalmente en las muestras totales 46 (Figura 5.13) y 47 (Figura 5.14) desaparece por completo el subespectro asociado a la siderita. En ambos se mantiene la presencia de un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético, un subespectro asociado a la presencia de hematita y aparece un doblete central que se asocia a la presencia de Fe^{2+} .

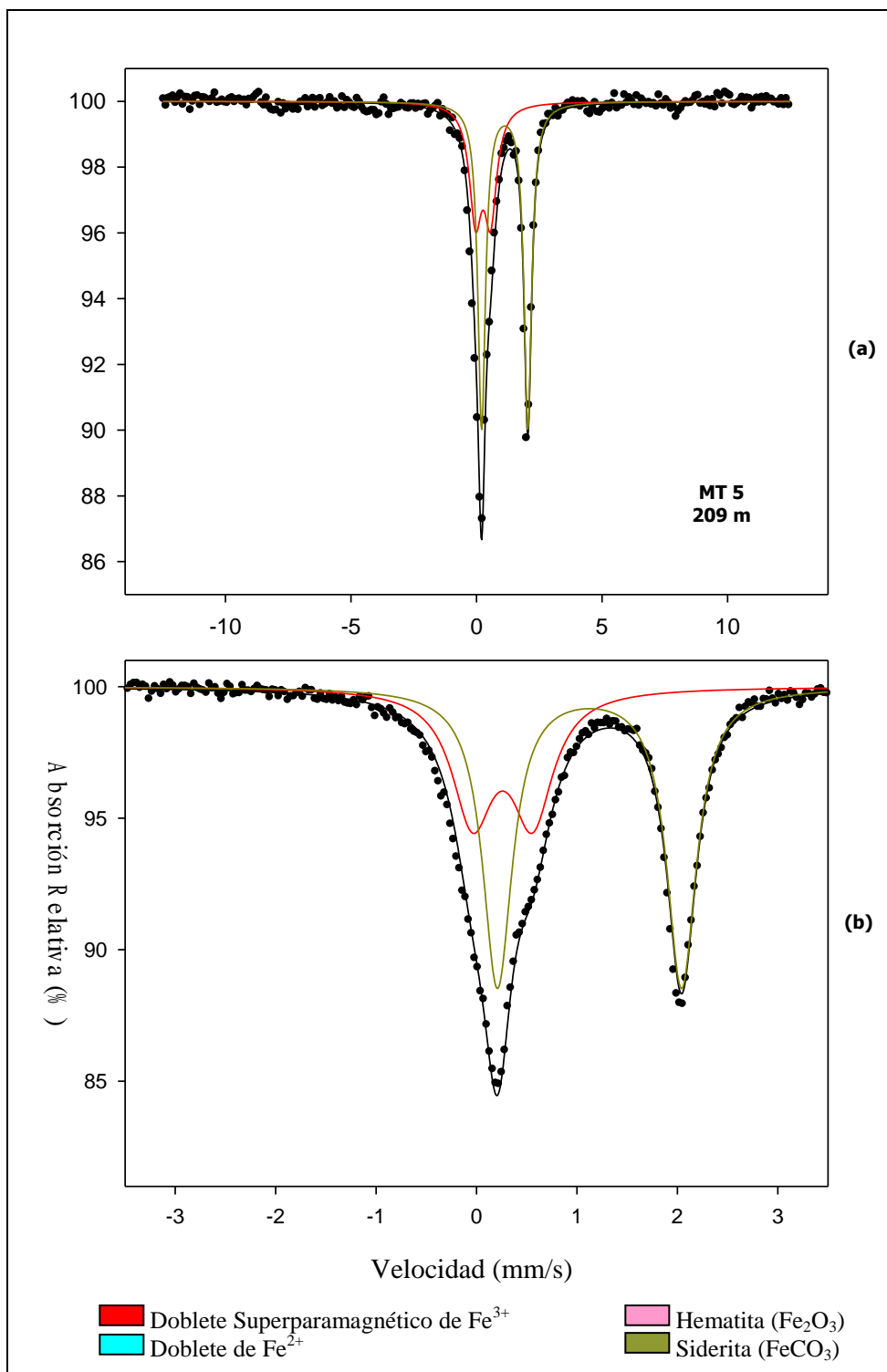


Figura 5.7. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 5, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

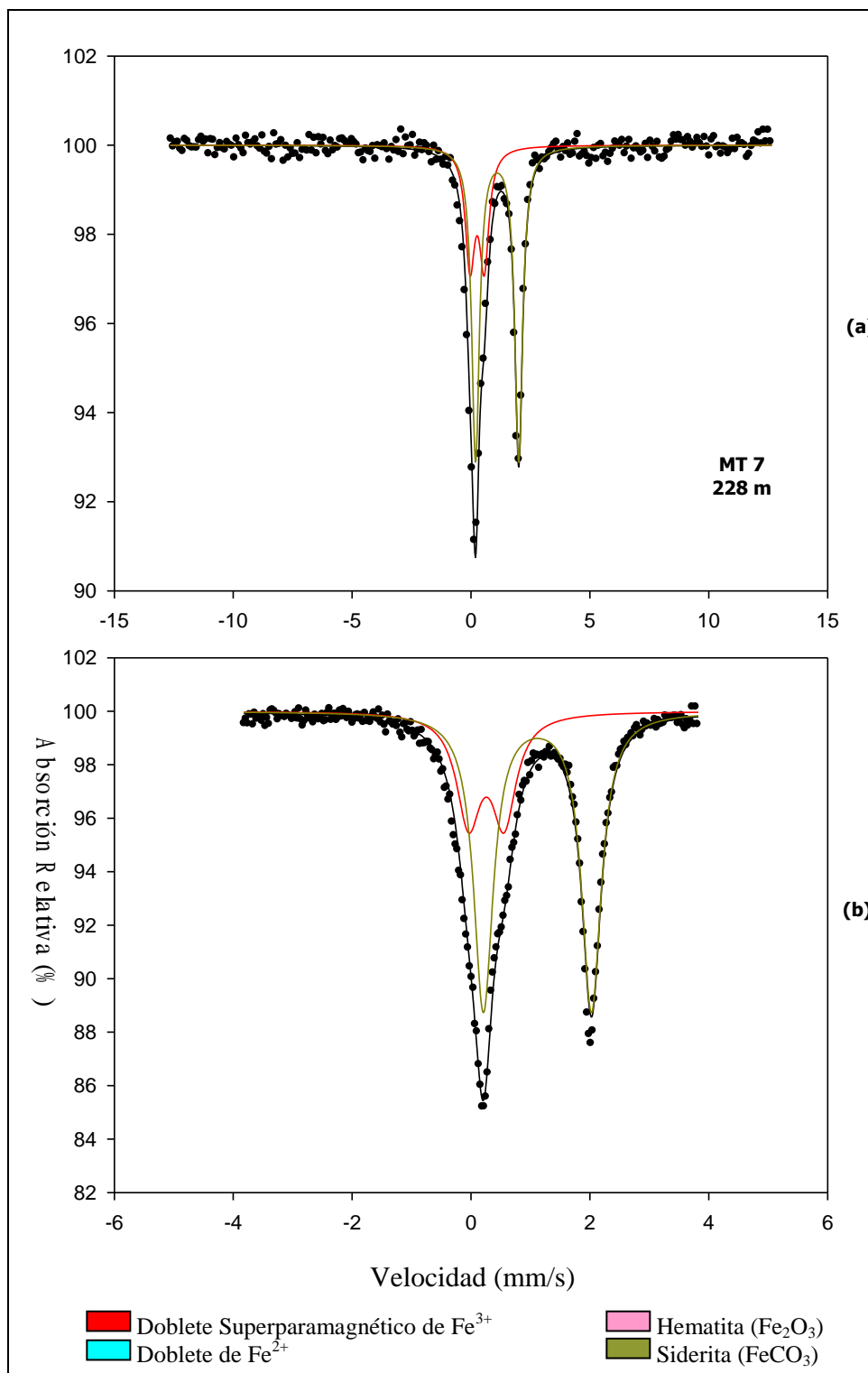


Figura 5.8. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 7, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

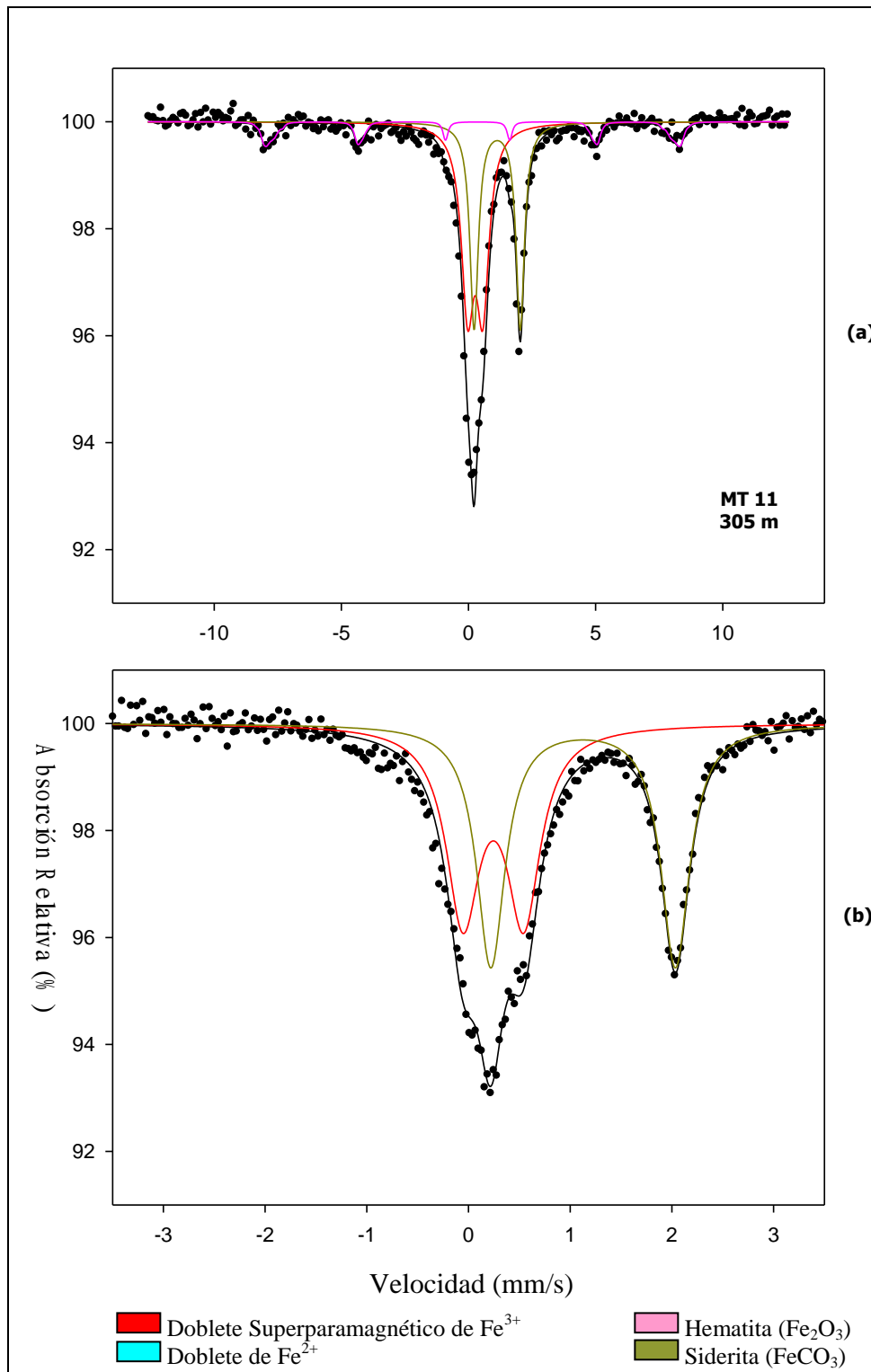


Figura 5.9. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 11 perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

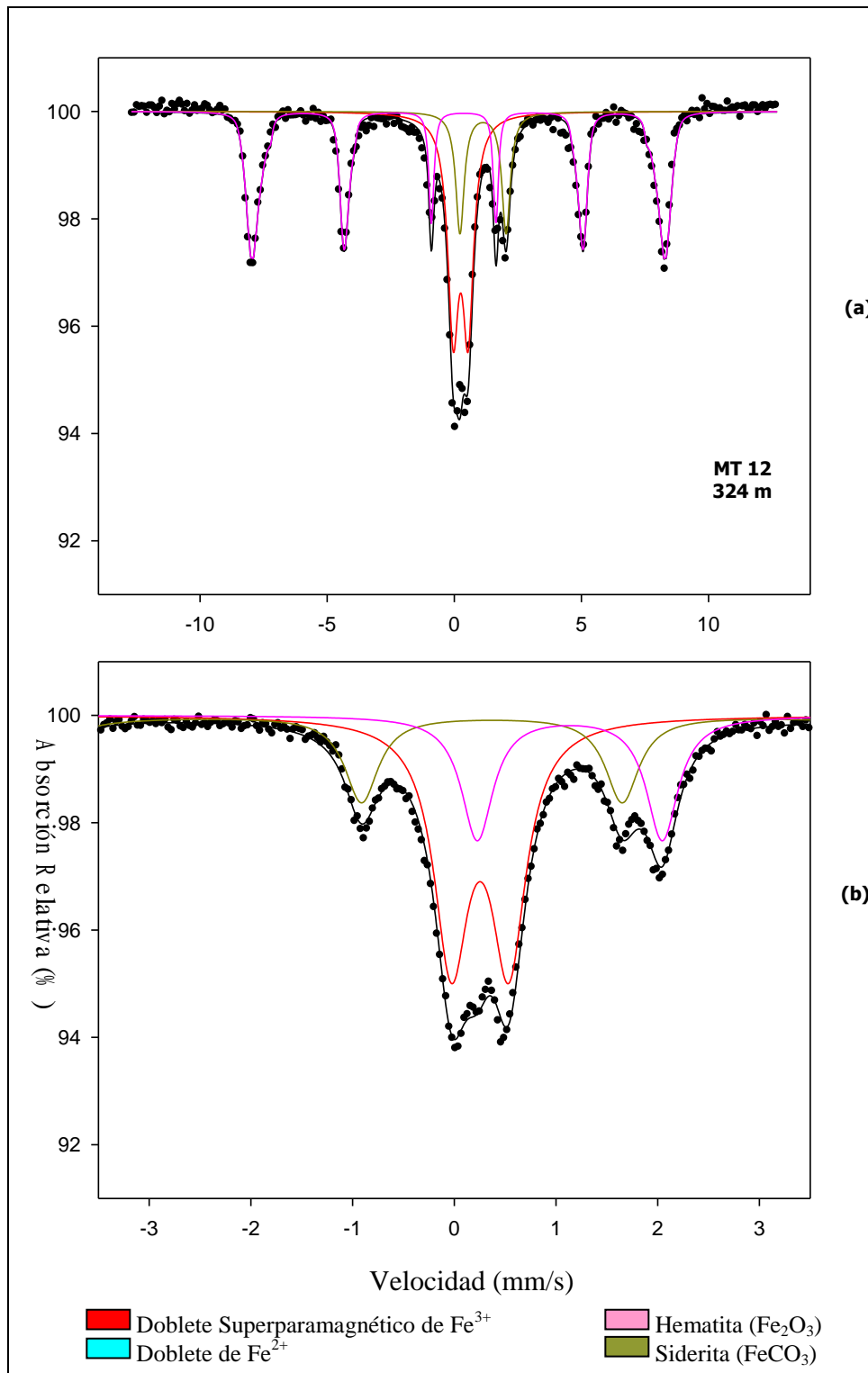


Figura 5.10. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 12, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

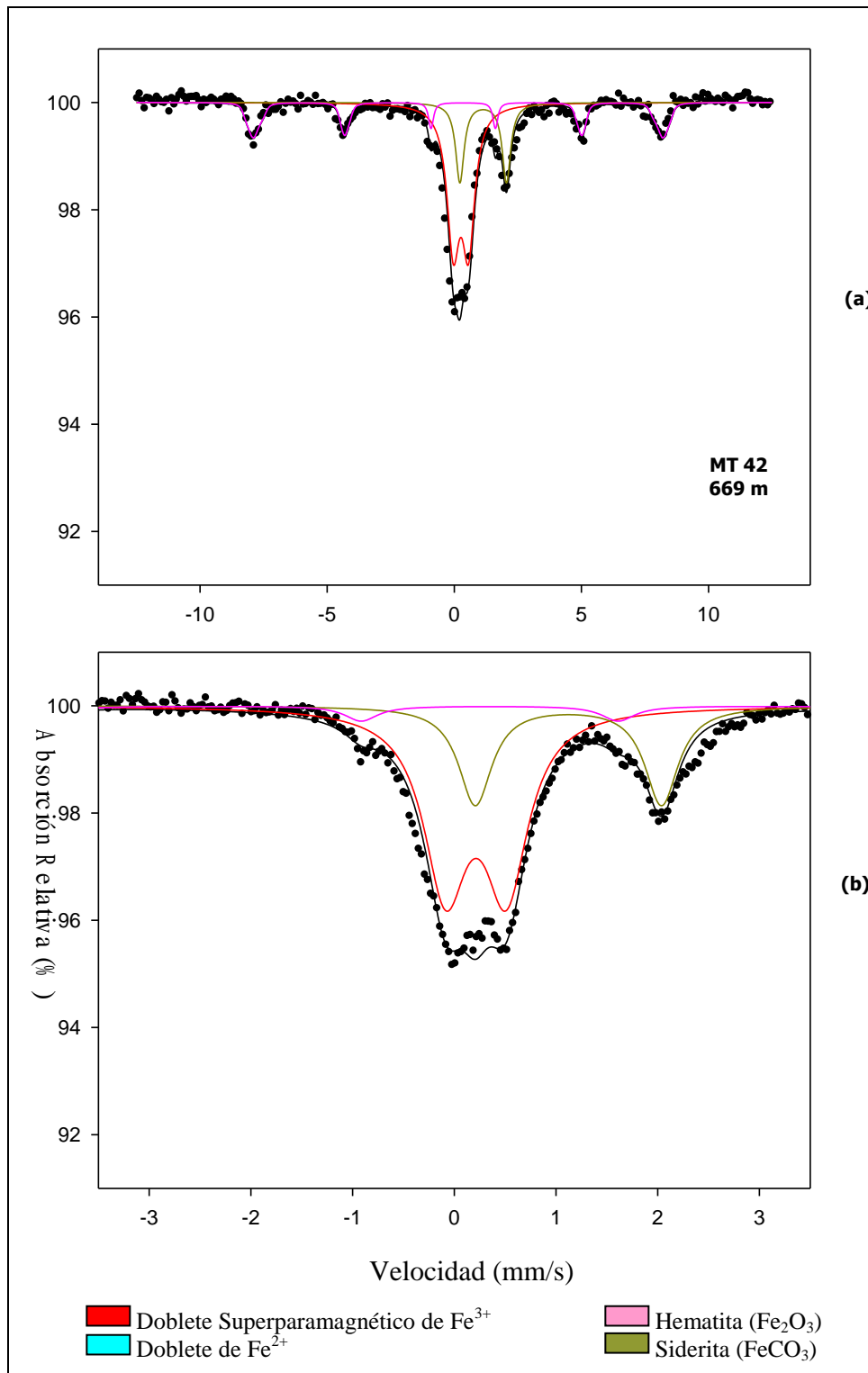


Figura 5.11. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 42, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

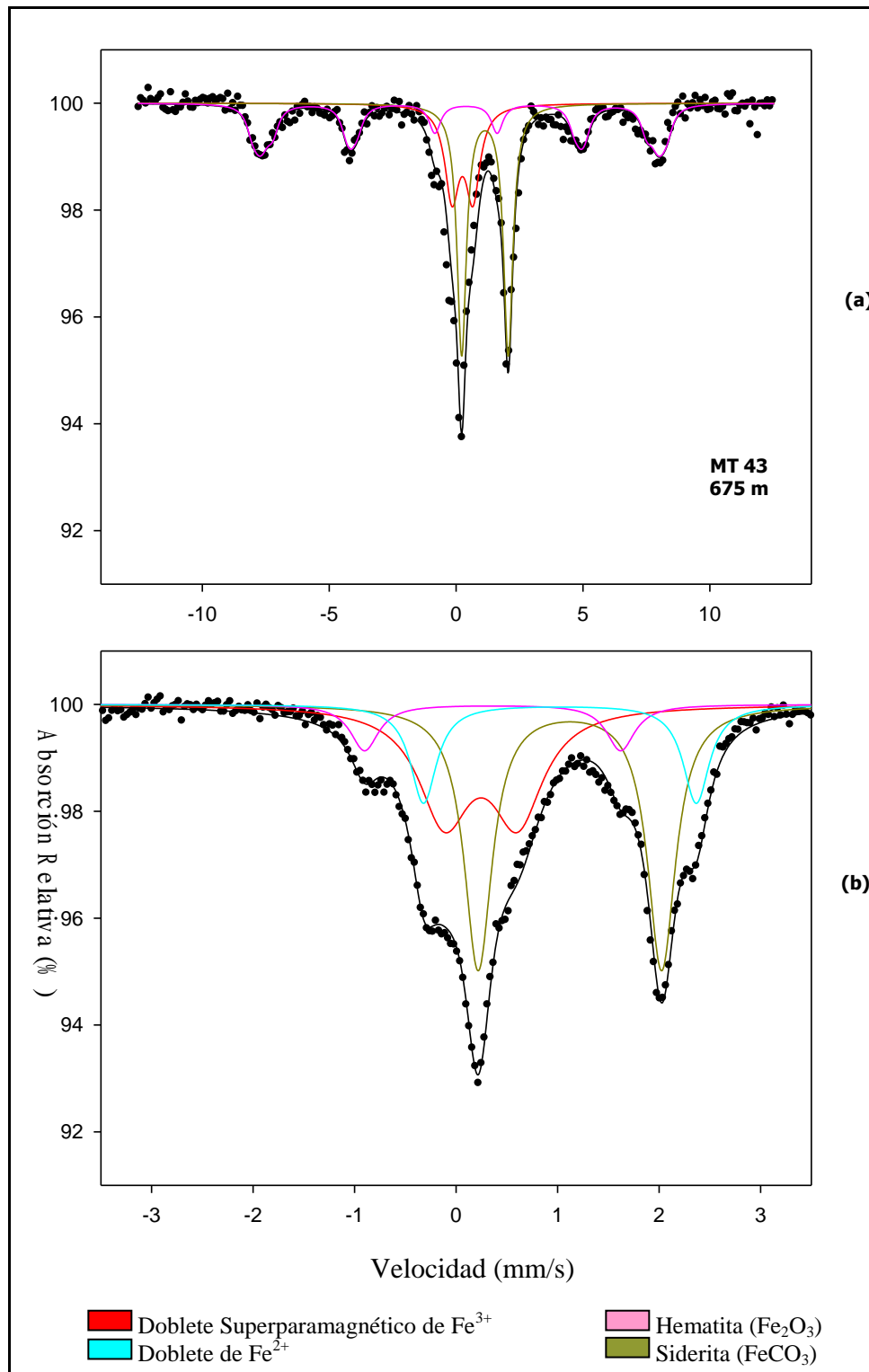


Figura 5.12. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 43, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

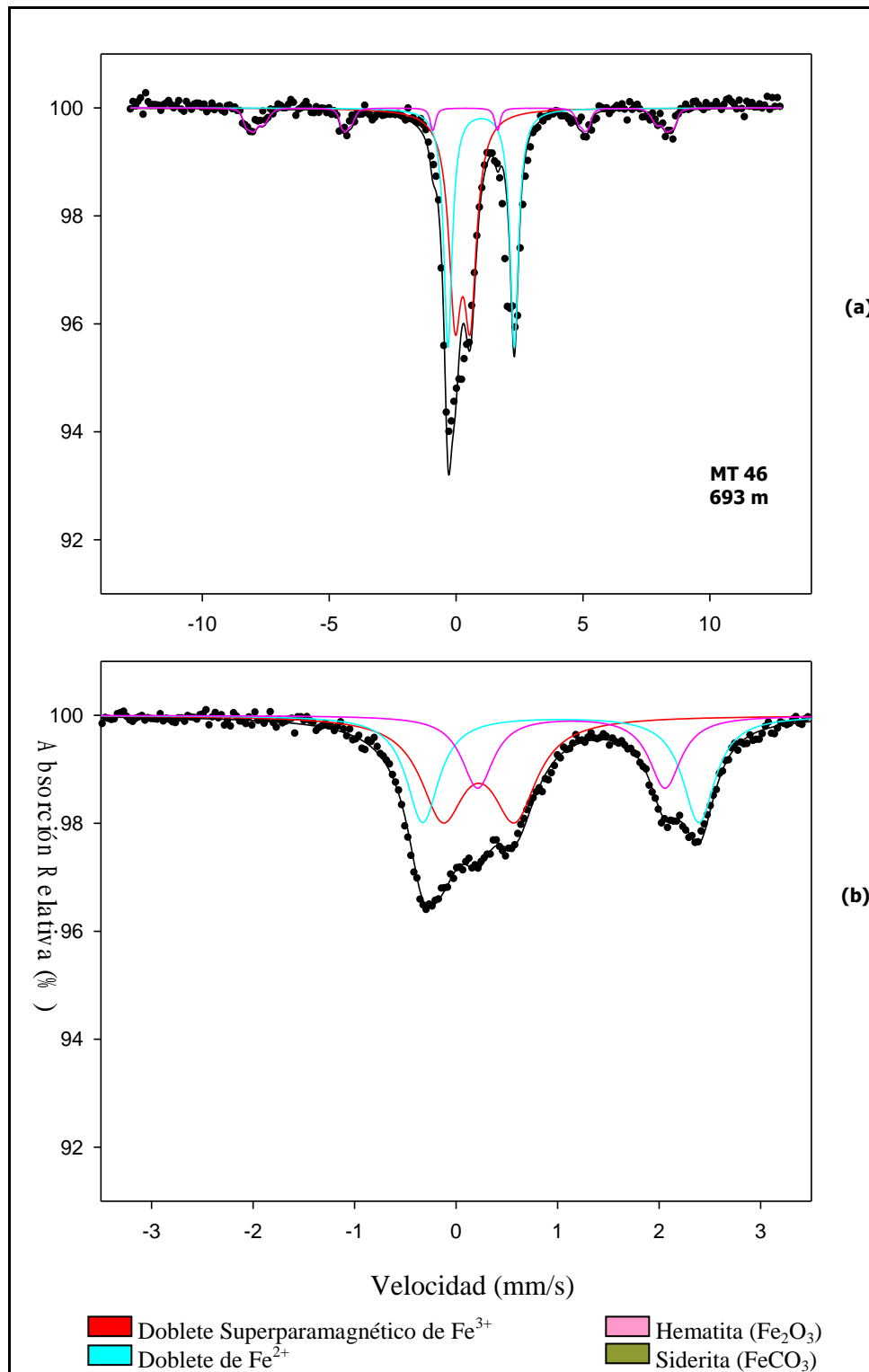


Figura 5.13. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 46, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

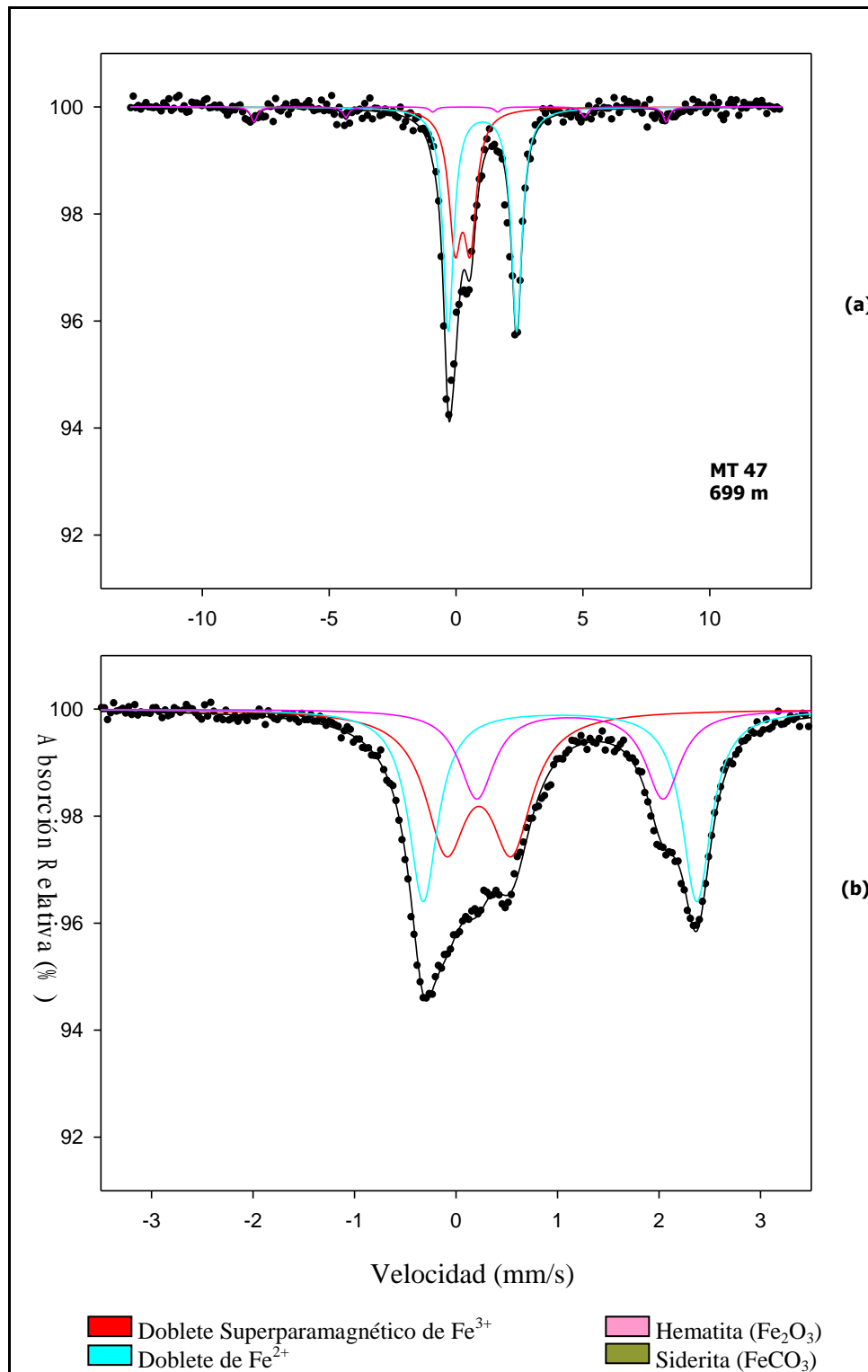


Figura 5.14. Espectros Mössbauer a Temperatura Ambiente de la Muestra Total (MT) 47, perteneciente al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Estado Zulia, estudiada a (a) Velocidad 10 mm/s y (b) Velocidad 3 mm/s.

En la figura 5.15 observamos la presencia de Fe^{3+} superparamagnético en diferentes porcentajes de absorción relativa a lo largo de todas las muestras. Este doblete tiene un acoplamiento cuadrupolar (QS) entre 0,57 mm/s y 0,71 mm/s. Esta variación puede ser atribuida a pequeñas partículas de hematita o gohetita (VANDENBERGUE, 1999), pero con los espectros realizados a temperatura ambiente se hace difícil de identificar a que fase mineralógica corresponde este doblete central.

Otro subespectro que no posee campo magnético hiperfino es el del Fe^{2+} , cuyos valores de acoplamiento cuadrupolar (QS) son diferentes entre ellos (2,5 mm/s y 2,7 mm/s), por lo que no pueden ser atribuidos a un compuesto en específico y los cuales podrían corresponder a un sulfuro de hierro ($\text{FeSO}_4\text{H}_2\text{O}$) (VERTES, 1980).

El último doblete encontrado se asocia a la presencia de carbonato de hierro (Siderita), el cual posee un valor referencial de desplazamiento isomérico D.I.=(1.21±0.02) mm/s y un valor de desdoblamiento cuadrupolar Q.S.=(1.80±0.02) mm/s. La presencia de este carbonato se observa a lo largo de todo el perfil y tiene un máximo relativo en la zona donde se encuentra la arena petrolífera. La existencia de este mineral en el Miembro Bachaquero de la Formación Lagunillas, fue determinada por Sutton en el año 1946 (GONZALE DE JUANA et al., 1980), quien enuncia que es común encontrar diminutas esférulas de siderita dispersas en lutitas blanquecinas. La asociación de la siderita con rocas madres ha sido señalada por científicos rusos (MANAPROV, 1999). Adicionalmente en la cuenca de Great South (New Zeland) se asoció la presencia de siderita autigénica a yacimientos de hidrocarburos (JILLET, 2000.).

Los espectros magnéticos asociados a la presencia de la hematita a temperatura ambiente poseen un campo magnético hiperfino que se ubica entre 484kG y 514kG. El valor referencial de la hematita pura y bien cristalizada es de 517kG (VANDENBERGUE, 1999). Los campos menores a este valor se atribuyen a la presencia de impurezas como aluminio o magnesio que pueden estar sustituyendo parcialmente al hierro en la estructura cristalina de la misma. Asimismo se verifica que existe una correspondencia inversamente proporcional en los porcentajes de la hematita y la siderita. Este fenómeno ha sido estudiado en oportunidades anteriores y

se debe a que la pirita y la siderita se forman cuando el hierro es liberado durante la disolución de la hematita debido a agentes ácidos o reductores (H_2S , CO_2), en ambientes donde existe la presencia de acumulaciones de petróleo (SCHUMACHER, 1996).

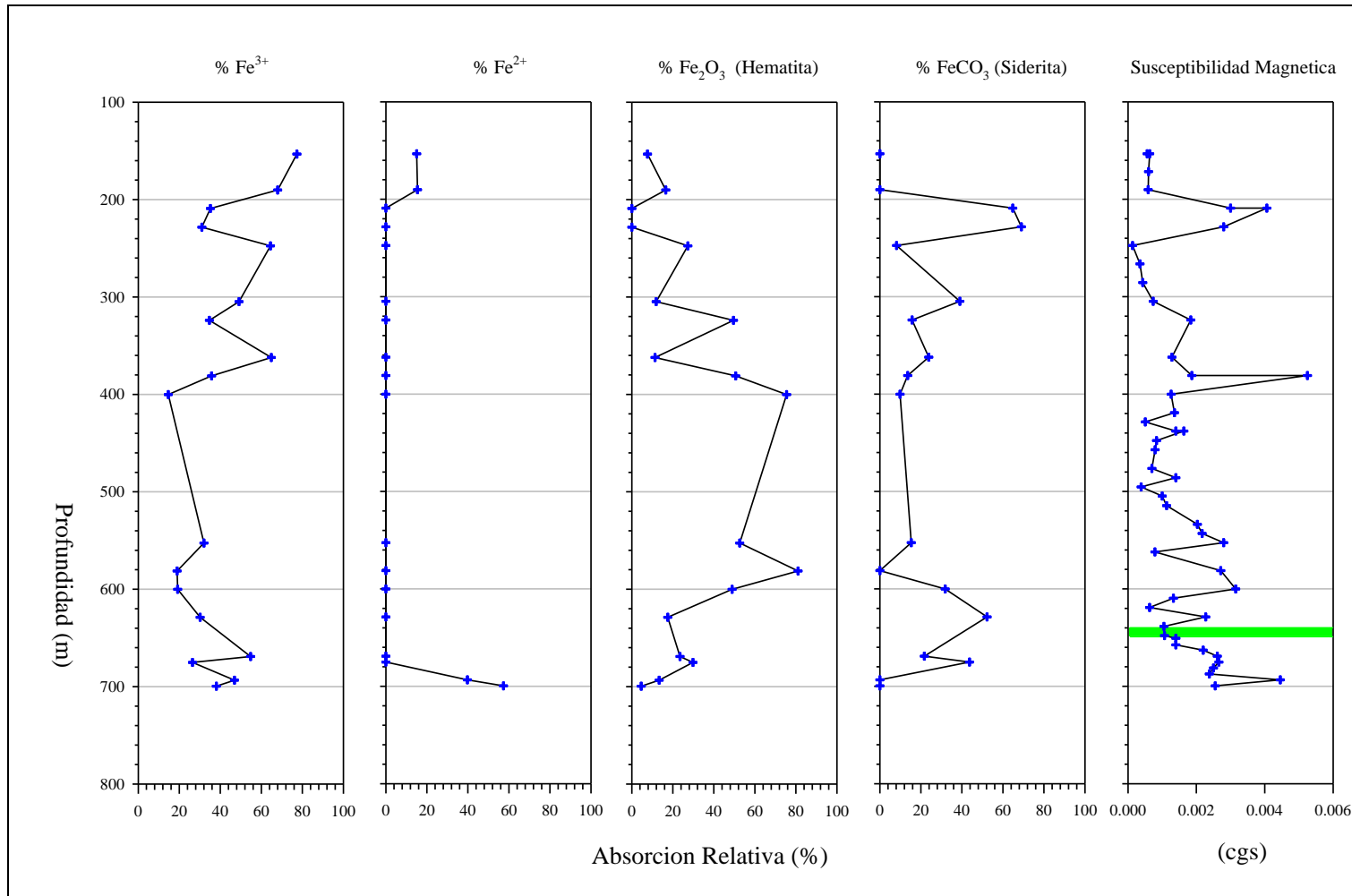


Figura 5.15. Perfil de Absorción Relativa y Susceptibilidad Magnética en función de la profundidad, de los Espectros Mössbauer de las muestras de ripio del pozo LC2072, Campo Bachaquero, Edo. Zulia, estudiadas a velocidad 10 mm/s.

5.3 Análisis Integrado de los Pozos del Campo Bachaquero, Edo. Zulia

A diferencia de los perfiles de susceptibilidad de los pozos estudiados con anterioridad correspondientes al Campo Bachaquero, Edo. Zulia (LB2081 y LB2284), no se observa un patrón que asocie la presencia de máximos de anomalías magnéticas con la proximidad a la arena petrolífera. Aunque el espesor de la arena petrolífera del pozo LC2072 (9 m) es menor al de los otros pozos estudiados (15 m), no se puede indicar que esto ejerza una mayor o menor influencia sobre las anomalías magnéticas y su respectiva cercanía a la arena petrolífera. Esto puede ser observado en el Apéndice A, donde se muestran los perfiles de susceptibilidad en función de la profundidad de todos los pozos estudiados del Campo Bachaquero, Edo. Zulia.

El valor del máximo de intensidad de anomalía magnética del pozo LB2081 (6×10^{-1} emug/g) es de dos órdenes de magnitud mayor al valor del máximo de intensidad de anomalía magnética del pozo LB2284 ($7,79 \times 10^{-3}$ emug/g) y a los máximos relativos de intensidad de anomalía magnética del pozo LC2072 ($5,25 \times 10^{-3}$, $4,45 \times 10^{-3}$, $4,06 \times 10^{-3}$ emug/g).

En cuanto a las fases mineralógicas encontradas a partir de los espectros Mössbauer, observamos que los tres pozos estudiados contienen un doblete central de Fe^{3+} superparamagnético, un doblete de Fe^{2+} , un doblete de siderita (FeCO_3) y un espectro magnético asociado a la hematita (Fe_2O_3). Sin embargo en el pozo LB2284, adicionalmente a estas fases, se observó la presencia de magnetita, mientras que en el pozo LB2281, en la zona donde se ubica la anomalía magnética no se observó la presencia de magnetita pero sí una gran cantidad de hierro metálico.

En el pozo LC2072, el cual presenta varios máximos relativos de intensidades de anomalías magnéticas, no se observó la presencia de minerales ferrimagnéticos (magnetita) ni de minerales verdaderamente ferromagnéticos (hierro metálico). Estos máximos podrían ser originados por la presencia de hematita y siderita. En el pozo LC2072 la transformación de la hematita origina la formación de siderita, pero no existe una transformación posterior de la siderita a hierro metálico, como se ha postulado en los estudios realizados a los pozos anteriores. La transformación de la

hematita a siderita ha sido estudiada en oportunidades anteriores. La pirita y la siderita se forman cuando el hierro es liberado durante la disolución de la hematita debido a agentes ácidos o reductores (H_2S , CO_2), en ambientes donde existe la presencia de acumulaciones de petróleo (SCHUMACHER, 1996).

Observando los perfiles de rayos gamma (GR), resistividad somera (LLS), resistividad profunda (LLD), densidad (RHOB) y susceptibilidad magnética () en función de la profundidad de los pozos LB2057 (apéndice B), LC2072 (apéndice C), LB2081 (apéndice D) y LB2284 (apéndice E) del Campo Bachaquero, Edo. Zulia, se verifica que en las zonas donde se ubican las arenas petrolíferas existen mínimos valores de GR, y máximos valores de LLD, LLS y RHOB. Este fenómeno se evidencia en el apéndice J, donde se muestra un estudio petrofísico realizado al pozo LC2072 en base a los parámetros antes mencionados. En este se observa que en las zonas donde existen los valores mínimos de saturación de agua (SW), máximos de porosidad y mínimos de arcillocidad (Vsh), se evidencia la presencia de hidrocarburos (petróleo, gas). En el caso del pozo LC2072, estas condiciones se observan claramente a una profundidad entre 2100 y 2145 ft. (apéndice J), la cual coincide con los valores de arena petrolífera mencionados anteriormente.

A partir de los diagramas logarítmicos de cuentas gamma (GR) en función de la susceptibilidad magnética de las muestras de ripios de los pozos del Campo Bachaquero, Edo. Zulia (LB2057, Apéndice F; LC2072, Apéndice G; LB2081 Apéndice H; LB2284, Apéndice I) se verifica que existe una relación directamente proporcional entre ambos parámetros, ya que a medida que aumentan los valores GR, aumentan los valores de susceptibilidad.

Por el contrario, cuando se verifican los diagramas logarítmicos de cuentas gamma (GR) en función de la resistividad somera (LLS) y resistividad profunda (LLD), de todas las muestras de ripios de los diversos pozos del Campo Bachaquero, Edo. Zulia (LB2057, Apéndice F; LC2072, Apéndice G; LB2081 Apéndice H; LB2284, Apéndice I), se observa que existe una relación inversamente proporcional entre ambos parámetros, ya que a medida que aumentan los valores de GR, disminuyen los valores de resistividad somera y de resistividad profunda.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

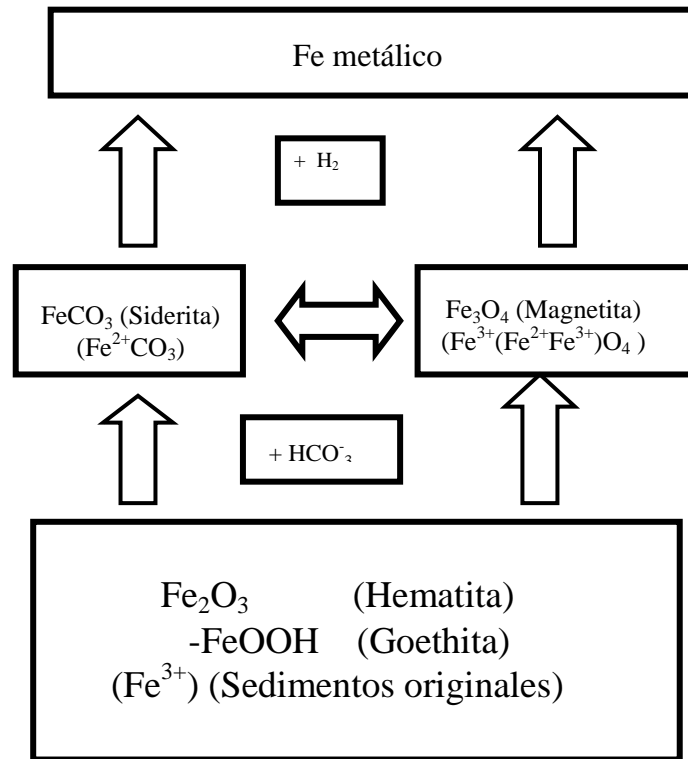
A partir del estudio del perfil de susceptibilidad magnética en función de la profundidad, se observaron 3 zonas de máximos relativos de anomalías magnéticas los cuales presentaron valores de 4.06×10^{-3} emug/g ubicado entre las muestras 5 y 7 (209-228 m), 5.25×10^{-3} emug/g ubicado entre las muestras 13 y 16 (362-400 m) y 4.45 emug/g ubicado entre las muestras 45 y 47 (693-699 m). Los órdenes de estos máximos relativos son mucho menores a los valores de los máximos encontrados en el pozo LB2081 (6×10^{-1} emug/g) y en el pozo LB2284 (7.79×10^{-3} emug/g), en los que se observa la presencia de un máximo absoluto de anomalía magnética que se asocia directamente a la proximidad de la arena petrolífera.

Es importante resaltar que los estudios realizados hasta ahora, asocian la presencia de yacimientos de hidrocarburos a anomalías magnéticas localizadas entre 7 y 152 m por encima de estos (TOMPKINS, 1993), lo que concuerda perfectamente con los máximos absolutos encontrados en los pozos LB2081 y LB2284, aunque otros autores señalan que la separación puede llegar a ser tan grande como 600 m (PÉREZ et al., 2000), lo que se ajustaría perfectamente a los máximos observados en el pozo LC2072. Esta diferencia de profundidad entre la arena petrolífera y los máximos relativos de anomalía puede ser atribuida a la migración de hidrocarburo y a la existencia de una mayor porosidad de la roca recipiente en comparación a los otros pozos, debido a que dicha migración siempre se realiza en forma vertical y ascendente. Asimismo los máximos pueden ser atribuidos a la presencia de material magnético (hematita y Fe^{3+}), el cual se observa en todas las muestras del pozo en cuestión.

En el estudio realizado a partir de la aplicación de Espectroscopia Mössbauer al pozo LC2072 del Campo Bachaquero, Edo. Zulia, se observa la presencia del mineral hematita en todas las muestras de ripios de pozos estudiadas con este método. Este mineral sólo desaparece en las muestras donde se encuentra el mineral de siderita. Este comportamiento se ha atribuido en oportunidades anteriores a que la pirita o siderita se forman cuando el hierro es liberado durante la disolución de la

hematita debido a agentes ácidos o reductores (H_2S , CO_2), en ambientes donde existe la presencia de acumulaciones de hidrocarburos (SCHUMACHER, 1996).

Otros estudios postularon la siguiente secuencia (SALAS, 2002):



Tomando en cuenta parte de este postulado, se puede afirmar que aunque la arena petrolífera se encuentra ubicada a una profundidad de 639 m, la aparición de siderita, consecuencia de la reducción de la hematita en todas las muestras estudiadas, evidencia la presencia de hidrocarburos en la zona. Esta teoría se fortalece cuando se observa el análisis petrofísico realizado al pozo LC2072 (apéndice J), en donde se visualiza la presencia de hidrocarburos en diferentes proporciones a lo largo de todo el perfil.

La aparición de Fe^{3+} en todas las muestras estudiadas se asocia a la presencia de pequeñas partículas de hematita y goethita, pero es necesario realizar un estudio más profundo para poder determinar a que fase mineralógica se encuentran asociadas exactamente.

En el pozo LC2072 no se evidenció la presencia de Fe metálico, el cual en estudios anteriores se asoció a la reducción de la siderita y la magnetita (MARTÍNEZ, 2004), esto podría deberse a que la cantidad de hidrocarburo así como el espesor de la arena petrolífera de la zona es menor que la de los pozos anteriormente estudiados. Asimismo el procedimiento de separado magnético (SM), método que sirvió para confirmar la aparición de hierro metálico y para descartar la presencia antropogénica del mismo en el estudio realizado a los pozos LB2081 y LB2284, no arrojó resultados concluyentes en el caso del pozo LC2072, debido a que la cantidad de muestra con presencia de material magnético fue casi nula a diferencia de la encontrada en los pozos anteriormente estudiados.

Con base en las conclusiones obtenidas se proponen las siguientes recomendaciones:

Aunque los resultados obtenidos no reflejan una relación definitiva entre la presencia de anomalías magnéticas a yacimientos de hidrocarburos en los pozos del Campo Bachaquero, Edo. Zulia, existen fuertes evidencias que apoyan esta teoría, por lo que es importante continuar realizando estudios más detallados al campo, tomando en cuenta que el mismo podría servir como guía para proyectos posteriores.

A partir de la aplicación del método de Espectroscopia Mössbauer se evidencia la presencia de fases mineralógicas asociadas al hierro. Se recomienda la aplicación de este método indirecto en estudios integrados a pozos que puedan ser posibles productores de hidrocarburos, ya que el mismo puede aportar información valiosa al momento de determinar la composición mineralógica de los ripios de pozos.

Establecer vínculos de trabajo entre las Facultades de Ingeniería y Ciencias de la Universidad Central de Venezuela, con la finalidad de realizar proyectos que

permitan integrar de manera complementaria los métodos de prospección utilizados en cada una de las facultades.

La interrelación entre la Universidad y la Industria petrolera es muy limitada, lo que impide obtener colaboración inmediata y oportuna al momento de requerir información para los estudios que se realizan en la Universidad. Se recomienda establecer mecanismos que permitan una mayor y efectiva comunicación para optimizar los beneficios entre ambas instituciones. Esto facilitaría la realización de acuerdos con las universidades en función de: generar el personal especializado de acuerdo a la demanda de la Industria Petrolera y la elaboración de proyectos conjuntos con beneficios sustanciales en términos de costos y calidad.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Aldana, M., V. Costanzo y D. Di Sapiro (1996). Estudio de curvas de Magnetismo Remanente Isotermal (IRM) y Resonancia Paramagnética Electrónica (EPR) en muestra de Pozos del Campo La Victoria. 8vo Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas-Venezuela.

Audemard, F. (1991). Tectonics of Western Venezuela. Ph.D. Tesis, Inédito. Rice University, Houston, Texas. 250 p.

Cardozo, L. (1996). Procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo y su relación con la tectónica Caribe. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. de Geología, UCV. 256 p.

Constanzo, V., M. Aldana, O. Aristeguieta, M. Marcano y E. Aconcha (2000). Study of magnetic Contrasts in the Guafita Oil Field (South-Western Venezuela). *Phys.Chem Earth (A)*, 25, (5). pp. 437-445.

Christ, B. y Giles PM. (1967). Mössbauer Effect Methodology. Vol. 3, Plenum Press, New York. IJ Gruverman. pp. 35-48.

Ciclo de Histéresis. [Online]. Disponible en:
<http://ttt.epv.es/jquiles/prffi/magnetismo/ayuda/hlphisteresis.htm>

Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN) (1998). Léxico Estratigráfico de Venezuela. PDVSA – Intevep. <http://www.pdv.com/lexico/>

Cohen, R. (1980). Applications of Mössbauer Spectroscopy. Volumen II. New York. Academic Press. pp. 11-17, 21-26.

- Dana, J. (1982). *The System of Mineralogy*. John Wiley & Sons. pp. 115-116.
- Dobrin, M. (1969). *Introducción a la prospección Geofísica*. 2^{da} ed. Barcelona, España. Ediciones Omega. p. 294-302.
- Donovan, T., L. Randal y A. Roberts (1979). *Aeromagnetic Detection of Diagenetic Magnetite over Oil Field*. AAPG Bulletin, Geologic Notes, 63 (2). pp. 245-248.
- Donovan, T., J. Hendricks y A. Roberts (1984). *Low-altitude aeromagnetic reconnaissance for petroleum in the Artic National Wildlife refuge, Alaska*. Geophysics, 49 (8): 1338-1353.
- Dunlop, D. y Ö Özdemin. (1997). *Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press. p.69
- Enciclopedia Salvat de las Ciencias (1968). Barcelona, España. Editorial Salvat. Tomo 7. pp.64.
- Elmore, D., S. Imbus, M. Engel y D. Fruit (1993). *Hydrocarbons and magnetizations in magnetite*. School of Geology and Geophysics, The University of Oklahoma. Special Publication N° 49.
- Foote, R. (1992). *Use of magnetic field aids oil search*. Oil & Gas Journal. pp 137-142.
- Foote, R. (1996). *Relationship of Near-Surface Magnetic Anomalies to Oil-and Gas- Producing Areas*. AAPG Memoir 66. pp. 111-126.
- Fujita, A. et al., (1971). *On growth trends*. Japon. pp. 40

Genin, J. y Flinn, P. (1966). Mössbauer effect evidence for the clustering of carbon atoms in iron-carbon martensite during aging at room temperature. Pensilvania, U.S.A. Physics Letters, pp. 392-393.

Gielen, P. y Kaplow, R. (1967). Mossbauer Effect in Iron-Carbon and Iron-Nitrogen Alloys. *acta met.* vol. 15, no. 1, pp. 49-63.

Goethita (2001). [Online]. Disponible en:

<http://www.uned.es/cristamine/fichas/goethita/goethita/htm>

González de Juana, C., J. Iturralde de Arozena y X. Picard (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves. 2 tomos, 1031 p.

Griffith, J. (1961). The Theory of Transition Metal Ions. London. Cambridge University. pp.11.

Gütlich, L. y A. Trautwein (1978). Mössbauer Spectroscopy and Transition Metal Chemistry. Berlín Heidelberg. Springer-Verlag. pp. 6-17.

Hang, N. (1980). Mössbauer study of amorphous $\text{Fe}_{82}\text{B}_{12}\text{Si}_6$. Canada, The American Physical Society. pp. 57-58.

Ino, S et al., (1980). Multiply Twinned Particles at Earlier Stages of Gold Film Formation on Alkalihalide Crystals. The Physical society of Japan. pp. 88-90.

Jillet, J. (2000). Prey spectrum of breeding sooty shearwaters (*Puffinus griseus*) in New Zealand. New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research abstracts, Vol. 35. pp. 817-829.

Jorge, J. (2001). Diseño y construcción de un equipo para la medida de susceptibilidad magnética en núcleos de rocas. Trabajo Especial de Grado de Maestría, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Física. pp. 10-45.

Kittel, C. (1976). Introduction to solid state physics, 5^{ta} ed. JOHN WILEY & SONS, INC. 435 p.

Klöck, W., H. Palme y H.J. Tobschall. (1986). Trace elements in natural metallic iron from Disko Island, Greenland. Contributions to Mineralogy and Petrology. pp. 273-282.

Lugo, J. (1991). Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo basin, Venezuela. Ph. D. Tesis, Inédito. University of Austin, Texas. 222 p.

Lugo, J. y P. Mann (1995). Jurassic – Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela. In: A. J. Tankard, R. Suárez & H. J. Welsink. Petroleum basin of South America. AAPG Memoir 62, 725 p.

Machel, H. y E. Burton (1991). Chemical and microbial processes causing anomalous magnetization in environments affected by hydrocarbon seepage. Geophysics, 56 (5): 598-605.

Martínez, H. (2004). Estudio de Anomalías Magnéticas con la Existencia de Yacimientos de Hidrocarburos del Pozo Lb2081 del Campo Bachaquero, Estado Zulia. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Física. 124 p.

Moriya, T. et al., (1968). Effects of Spin Waves on Spin-Allowed Optical Transitions. Tokyo, The Physical Society of Japan. pp. 67-68.

Ok, H. (1969). Relaxation Effects in Antiferromagnetic Ferrous Carbonate. *Physical Review*. pp. 472-476

Ostos, M. (1990). Evolución tectónica Sur – central del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos* N° 30. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV. Caracas.

Parnaud F., Y. Gou, J. C. Pascual, M. Capello, I. Truskowski y H. Passalacqua (1995). Stratigraphic synthesis of western Venezuela. In: A. J. Tankard, R. Suárez & H. J. Welsink. *Petroleum basin of South America*. AAPG Memoir 62, pp. 681 – 698.

Pérez, A . L . D '0 no frio . F. González. M. Aldana y V. Costanzo (2000). Origen de las Anomalías Magnéticas Asociadas con Yacimientos de Petróleo: Un modelo tentativo sustentado en medidas de espectroscopia Mössbauer, Susceptibilidad Magnética y Microscopia Electrónica. Caracas, Venezuela. X Congreso Venezolano de Geofísica.

Pérez, A. (1999). Estudios de las mineralogías magnéticas secundarias secundarias asociadas en campos de oriente y occidente del país. Trabajo Especial de Grado de Maestría. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Caracas, Escuela de Física.

Pérez, A ., L . D '0 no frio, F. González-Jiménez, M. Aldana y V. Costanzo (2000). Origen de las Anomalías Magnéticas Asociadas con Yacimientos de Petróleo: Un Modelo Tentativo Sustentado en Medidas de Espectroscopia Mössbauer, Susceptibilidad Magnética y Microscopía Electrónica. X Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas-Venezuela.

Pérez, Hely. (1977). Estudio por efecto Mössbauer de la reducción de hematita en carbones de Lobatera. Trabajo especial de Grado de Maestría. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias Caracas, Escuela de Física.

Pindell, J. (1988). Geological evolution of the Caribbean Region; A plate-tectonic perspective. Geological Society of America. pp. 6-8.

Rojas, A. (2000). Caracterización de trampas en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. de Geología, UCV. 234 p.

Ron, M., A. Kidron y H. Chechter (1966). Structure of Martensite. Journal of Applied Physics, 38, (2): 590- 594.

Salas, D. (2002). Nuevo tipo de anomalía magnética asociada a yacimientos petrolíferos: Existencia de Hierro Metálico autigénico en el intervalo de profundidades (399-411) m en el Campo Bachaquero. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Física.

Salas, D., F. González- Jiménez, L. D'Onofrio, A. Pérez, J. G. Oxe, H. Rojas, L. López y J. Salazar (2002). Nuevo tipo de Anomalía Magnética asociada a yacimientos de petrolíferos: Existencia de Hierro Metálico, autigénico en un Pozo Productor del Campo Bachaquero. XII Congreso Venezolano de Geofísica.

Saldiñas, R. (1979). Magnetometría. Ciudad de La Habana. Editorial Pueblo Y Educación. 79 p.

Saunders, D. y T. Stephen (1985). Onshore exploration using the new geochemistry and geomorphology. Oil & Gas Journal. pp. 126-130.

Siderita (2001). [Online]. Disponible en:

<http://www.uned.es/cristamine/fichas/siderita/siderita/htm>

Sinkankas, J. (1964). Mineralogy. New York. Van Nosrand Reinhold Company. 283 p.

Skoog, D. A. y J. Leary. (2001). Análisis instrumental. 5^{ta} ed. Mc Graw-Hill. pp. 298,588-598.

Steenland, N. (1965). Oil fields aeromagnetic anomalies. Geophysics, 30 (5): 706.

Schumacher, D. (1996). Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments, AAPG Memoir, 66. pp. 71-89.

Tompkins, R. (1993). Redox identification technology-a direct location technique. Oil & Gas Journal.pp.95-98.

Valencio, A. D. (1980). El Magnetismo de las Rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires. pp. 68-70

Vandenberghe, R. (1990). Some Aspects Concerning the Characterization of Oxides and Hydroxides in Soils and Clays.

Vitiello, D. y V. Constanzo, G.(1996). Validación de una nueva técnica para establecer criterios de ubicación y evaluación de pozos mediante el estudio de mineralotas magnéticas secundarias en el campo la victoria, CORPOVEN S.A. 8^{vo} Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas Venezuela.

WEC (1997). Schlumberger . Evaluación De Pozos. Venezuela. Capítulo 2. pp.10.

Wertheim, G. (1964). Mössbauer Effect: Principles and Applications. New York. Academic Press. pp. 47, 73.