

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS VOLCANES DE LODO DEL SECTOR 28 –
MUNICIPIO DE GUAMAL (DEPARTAMENTO MAGDALENA).

LUIS FERNANDO HERNÁNDEZ LÓPEZ

RICARDO PINZÓN GÓMEZ

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2015

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS VOLCANES DE LODO DEL SECTOR 28 –
MUNICIPIO DE GUAMAL (DEPARTAMENTO MAGDALENA).

LUIS FERNANDO HERNÁNDEZ LÓPEZ

RICARDO PINZÓN GÓMEZ

TESIS DE GRADO PARA OPTAR EL TÍTULO DE GEÓLOGO

LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA

GEÓLOGO, Ph.D

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA

2015

DEDICATORIA

A Dios por haberme dado toda la fortaleza espiritual para afrontar todo los momentos difíciles.

A Nínfa López e Inaudís Manuel Hernández, mis padres que tanto adoro, porque hicieron todo lo humanamente posible para que todos sus hijos fueran lo que hoy somos, nunca dejaré de agradecerles por todo lo que hicieron para sacarnos adelante.

A Madelén López, mi segunda madre, desde que nací siempre me ha apoyado incondicionalmente en lo que fuere.

A Karina y Manuel Hernández, mis hermanos mayores, por todo su cariño y consejos.

A Gisela Barrera, una geóloga muy especial, que me ha acompañado y aconsejado en los momentos buenos y malos desde que la conocí.

A todos los familiares y amigos que de una u otra forma han aportado su granito de arena en mi formación como geólogo y persona.

Luis Fernando Hernández López.

DEDICATORIA

A mi mamá Carmen Sofía

Por todo ese amor, cariño, paciencia, preocupación, comprensión y otras enseñanzas que ha forjado en mí la gran persona que soy hoy en día

A mi papá Laureano Hernán

Por ese cariño, comprensión, educación, ejemplo, y demás enseñanzas que ha inculcado en mí como persona

A mis familiares quienes se han preocupado en mi bienestar y mi aprendizaje a lo largo de los años, donde me han inculcado la importancia de prepararme

A mis amigos, donde me han ayudado a crecer y he pasado grandes momentos en la vida

Ricardo Pinzón Gómez

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Universidad Industrial de Santander y Escuela de Geología, por permitir utilizar los diferentes espacios para la realización del proyecto, así como en nuestra formación profesional.

A nuestro director Luis Carlos Mantilla Figueroa, Geólogo Ph.D, por todo su apoyo, dedicación y enseñanza durante el desarrollo del proyecto.

A los profesores Ricardo Mier Umaña y Carlos Alberto Ríos Reyes, por sus observaciones y recomendaciones.

A José Jael Hernández Venta, Jasmín Camargo, Jesús Alberto Hernández Camargo y Luis Manuel Urieles Narvaez, por su colaboración y atención en campo.

Al laboratorios de CROM-MASS, CIBIMOL, UIS, en especial a su directora, Elena E. Stashenko, Química Ph.D. y su colaboradora, Mayra Lizeth Robles, Química Analista. Al laboratorio de Difracción de Rayos X, UIS, en especial a su director, el Doctor José Antonio Henao, por el interés mostrado en el proyecto. A el laboratorio de Preparación de Secciones Delgadas, en especial al Técnico Luis Eduardo Garrido, por toda su colaboración.

A HOCOL S.A, en especial al Geólogo Daniel Sierra y el Ingeniero Larry Prentt, por su colaboración y recomendaciones a lo largo del proyecto.

Al Servicio Geológico Colombiano, en Especial a los Geólogos José H. Carvajal P, y Domingo Mendivelso L, por la información aportada y sus recomendaciones.

A todas las personas que nos ayudaron en la realización del proyecto, en especial a nuestros padres.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	22
1. OBJETIVOS.....	24
1.1. OBJETIVO GENERAL	24
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	24
2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.	25
3. MARCO TEORICO	28
3.1. ANTECEDENTES	28
3.2. VOLCANES DE LODO	31
3.3. VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA (VIM).....	33
3.4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	33
3.4.1. Evolución Tectónica.....	40
3.5. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	52
3.5.1. Plataforma de Chimichagua:.....	53
3.5.2. Depresión de Plato:	54
3.6. ESTRATIGRAFÍA.....	55
3.7. ESTILO ESTRUCTURAL.....	70
3.8. GEOQUIMICA DE LA CUENCA DEL VIM	78
4. METODOLOGÍA	86
5. RESULTADOS.....	95

5.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS VOLCANES DE LODO EN EL ÁREA DE ESTUDIO	95
5.2. RASGO GENERALES DE LOS VOLCANES DE LODO.....	103
5.3. COMPOSICIÓN DE LOS FLUJOS DE LODO (MACRO Y MICRO)	107
5.4. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE MATERIALES ASOCIADOS A LOS FLUJOS DE LODO (DRX)	130
5.5. COMPOSICIÓN DE LAS EMISIONES VOLÁTILES DE LOS VOLCANES DE LODO (CROMATOGRAFÍA DE GASES)	133
5.6. INTERPRETACION DE LINEAS SISMICAS.....	137
6. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	146
7. CONCLUSIONES.	153
8. RECOMENDACIONES.....	154
BIBLIOGRAFÍA.....	156
ANEXOS.....	159

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio en el contexto nacional y departamental.	25
Figura 2. Mapa de la zona de estudio por superposición de imágenes entre la Plancha 47-III-C de Chiriguana e imágenes satelitales de Google Earth.	26
Figura 3. Modelo general del acrecionamiento de los prismas sedimentarios de los Cinturones Sinú y San Jacinto en el Caribe Colombiano.....	29
Figura 4. Sección sísmica 3-D que muestra un diapiro de lodo incipiente formado por lutitas masivas de la Formación Porquero del Mioceno la Depresión de Plato.	30
Figura 5. Ubicación regional de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (LMV por sus siglas en ingles).	35
Figura 6. Modelo Tectónico de formación de bloques de la cuenca del VIM, producto de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica.	36
Figura 7. Provincias Tectónicas del Noroccidente Colombiano y ubicación de las estructuras geológicas que conforman la cuenca del VIM.....	38
Figura 8. Geotranssecta basada en datos sísmicos del VIM del Suroeste al Noreste, a través de las subcuencas de San Jorge y Plato.	40
Figura 9. Modelo Tectónico de la cuenca del VIM durante el Cretacico Inferior – Paleógeno.....	42
Figura 10. Mapa de áreas de aporte y sedimentación del Cretacico Inferior.	44
Figura 11. Interacción y evolución en la tectónica de las placas Caribe, Suramericana y Norteamericana entre el Cretacico Inferior al Pleistoceno.	45
Figura 12. Bloque Diagrama del VIM en el Eoceno Superior.....	46

Figura 13. Bloque Diagrama ilustrando el mecanismo de la distensión en el VIM por los sistemas de fallas Bucaramanga – Santa Marta y Romeral.	47
Figura 14. Mapa Paleoambiental del VIM en el Oligoceno Inferior.	48
Figura 15. Bloque Diagrama del Valle Inferior del Magdalena para el Oligoceno.	49
Figura 16. Mapa de áreas de aporte y sedimentación del Mioceno. FR (Falla de Romeral [San Jacinto]), FSMB (Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga), FB (Falla de Boconó).....	51
Figura 17. Mapa de Regiones Tectóno-estratigráficas del VIM, con información de Pozo. También se muestra la traza de la Falla de Palestina.	53
Figura 18. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca del VIM.	56
Figura 19. Esquema general de los registros de pozo de los pozos Ricaurte 1, Monterrey 1, Palmar 1, Astrea 1 y Chilloa 1.	58
Figura 20. Mapa del contorno del Basamento basado en la sísmica bidireccional de tiempo, con su control estructural. Relación entre altos y bajos del Basamento. ..	60
Figura 21. Composición de las rocas del Basamento en el Noroeste de Colombia revelados por los pozos petroleros que perforaron basamento.	61
Figura 22. Localización de las principales fallas a nivel del basamento en el Noroeste de Suramérica, en un modelo digital de elevación de alta resolución	71
Figura 23. Transectas sísmicas interpretadas mostrando la estructura de graben en donde interactúan las Fallas de Bucaramanga - Santa Marta y Algarrobo..	73
Figura 24. Imagen sísmica regional interpretada, ilustrando la expresión en el subsuelo de tres regiones tectóno-estratigráficas (Plataforma de Chimichagua, la Depresión de Plato y el Alto de El Díficil) y las fallas que las limitan (Palestina y Alejandría).....	75
Figura 25. Mapa Geológico entre los municipios de Astrea, Arjona y Mandiguilla, con la zona de estudio y las estructuras principales de la zona	78

Figura 26. Ubicación de los pozos, los campos y los datos generales geoquímicos de la Cuenca del VIM.....	79
Figura 27. Diagrama de Van-Krevelen Modificado para la Cuenca del VIM. El Kerógeno varía de tipo II (marino), y tipos III-IV (terrestre).....	81
Figura 28. Perfil de reflectancia de la vitrinita (% Ro) a través del tiempo para la cuenca del VIM. La sucesión evaluada alcanza la ventana de generación de aceite con valores en el pico de generación a la gama de maduración tardía.	83
Figura 29. Mapa de los Sistemas Petroleros en la formación generadora para la Cuenca del VIM.	85
Figura 30. Evaluando el entorno para la recolección de los lodos manualmente por medio del recipiente de vidrio el cual es abierto al estar sumergido.	88
Figura 31. Recolección de los lodos sumergiendo el recipiente manualmente a una profundidad aproximada de 0.5 m.	89
Figura 32. Cromatógrafo de gases con detector de ionización en llama (GC-FID), marca Agilent Technologies, modelo 6890N.	91
Figura 33. Columna de Fase estacionaria.	92
Figura 34. Jeringa para gases marca Hamilton de 500 μ L.....	92
Figura 35. Cromatógrafo de gases acoplado a un detector selectivo de masas (GC-MS), marca Agilent Technologies, modelo 7890a.....	93
Figura 36. Diagrama de flujo señalando las principales etapas para el desarrollo del proyecto.	94
Figura 37. Aspecto general del terreno en el cual se desarrollan localmente volcanes de lodo.	95
Figura 38. Aspecto del contacto entre la Fm. Zambrano y la Fm. Cuesta en amarillo.	97
Figura 39. Aspecto de las capas de lodolitas grises azulosas de la Fm. Zambrano.	97

Figura 40. Aspecto de las capas de lodolitas amarillas con restos fósiles de la Fm. Zambrano.	98
Figura 41. Aspecto de un nivel de ostreidos en posición en vida de la Fm. Zambrano.	98
Figura 42. Aspecto de la capa de caliza (coquina) de la Fm. Zambrano.	99
Figura 43. Aspecto de un afloramiento de las capas de gravas arenosas de la Fm. Cuesta.	99
Figura 44. Aspecto de las gravas arenosas rojizas presentes en la Fm. Cuesta.	100
Figura 45. Aspectos de algunos fragmentos de xilópalos presentes en la Fm. Cuesta.	100
Figura 46. Aspecto de la fisura sobre el terreno en dirección Suroeste-Noreste, evidenciando la posible influencia de una falla en superficie.	101
Figura 47. Distribución de los volcanes de lodo en la Subzona B, tomado del Anexo E, escala 1:1000.	102
Figura 48. Pequeñas burbujas que brotan de los lodos sobre los volcanes.	103
Figura 49. Medición de la profundidad en uno de los Volcanes de Lodo.	104
Figura 50. Volcán de Lodo #2, donde no se aprecia una estructura cónica, se clasifica como Tipo O.	106
Figura 51. Volcán de lodo #4, es uno de los más grandes y se aprecia perfectamente la estructura cónica, se clasifica como Tipo B.	106
Figura 52. Muestra de lodo LR-01, se aprecia un color morrón oliva oscuro (3/3 2.5Y).	107
Figura 53. Muestra de lodo LR-01, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).	108

Figura 54. Muestra de lodo LR-01, foto tomada en el estéreomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz).	109
Figura 55. Fragmento fósil presente en la muestra de lodo LR-01. Cuarzo (Qz), Fósil (Fs), Fragmento lítico (FL).	109
Figura 56. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-01, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).	110
Figura 57. Fotografía de la sección delgada de la muestra LR-01, en nicoles cruzados, donde se observa la presencia de un xenocristal de plagioclasa (Pg). Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).	111
Figura 58. Muestra de lodo LR-02, se aprecia unos colores amarillo (arriba) (7/6 10YR) y marrón amarilloso claro (abajo) (6/4 2.5Y).	112
Figura 59. Muestra de lodo LR-02, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Óxidos (Ox), Resina (R).	113
Figura 60. Muestra de lodo LR-02, foto tomada en el estéreomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).	113
Figura 61. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-02, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).	114
Figura 62. Muestra de lodo LR-03, se aprecia un amarillo oliva (6/6 2.5Y).	115
Figura 63. Muestra de lodo LR-03, foto tomada en el estéreomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Oxidos (Ox), Resina (R).	116
Figura 64. Muestra de lodo LR-03, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Oxidos (Ox), Resina (R).	116

Figura 65. Fragmento lítico alterado presente en la muestra de lodo LR-03. Cuarzo (Qz), Fragmento lítico (FL).....	117
Figura 66. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-03, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).....	118
Figura 67. Muestra de lodo LR-04, se aprecia los colores amarillo (abajo) (8/8 2.5Y) y amarillo pálido (arriba) (7/4 5Y).....	119
Figura 68. Muestra de lodo LR-04, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Resina (R). ...	120
Figura 69. Fragmentos líticos (micro-xenolitos) rojizos presentes en la muestra de lodo LR-04. Fragmento lítico (FL), Resina (R).	120
Figura 70. Fragmento fósil (conchita) presente en la muestra de lodo LR-04. Fósil (Fs), Fragmento lítico (FL), Resina (R), Minerales arcillas (MA).....	121
Figura 71. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-04, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).....	122
Figura 72. Fotografía de la sección delgada de la muestra LR-04, en nicoles cruzados, donde se observa la presencia de un fósil (Fs), Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).	122
Figura 73. Muestra de lodo LR-05, se aprecia los colores amarillo (arriba) (7/8 2.5Y) y oliva (abajo) (5/4 5Y).....	123
Figura 74. Muestra de lodo LR-05, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Resina (R).	124
Figura 75. Fragmento lítico rojizo (micro-xenolitos) presente en la muestra de lodo LR-05. Fragmento lítico (FL), Cuarzo (QZ), Óxidos (Ox).	125
Figura 76. Concentración de Minerales arcillosos presente en la muestra de lodo LR-05. Fragmento lítico (FL), Cuarzo (QZ), Resina (R), Minerales arcilla (MA)...	125

Figura 77. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-05, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).....	126
Figura 78. Todos los fragmentos de roca (Xenolitos) recolectados en los flujos de lodo.	127
Figura 79. Xenolito de un nódulo de hierro, se aprecia la estructura interna de éste.	127
Figura 80. Xenolitos de calizas.	128
Figura 81. Xenolitos de areniscas con cemento ferruginoso.....	128
Figura 82. Fotografías de la sección delgada del nódulo de hierro, en nicoles cruzados (izquierda) y nicoles paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Oxidos (Ox), Calcita (Ca).	129
Figura 83. Fracturas rellenas por calcita, la fotografía se realizó con un objetivo de 20X en nicoles cruzados. Oxidos (OX), Calcita (Ca).	130
Figura 84. Imagen satelital entre los municipios de Chimichagua, San Zenón, Astrea y El Paso.....	137
Figura 85. Línea sísmica BCH-89-01 interpretada.....	139
Figura 86. Línea sísmica BCH-89-03 interpretada.	141
Figura 87. Línea sísmica BCH-89-06 interpretada.	143
Figura 88. Línea sísmica BCH-89-08 interpretada.	145
Figura 89. Perfil sísmico BCH-89-06 modificado, Volcanes de lodo (VL) sobre los límites de la zona de Falla de Palestina y la Plataforma de Chimichagua.	149
Figura 90. Mapa del Sistema Petrolero para la Cuenca del VIM con la ubicación de los volcanes de lodo, con la zona hipotética del área de influencia de los sistemas petroleros.	151

LISTAS DE TABLAS

Tabla 1. Tabla de clasificación de los volcanes de lodo presentes en la zona de estudio.	105
Tabla 2. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-01.....	131
Tabla 3. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-02.....	131
Tabla 4. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-03.....	132
Tabla 5. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-04.....	132
Tabla 6. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-05.....	133
Tabla 7. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-01.	134
Tabla 8. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-02.	134
Tabla 9. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-03.	135
Tabla 10. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-04.....	135
Tabla 11. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-05.....	136

LISTA DE ANEXOS

Anexo A. Geología de la Plancha 47 Chiriguaná Modificada, Mostrando la Zona de Estudio.

Anexo B. Descripción de la Elaboración de los Recipientes Metálicos.

Anexo C. Descripción de la Elaboración de las Secciones Delgadas.

Anexo D. Descripción de los Diferentes Análisis de Cromatografía de Gases.

Anexo E. Mapa de las Subzonas del Area de Estudio, Mostrando la Distribución de los Volcanes de Lodo. En Verde la Subzona A y en Azul la Subzona B.

Anexo F. Catálogo de los Volcanes de Lodo en la Zona de Estudio.

RESUMEN

TITULO: CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LOS VOLCANES DE LODO DEL SECTOR 28 – MUNICIPIO DE GUAMAL (DEPARTAMENTO MAGDALENA).*

AUTORES: LUIS FERNANDO HERNÁNDEZ LÓPEZ; RICARDO PINZÓN GÓMEZ**

PALABRAS CLAVE: Valle Inferior del Magdalena, Volcanes de lodos, Subcuenca de Plato, Guamal, Falla de Palestina.

DESCRIPCION:

La presencia de volcanes de lodo en un área de aproximadamente 6 Km², localizada entre los municipios de Guamal (Magdalena) y Astrea (Cesar), confinados en un sector del Valle Inferior del Magdalena (VIM), ubicado en los límites entre las regiones denominadas como Plataforma de Chimichagua y la Depresión de Plato.

El análisis de las líneas sísmicas próximas al área de los volcanes, permite reconocer que éste sector corresponde en profundidad con el trazo del Sistema de Fallas de Palestina.

El estudio de los detritos presentes en los flujos de lodo, realizados mediante microscopía óptica, permitió reconocer componentes derivados mayoritariamente del re-trabamiento de los materiales sedimentarios de la formación hospedadora de los volcanes: La Formación Zambrano. Sin embargo, una fracción menor de detritos (xenocristales de tipo albita y ortoclasa, entre otros), se interpretan como detritos arrancados y transportados durante el ascenso de los flujos de lodo, desde unidades más profundas (Formación Jesús del Monte?).

El estudio de los volátiles (mediante análisis cromatográficos) emanados de los volcanes, evidencia la presencia de metano, etano, eteno, propano y propileno. La presencia de estos volátiles, se asume en éste trabajo como evidencias de escape de hidrocarburos, a lo largo de planos anisotrópicos (fracturas, fallas, etc.) asociadas al Sistema de Fallas de Palestina. No se descarta que parte de estos volátiles también deriven de procesos de biodegradación local.

Como hipótesis preliminar, se sugiere que los volcanes de lodo, son una expresión superficial de procesos endógenos, relacionados con la destrucción progresiva de acumulaciones de hidrocarburos en profundidad. La migración ascendente de estos componentes, junto a la migración de fluidos canalizados a lo largo del Sistema de Fallas de Palestina, generaron volcanes de lodos, cuyos flujos arrancaron y transportaron xenocristales y xenolitos de las unidades sedimentarias del Neógeno y Plioceno (propias del registro estratigráfico del VIM), principalmente.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa

ABSTRACT

TITLE: GEOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE MUD VOLCANOES OF THE SECTOR 28 - MUNICIPALITY OF GUAMAL (MAGDALENA DEPARTMENT).*

AUTHORS: LUIS FERNANDO HERNÁNDEZ LÓPEZ; RICARDO PINZÓN GÓMEZ**

KEYWORDS: Lower Magdalena Valley, Mud Volcanoes, Plato Depression, Guamal, Palestina Fault.

DESCRIPTION:

The presence of mud volcanoes in an area approximately 6 km², located between the towns of Guamal (Magdalena) and Astrea (Cesar), confined in a sector of the Lower Magdalena Valley (LMV), located on the border between the regions Chimichagua Platform and Plato Depression.

The analysis of the seismic lines near the volcanoes area, enables the recognition that this sector corresponds in depth to the stroke of the Palestina Fault System.

The study of the debris present in mudflows, made by optical microscopy, allowed recognition of components derived mainly from re-working of the sedimentary material of the host unit of the volcanoes: The Zambrano Formation. However, a smaller fraction of debris (xenocrysts type albite and orthoclase, etc.), are interpreted as debris uprooted and transported during ascent of the mudflows, from the deeper units (Jesus del Monte Formation?).

The study of volatiles (by chromatographic analysis) emanating from volcanoes, provides evidence of the presence of methane, ethane, ethene, propane and propylene. In this work, the presence of these volatiles, is assumed to be evidence of oil outflow along anisotropic planes (fractures, faults, etc.) associated with the Palestina Fault System. It is not excluded that some of these volatiles also derived from local biodegradation processes.

As a preliminary hypothesis it's suggested that the mud volcanoes are a surface expression of endogenous processes related to the progressive destruction of hydrocarbon accumulations at depth. The upward migration of these components, together with the migration of fluids channeled along the Palestine Fault System, generated mud volcanoes, whose flows uprooted and transported xenocrysts and xenoliths of sedimentary units of the Neogene and Pliocene (according to the stratigraphic record of LMV), mainly..

* Bachelor Thesis

** Faculty of Physical-Chemistry Engineering. Geology School. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa

INTRODUCCIÓN.

La formación de los volcanes de lodos, se ha relacionado con diferentes procesos geológicos, por ejemplo: los asociados con la formación y escape de hidrocarburos desde profundidad (Hedberg, 1974; Lavrushin *et al.*, 1996, Milcov, 2000, referenciados en Sun *et al.*, 2010), procesos magmático-hidrotermales, estrechamente relacionados con sistemas hidrotermales de baja sulfidación (Bryan, 1919, Ives, 1951, Struz, *et al.*, 1992, referenciados en Onderdonk, *et al.*, 2011), procesos derivados del contraste de densidad entre materiales de diferente composición que migran desde zonas de alta presión a zonas de baja presión (Hedberg, 1974, Lavrushin *et al.*, 1996, Sun *et al.*, 2010, Carvajal *et al.*, 2011), entre otros.

En el contexto antes mencionado, es evidente que el estudio de los volcanes de lodos (especialmente encaminados a establecer su génesis o procesos asociados a su formación), es de gran importancia práctica, económica y de un gran interés científico. Así mismo estos sistemas podrían representar riesgos y amenazas geológicas presentes a la población.

La presencia de volcanes de lodo en el Valle Inferior del Magdalena (VIM), resulta a primera vista ser un hecho muy curioso y novedoso, considerado que este tipo de volcanes históricamente se han relacionado exclusivamente con los Cinturones Plegados de los terrenos Sinú y San Jacinto, considerando áreas terrestres y marinas, el cual se localiza en la parte septentrional de Colombia (margen Noroccidental del Caribe Colombiano; Carvajal *et al.*, 2011). En ese sector, los volcanes de lodo se han relacionado con procesos derivados del contraste de densidad entre materiales de diferente composición y con procesos asociados con la formación y escape de hidrocarburos desde profundidad (Carvajal *et al.*, 2011). Por lo contrario en el VIM solamente se han reportado diapirismo de lodo hacia el flanco oriental de la Depresión de Plato (Caceres *et al.*, 1981, en Arminio *et al.*, 2011), por lo que los procesos asociados a la formación de los volcanes de lodos en el VIM, son aspectos completamente desconocidos.

En el marco de lo anteriormente mencionado, el presente trabajo de tesis de pregrado 'Modalidad Investigación', tiene como objetivo principal, caracterizar la geología de los volcanes de lodos presentes en el área conocida como el veintiocho (caserío), jurisdicción del municipio de Guamal, Departamento del Magdalena (del VIM), para fines de contribuir al conocimiento sobre su formación.

Los volcanes de lodo encontrados en la zona de estudio poseen una diferencia principalmente en la morfología de los cuerpos volcánicos como la forma y tamaño, diferencias no muy significativas de los materiales emanados y de acuerdo a su distribución se clasifico en dos subzonas, la Subzona A y la Subzona B. Los volcanes se hospedan en la Formación Zambrano y la mayoría se encuentra sobre los drenajes del área; cabe resaltar que a lo largo del año se encuentran activos independientemente de las estaciones climáticas.

Los análisis realizados arrojan resultados muy interesantes, por ejemplo la cromatografía de gases indica la presencia de metano que se obtuvo en mayor proporción junto con otros hidrocarburos livianos, por lo que se cree que lo lodos provienen de profundidad ya que la cuenca es productora de gas. También se considera la posibilidad que una fracción de los gases provengan de un ambiente súpergeno por la presencia de Halloysita y probablemente Alófana reportados por el DRX.

La interpretación de datos geofísicos (líneas sísmicas) realizados cerca de la zona de estudio muestran la presencia de estructuras conformadas por fallas normales de alto ángulo que favorecen la migración de materiales a superficie, además estas estructuras dan a conocer la compleja historia geológica que presenta en VIM.

Lo anterior junto con otros resultados, resuelven los objetivos planteados para esta investigación, como también abre la posibilidad de estudios posteriores en la zona, teniendo en cuenta que éste es un estudio preliminar.

1. OBJETIVOS.

1.1. OBJETIVO GENERAL

Caracterizar geológicamente los volcanes de lodo presentes en un área aproximada de 6 Km² en cercanía del Municipio de Guamal, Magdalena.

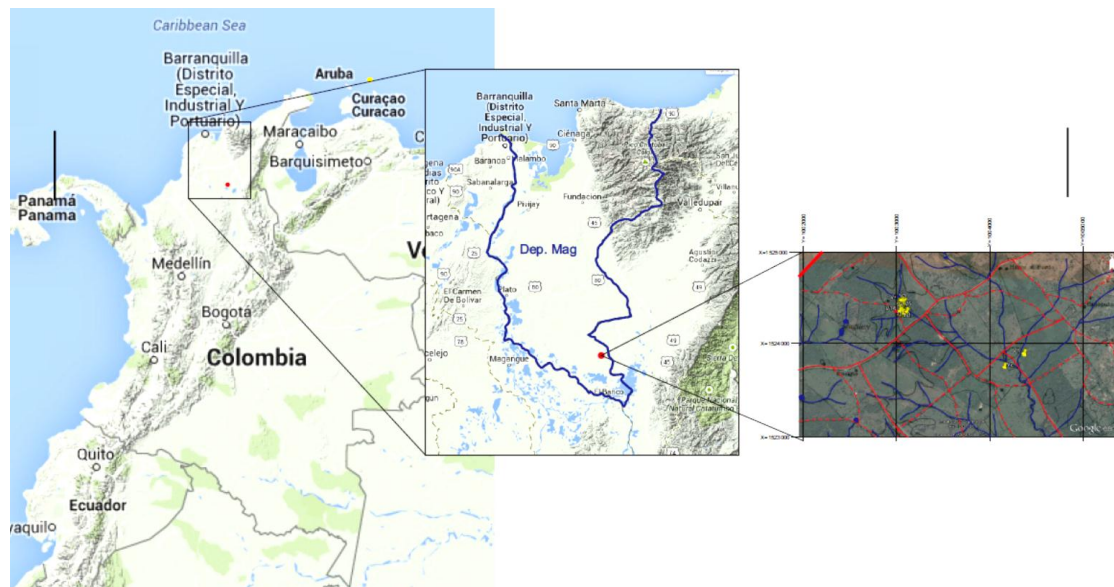
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar una compilación y análisis de la información geológica (regional y local), para fines de contextualizar el marco tectónico-estratigráfico del área objeto de estudio, en la cual hay presencia de volcanes de lodo.
- Caracterizar la composición mineralógica (mediante microscopía óptica y DRX) de los diferentes componentes inorgánicos asociados a los flujos de lodo, para fines de reconocer posibles unidades litológicas involucradas (relacionadas por causa o efecto) con los volcanes de lodo.
- Analizar mediante cromatografía de gases, los diferentes componentes volátiles (orgánicos e inorgánicos), asociados a los volcanes de lodo, para fines de intentar establecer su procedencia (fuente).
- Establecer a la luz de los nuevos datos, la génesis y los procesos asociados a la formación de estos volcanes de lodo.

2. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La zona de estudio se encuentra en cercanías al caserío el Veintiocho, jurisdicción del municipio de Guamal, Departamento del Magdalena, Colombia; entre la carretera principal que comunica a los municipios de Guamal (Departamento del Magdalena) y Astrea (Departamento del Cesar). Las coordenadas de la zona de estudio comprende un área aproximada de 6 kilómetros cuadrados entre $X=1523000$ y $X=1525000$, $Y=1002000$ y $Y=1005000$ (**Figura 1 y Figura 2**).

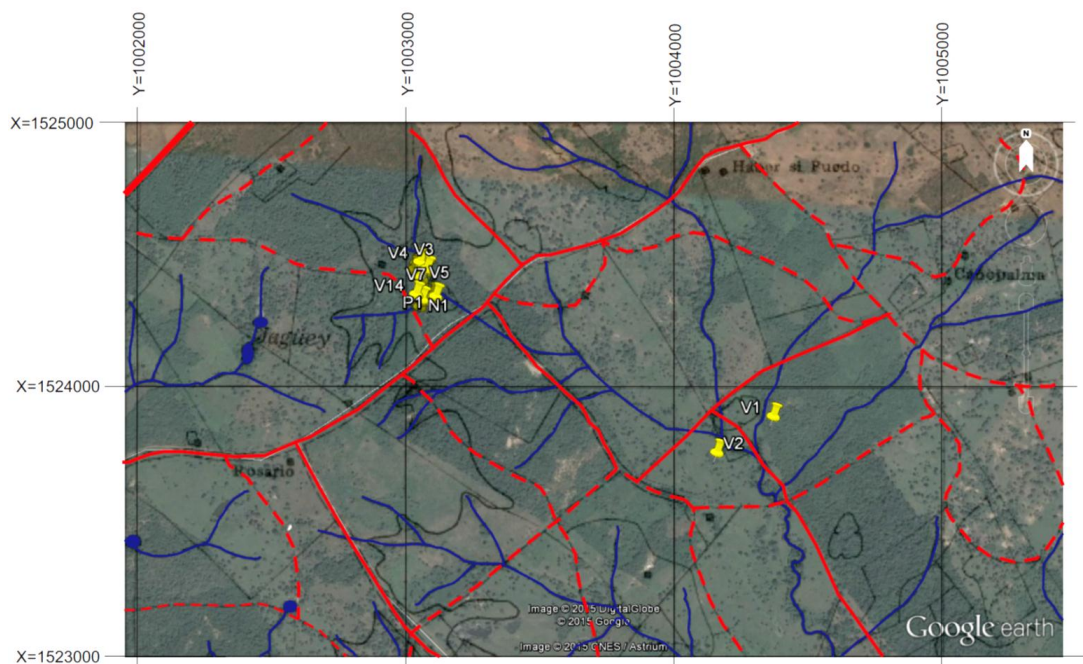
Figura 1. Localización del área de estudio en el contexto nacional y departamental.



Dentro de la clasificación fisiográfica del Departamento del Magdalena, el área de estudio se encuentra entre las regiones de las Llanuras Centrales y el Valle Inferior del Magdalena. La región de las Llanuras Centrales es una región fisiográfica conformada por las extensas llanuras centrales, de relieve ondulado, bañadas por diferentes afluentes. En esta región se encuentran yacimientos de petróleo en explotación y excelentes suelos de labor agropecuaria, también existen grandes reservas forestales e hídricas (Royero *et al.*, 2000). El relieve ondulado en la zona está compuesto por rocas de las formaciones Cuesta, Zambrano y la Luna; las pendientes son cortas y pocos pronunciadas, con drenajes dendríticos y

subparalelos (González *et al.*, 2002 B). La región del Valle Inferior del Magdalena topográficamente es suave, bastante plana, con presencia de pequeñas colinas que no sobrepasan los 100 msnm. La región está bañada por el Río Magdalena, se caracteriza por sus numerosas ciénagas y pantanos (Royero *et al.*, 2000).

Figura 2. Mapa de la zona de estudio por superposición de imágenes entre la Plancha 47-III-C de Chiriguaná e imágenes satelitales de Google Earth, en rojo los caminos, en azul los arroyos y en amarillo la posición de los volcanes de lodo.



Los recursos hídricos del Departamento del Magdalena son abundantes, el área de estudio se encuentra en la cuenca hidrográfica del Río Magdalena según el IGAC (1993) (Royero *et al.*, 2000). La cuenca hidrográfica está conformada por los caños y arroyos que vierten sus aguas a las ciénagas y éstos a su vez al Río Magdalena, la cuenca es de poca altura y gran colectora de aguas, donde cercanamente al área de estudio se encuentran la ciénagas de Zapatosa y Chilloa (Royero *et al.*, 2000).

Geológicamente la zona de estudio se encuentra en la cuenca del VIM, cerca de los límites con el graben de Ariguaní, limitados por el Sistema de Fallas de Algarrobo. En un marco más regional el área se encuentra en la esquina Suroccidental de la

Plancha 47 de Chiriguaná donde afloran las unidades del Grupo Cogollo, la Formación Zambrano, la Formación Cuesta, las Calizas de Todos los Santos y depósitos Cuaternarios Aluviales, Fluvioacústres y de Terrazas (**Anexo A**).

Para llegar a dicha zona desde Bogotá, Cundinamarca, se toma la vía que conduce hacia la costa Caribe, llamada Troncal del Caribe o en la actualidad la Ruta del Sol. A la altura de la población de El Burro, Cesar, se toma el desvío al margen izquierdo que conduce hacia el Banco, Magdalena. En el Banco se toma la vía que conduce hacia el Municipio de Guamal, Magdalena. Finalmente de éste Municipio se toma la vía que conduce al Municipio de Astrea Cesar y al llegar a la población del Veintiocho, Magdalena a unos 400 metros más adelante al margen derecho de la vía, se ingresa a la finca La Historia, de donde hay que caminar unos 300 metros por caminos de herradura, desde la casa de dicha finca hasta llegar a los primeros volcanes de lodos. Para llegar a los otros volcanes de lodo hay que seguir caminando aproximadamente 2 Km por caminos de herradura.

Desde Santa Marta, Magdalena, se toma la vía que conduce hasta Bogotá, Cundinamarca por la troncal del Caribe o Ruta del Sol y se toma el desvío al margen derecho a la altura de la población de Cuatro Vientos, Cesar, que conduce a la población de Arjona, Cesar. De ahí se toma la vía que conduce al Municipio de Astrea, Cesar y finalmente se toma la vía hacia el municipio de Guamal, Magdalena hasta llegar a la Finca La Historia, que se encuentra al margen izquierdo a unos 400 metros antes de llegar a la población del Veintiocho, Magdalena.

3. MARCO TEORICO

3.1. ANTECEDENTES

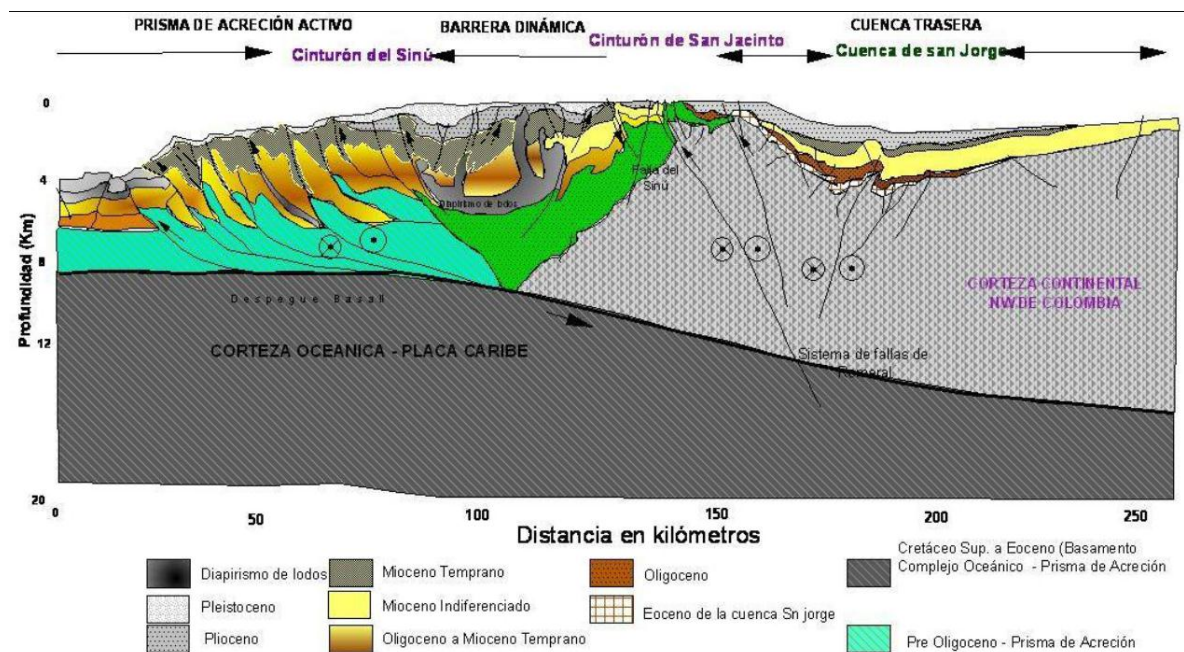
Los “volcanes de lodo” están reportados en Europa, Asia, Oceanía, África y América, los cuales presentan similitud en su geometría, edad, y tipo de materiales extruidos (sedimentos y gases). En Colombia este fenómeno es característico de los Cinturones del Sinú y de San Jacinto en el Caribe Colombiano (Duque-Caro 1979,1984; Vernetto 1985, Vernetto y Otros 1988, Carvajal 1996, 2002, en Carvajal et. al., 2011), en donde el diapirismo y volcanismo de lodo son abundantes y comunes, donde más de un centenar han sido identificados, estudiados y se han trazado en mapas geológicos (Arminio *et al.*, 2011). Este fenómeno involucra no sólo la Costa Atlántica Colombiana, sino que hace parte de un prisma diapírico extendido por Centroamérica y el Caribe, como resultado de procesos de acrecionamiento de terrenos, debido a la tectónica convergente de placas (Duque, 1984 - Duque - 1998 Vernetto 1985, Vernetto y Otros 1988, en Carvajal *et. al.*, 2011). La evolución del Caribe Colombiano está ligada a la historia geológica de acumulación de sedimentos y de la deformación, asociada con la interacción tectónica convergente de las placas Caribe, Suramericana y de Nazca, donde han determinado las características geomorfológicas parentales y litoestructurales actuales del Caribe Colombiano (Carvajal *et. al.*, 2011).

Los procesos de extensión, transporte y acumulación de sedimentos asociados con el acrecionamiento oblicuo de la tectónica imperante del Caribe Colombiano, han determinado la formación de un sistema transpresivo - transtensivo de cuñas o prismas sedimentarios imbricados en el margen continental Colombiana. Esta tectónica, está acompañada con la formación de pequeñas cuencas de distensión, en la que ha intervenido como fenómeno deformativo, el proceso de diapirismo de lodo (Duque Caro 1984, Pelgrain, 1990 – Lopez 2005, en Carvajal *et. al.*, 2011), que es favorecida por la disposición de bloques hundidos o levantados del basamento, que ejercen control efectivo en la forma y movimientos de los frentes de deformación, al ser sometidos a esfuerzos de compresión (Carvajal *et. al.*, 2011).

El Cinturón del Sinú, presenta un grado de plegamiento y elevación menor que el Cinturón de San Jacinto, el grado de litificación es bajo y se caracteriza por la

ocurrencia de manifestaciones de diapirismo de lodo (**Figura 3**) (Carvajal *et al.*, 2011), los diapiros de lodo están muy extendidos y bien desarrollados en el área del Cinturón Plegado del Sinú (Aguilera, 2011), donde se evidencia en la región Suroccidental en mayor grado la influencia de los procesos diapíricos allí es común las amplias artesas sinclinales, limitados por lomos de presión anticlinales estrechos, asociadas con fallamiento de rumbo dextral inverso, donde en general se encuentran las manifestaciones de “volcanismo de lodo” (Duque, 1984, Geotec - Ingeominas, 1997, en Carvajal *et al.*, 2011). En la región Norte por el contrario, el marco tectónico está definido por sierras anticlinales apretadas, homoclinales y lomos de presión curvos, evidenciando en esta región, el predominio tectónico de convergencia de placas sobre el diapirismo (Carvajal *et al.*, 2011).

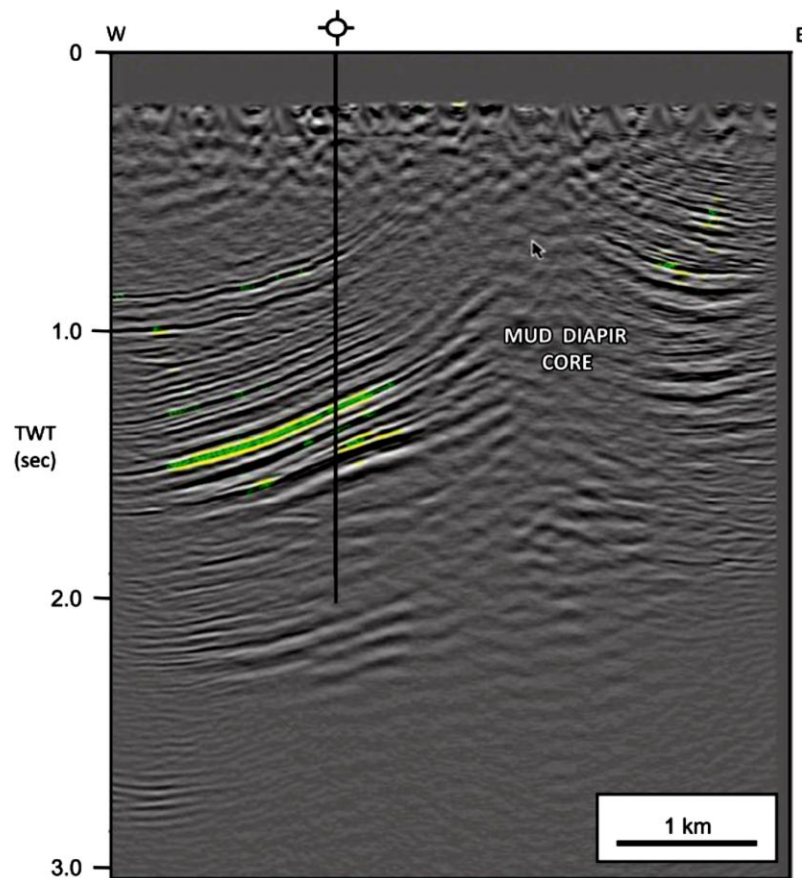
Figura 3. Modelo general del acrecionamiento de los prismas sedimentarios de los Cinturones Sinú y San Jacinto en el Caribe Colombiano. Nótese la formación de las cuencas interdiapíricas y el acuñamiento y formación de levantamientos en la parte intermedia.



Fuente: Mantilla y Otros (2009), modificado en Carvajal *et al.* (2011)

Localmente los “Volcanes de Lodo” en la región del Caribe Colombiano, se encuentran localizados en su mayoría en la cima de anticlinales asociados con fallas de transpresión (sierras homoclinales), lomos de presión asociados con fallamiento de rumbo con componente inversa, y muy localmente aislados en zonas fallamiento normal; en el mismo modo se relaciona los mismos con zonas de distensión. Tal situación se ha evidenciado previamente tanto en zonas continentales como submarinas (Carvajal *et. al.*, 2011).

Figura 4. Sección sísmica 3-D que muestra un diapiro de lodo incipiente formado por lutitas masivas de la Formación Porquero del Mioceno la Depresión de Plato. El diapiro es interpretado como una característica joven, ya que no tiene expresión en la superficie.



Fuente: Arminio *et al.* (2011).

Por lo contrario en el VIM solamente se ha reportado diapirismo de lodo hacia el flanco Oriental de la Depresión de Plato, donde un diapirismo de lodo estuvo interpretado en los mapas de exploración para la Depresión de Plato (Caceres *et al.*, 1981, en Arminio *et al.*, 2011). Después de la grabación de datos sísmicos 3D en el 2009, se descubrieron dos diapiros de lodo en la misma zona, los diapiros presentan una buena imagen sísmica pero no presentan expresión en superficie, a pesar de obras de estudio de campo cuidadosamente realizados. Por esta razón, se interpretan como características incipientes de las unidades estratigráficas de shales masivos, como son las lutitas de la Formación Porquero Medio (Formación Jesús del Monte), posiblemente debido a la reactivación de fallas de escamación delgada. Uno de los diapiros de lodo se exploró con éxito por el pozo Pedernalito-1X (**Figura 4**) (Arminio *et al.*, 2011).

Los volcanes de lodo estudiados en este trabajo son los primeros reportados para la región del VIM, en la cual en la actualidad no hay referencia en trabajos, estudios o reportes en la bibliografía, que se refieran a las manifestaciones de volcanes de lodo para esta región, siendo esto posiblemente una característica incipiente en la zona dentro del VIM.

3.2. VOLCANES DE LODO

Los volcanes de lodo, en forma general, es la manifestación en superficie de los diapiros de lodos, y su formación se puede relacionar con diferentes procesos. Según Carvajal *et al.* (2011) los volcanes de lodo se originan por la presencia de materiales finos de características plásticas presurizadas en profundidad, que migran hacia la superficie a través de fracturas desde zonas de alta presión a zonas de baja presión, por el efecto de la diferencia de densidades; los volcanes de lodo son estructuras geológicas formadas por la emisión de material; arcilloso, agua, salmuera, gases, petróleo, entre otros componentes orgánicos e inorgánicos, a la superficie (Milkov, 2000, en Heller, 2012); uno de los orígenes de los volcanes de lodo se debe a sobre-presurización de sedimentos debido al escape de hidrocarburos (Hedberg, 1974; Lavrushin *et al.*, 1996, en Sun *et al.*, 2010); los volcanes de lodo se forman por la depositación rápida de grandes espesores de sedimentos ricos en arcillas (Yassir, 1989, en Sun *et al.*, 2010); los volcanes se originan por la emisión de fluidos producto de la deshidratación de minerales (Moore and Vrolijk, 1992, en Sun *et al.*, 2010); entre otros procesos.

Autores como Sillitoe and Hedenquist afirman que los campos geotérmicos en profundidad, generadores de depósitos de baja sulfidación, puede calentar el agua y otros componentes que se infiltran, lo que hace que éstos asciendan y formen, entre otras manifestaciones, volcanes de lodo, que pueden presentar diferentes temperaturas dependiendo del contexto geológico en que se encuentren. Las filtraciones de aguas poco profundas con frecuencia interactúan con los sedimentos donde son removilizados y crean una expresión geomorfológica en la superficie. Estas expresiones geomorfológicas de estas filtraciones de tierra son de dos tipos: pequeños (0,5 m hasta 10 m de diámetro) piscinas circulares llenas de agua fangosa que se llaman de manera informal "ollas de barro" y (0,5 m a 2,5 m de altura) volcán cónico como estructuras (grifos) formadas por la erupción de lodo altamente viscoso desde la parte superior de la estructura (Ives, 1951, Sturz *et al.*, 1992, en Ordendonk 2011).

Por lo general, se forman en regiones tectónicamente comprimidas en tierra y costa afuera donde existe una red intrincada de fallas y fracturas en la corteza terrestre (Milkov, 2000; Kopf, 2002; Dimitrov, 2002; Hung-Chun *et al.*, 2010, en Chaudhuri, 2011) o lo largo de líneas de falla en zonas estructuralmente débiles asociados con depósitos sedimentarios jóvenes (Dimitrov, 2003; Planke *et al.*, 2003, en Chaudhuri, 2011). Las principales regiones que los acogen son los cinturones orogénicos activos.

Se ha reconocido una conexión espacial entre la ubicación de los volcanes de lodo y las fallas, donde se propone la actividad de las fallas puede ser clave en la velocidad de extrusión de lodo (Kopf, 2008, en Manga, 2009). De hecho, la ubicación de los volcanes de lodo a veces se usa para inferir la presencia de sistemas de fallas activas (Lynch y Hudnut, 2008, en Manga, 2009). Los volcanes de lodo también se han observado en erupción después de terremotos en localidades cercanas (Chigira y Tanaka, 1997, en Manga, 2009).

Las diferencias de densidad, viscosidad, grado de fluidez de los materiales e intervalos de tiempo con que son expulsados los lodo, pueden formar orificios o ventosas de variados tamaños entre 0,5 – 60 m o conos entre 0.6 – 20 m de altura

y 1 – 30 m de diámetro de base (Carvajal *et al.*, 2011). Según Higgins y Saunders (1974), Carvajal (2001) (resumido en Carvajal *et al.*, 2011), las bocas o manaderos de lodo de este tipo de “volcán”, se clasifican de acuerdo, tanto a la forma de los mismos, como a la pendiente de los flancos de los conos formados, así:

Tipo A = Cono con pendiente $> 20^{\circ}$

Tipo B = Cono con pendiente de $5 - 20^{\circ}$

Tipo C = cono con pendiente $< 5^{\circ}$

Tipo D = Formas de caldera - Cráter de varios m de diámetro

Tipo O = Huecos o cráteres de pocos cm de amplitud.

3.3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En la parte Norte en el margen continental del Caribe Colombiano se presenta el frente de deformación originado por la subducción de la Placa Caribe bajo la Placa Sudamericana, fenómeno que se ha desarrollado desde el Cretácico superior donde las características tectónicas, dominadas principalmente por la interacción mutua de las Placas Caribe y Sudamericana determinan los patrones estructurales y estratigráficos que se presentan en las provincias geológicas del Norte Colombiano. (Modificado de Reyes *et al.*, 2000 A) Los esfuerzos generados por la interacción de estas placas tectónicas causaron fracturamiento y formación de bloques compuestos por depocentros y altos de basamento en la Cuenca del VIM asociados a movimientos transrotacionales limitados por fallas normales que controlaron la distribución de sedimentos en la cuenca desde finales del Eoceno (Vargas *et al.*, 2006).

3.4. VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA (VIM)

Las cuencas del Norte Colombiano están estructural y estratigráficamente caracterizadas por la interacción de las placas Caribe y Sudamericana, donde comenzaron una convergencia de choque oblicuamente a lo largo del actual Sistema de Fallas de Romeral, en el Cretácico Tardío. El movimiento de migración

de la placa Caribe hacia el Noreste, genera la zona de subducción de esta bajo la placa Suramericana, provocando fracturamiento sobre la corteza continental emergida. (Reyes *et al.*, 2000 A); en especial el Cinturón Plegado de San Jacinto y el VIM se encuentran en una compleja zona de interacción entre las placas del Caribe, Nazca y Sudamericana, esta interacción ha generado varios bloques tectónicos con una historia de sedimentación y deformación diferente (Casanova *et al.*, 2006).

La Cuenca del VIM está localizada en el Noroccidente de Colombia, esta forma parte de una serie de cuencas ubicadas en la esquina Noroeste de Suramerica, donde la cuenca se extiende desde la Serranías de San Lucas y la región del Sinú en el Sur, de Barranquilla en el Norte, y desde el macizo de Santa Marta en el Este hasta los Montes de María hacia el Oeste; con una superficie total de 41.865 Km² (**Figura 5**), donde enteramente su topografía es relativamente plana que incluye la Llanura Momposina, los poblados ribereños de Magangué y Mompo y la región de Ariguaní. La topografía actual de la cuenca es controlada por el flujo de del Río Magdalena de Sur a Norte que, después de abandonar el Valle Medio captura los Ríos del Cauca, San Jorge y el César, y cruza toda la cuenca antes de finalmente llegar al mar Caribe, cerca de Barranquilla, en el Norte (Arminio *et al.*, 2011).

La cuenca está limitada geológicamente al Nororiente por el Sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta; al Sur por las estribaciones de la Cordillera Central y al Occidente por el Sistema de Fallas de Romeral (Sistemas de Fallas de San Jacinto); los límites geológicos claros pueden ser definidos en algunas direcciones dadas por las características muy especiales del relleno de la cuenca (Barrero *et al.*, 2007).

El VIM es una cuenca multifase Peri-Caribe con una evolución que va desde el Paleógeno a la actualidad y que se puede clasificar como de antearco y trasarco. Es impulsada por la combinación de diferentes procesos tectónicos como transtensión, transrotación, flexión de la corteza y colapso tectónico; en múltiples, sucesivas y frecuentes fases tectónicas (Arminio *et al.*, 2011).

Figura 5. Ubicación regional de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena (LMV por sus siglas en inglés) en contorno amarillo junto a otras regiones de Colombia, los departamentos están en contornos negros, y las regiones principales incluyen CCC (Cordillera Central), COC (Cordillera Occidental), COR (Cordillera Oriental), CRB (Cuenca Cesar-Ranchería), LLB (Cuenca de los Llanos), MA (Andes de Mérida), MB (Cuenca de Maracaibo), PA (Andes del Perijá), SFFB (Cinturón Plegado de San Jacinto), SMM (Macizo de Santa Marta), SSL (Serranía de San Lucas) y VMM (Valle Medio del Magdalena).

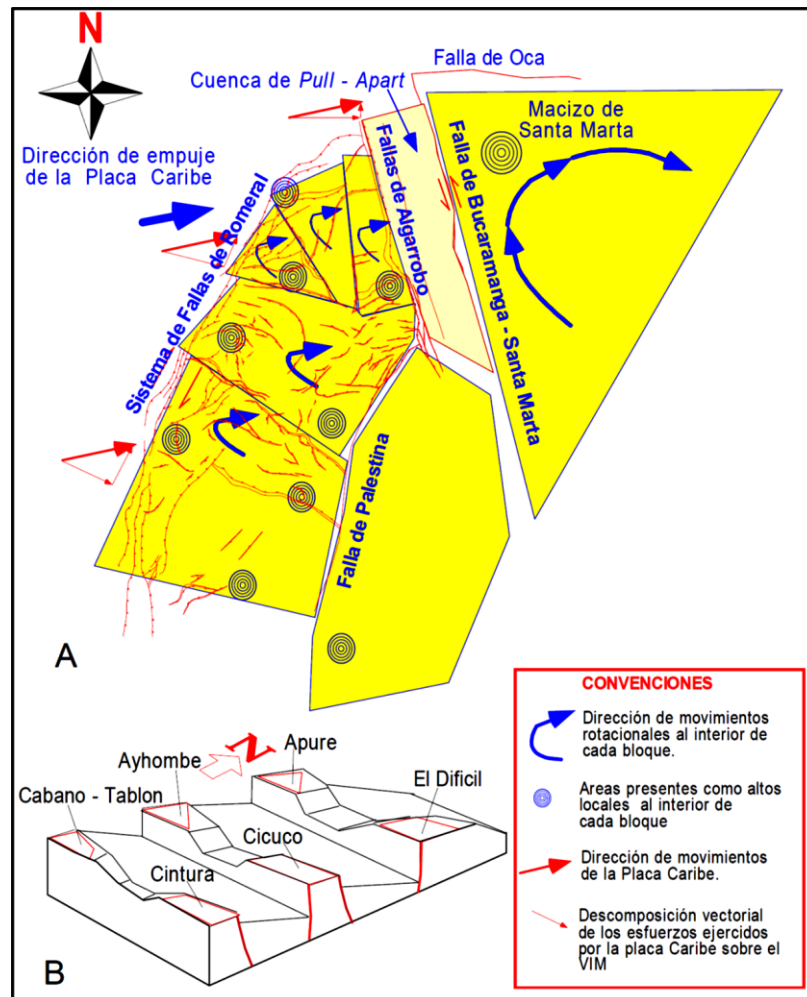


Fuente: Arminio *et al.* (2011).

La cuenca se ha descrito previamente como una cuencas de antearco (Ladd, 1984, en Cerón *et al.*, 2007), una cuenca de antepaís formada como resultado de un sobre corrimiento de rocas de un arco Caribeño (Macellari, 1995, en Cerón *et al.*, 2007) o cuenca de retroarco (Flinch, 2003, en Cerón *et al.*, 2007). Más recientemente, algunos autores; (Hernández y Guerrero, 2006; Reyes, 2000; Reyes, Rueda, Mantilla, y Ardila, 2002, en Cerón *et al.*, 2007) han propuesto que esta cuenca junto

con otras cuencas aledañas son el resultado de la rotación de bloques de la corteza que crean espacio de alojamiento detrás de ellos, provocada por el movimiento relativo de Oeste-Este de la placa del Caribe con respecto a la placa de América del Sur (**Figura 6**). Las diferentes explicaciones tratan de honrar la geología, sísmica, campos potenciales y los datos de pozo disponibles con la interpretación de la interacción entre la corteza de la placa del Caribe y la esquina noroeste de la placa de América del Sur (Cerón *et al.*, 2007).

Figura 6. Modelo Tectónico de formación de bloques de la cuenca del VIM, producto de la interacción entre las placas Caribe y Suramérica.



Fuente: Reyes *et. al.* (2000 B).

Debe tenerse en cuenta que no hay presencia de arco volcánico y la más reciente actividad ígnea en el Norte de Colombia es del Eoceno, con el Batolito de Mandé en la Cordillera Central y el Norte de la Sierra Nevada de Santa Marta con el Batolito de Santa Marta (Cediel, Cáceres, y Shaw, 2003, en Cerón *et al.*, 2007).

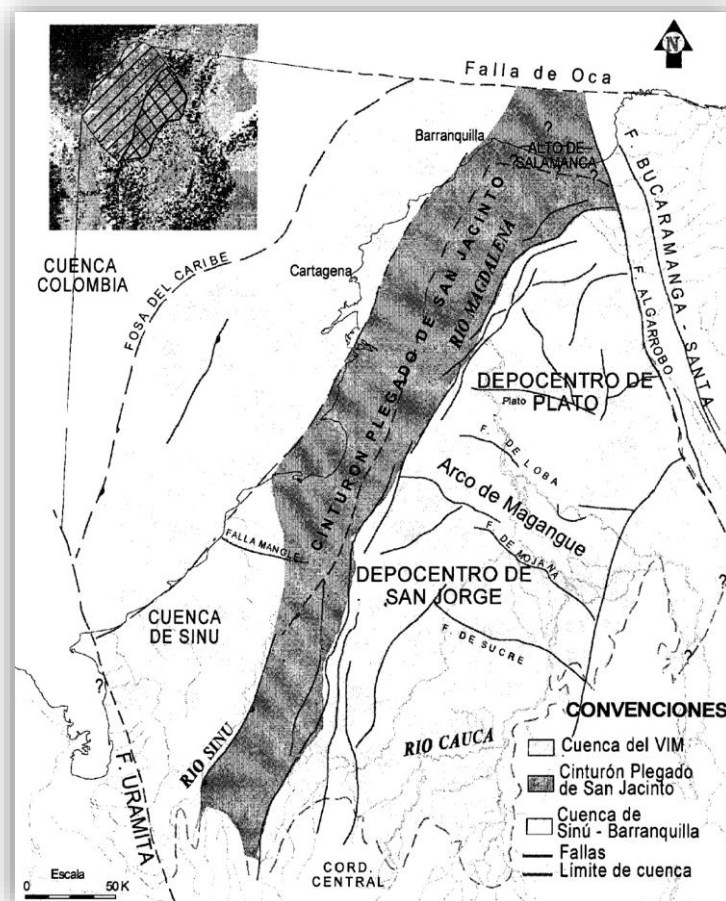
En la cuenca se encuentran depositados sedimentos de tipo clásticos con algunos carbonatos y con una estratigrafía máxima de 8 kilómetros (24.000 pies). Hacia el Cinturón Plegado de San Jacinto, la cuenca comienza con un llenado con sedimentos clásticos hacia el Paleógeno. En el resto de la región, la cuenca comienza con sedimentos transgresivos hacia el Oligoceno. En cualquier caso, la cuenca descansa sobre una corteza continental erosionada y/o el colapso del Orógeno de la Cordillera Central (Arminio *et al.*, 2011).

Esta cuenca esta subdividida principalmente por tres elementos estructurales que han controlado la sedimentación desde el Eoceno hasta el Mioceno Superior; estos elementos estructurales son: la Subcuenca de Plato al Norte, el Arco de Magangué en la parte Central, y la Subcuenca de San Jorge al Sur (**Figura 7**). (Barrero *et al.*, 2007) Actualmente, la cuenca esta debajo de una superficie más o menos irregular donde a nivel de basamento, en la mayor parte de la cuenca, la discordancia se superpone sobre basamento ígneo félsico intermedio, así como metamórfitas de "bajo grado de metamorfismo", derivados de protolitos sedimentarios e ígneos; la cuenca posee dos depocentros distintos: la subcuenca de Plato al Norte y la subcuenca de San Jorge al Sur con una profundidad máxima de 7.300 m (24.000 pies) y 6.400 m (21.000 pies) respectivamente. Estas características están claramente reconocibles con mapas magnetogravimétricos. (Graterol, 2006; Ceron, 2008, en Arminio *et al.*, 2011).

La subcuenca de Plato es una depresión grande y profunda donde muestra dos depocentros distintivos: la depresión de Plato hacia el Sureste y la depresión del Bálsamo hacia el Noreste (cerca del Cinturón Plegado de San Jacinto). La depresión de Plato está delimitada por fallas normales, y confinado por los paleo-altos o "plataformas" de El Difícil, Chimichagua y Cicuco. (Arminio *et al.*, 2011) Esta subcuenca se clasifica como una cuenca wrench continental (desgarre continental) las cuales ocurren en la parte interior de la placa generalmente cerca al margen e involucra un movimiento convergente entre las placas (Royero *et al.*, 2000).

El origen de la Subcuenca de Plato para su sedimentación ha sido postulada como el resultado de movimientos a gran escala de parejas de fallas de rumbo, (como los Sistemas de Fallas de Romeral [San Jacinto] y Bucaramanga-Santa Marta) por lo que hoy en día han sido consideradas como cuencas de pull-apart; (ICP, 2000, en Casanova *et al.*, 2006). Otra hipótesis que se propone es que ésta pueda ser el resultado de movimientos conjugados entre rotación y traslación del macizo de la Sierra Nevada de Santa Marta (Hernández y Ramírez, 2001, en Casanova *et al.*, 2006). Esta Subcuenca presenta una estructura de graben con un eje mayor en dirección Norte - Sur en sus partes septentrionales y meridional, y un eje de dirección Noreste -Suroeste en su parte central (Casanova *et al.*, 2006).

Figura 7. Provincias Tectónicas del Noroccidente Colombiano y ubicación de las estructuras geológicas que conforman la cuenca del VIM.



Fuente: Reyes *et al.* (2000 B).

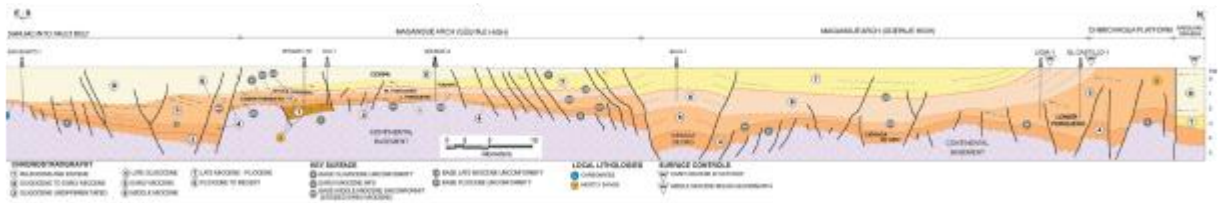
Del mismo modo, la subcuenca de San Jorge también se segmenta en varias depocentros: el Tirón y Sucre, cerca del Arco Magangué y la depresión de Castor. En contraste con la Cuenca de Plato, el límite del Este y Sureste de la subcuenca de San Jorge es un simple monoclinal de inmersión Noroeste, sobre el cual los onlaps rellenan la subcuenca (Arminio *et al.*, 2011).

Las subcuencas de Plato y San Jorge están separadas por la tendencia Oeste Noroeste – Este Sureste del alto de Magangué (Reyes *et al.*, 2000 B, en Arminio *et al.*, 2011). El Arco de Magangué es un horst alargado del basamento, inclinado al NE que vincula tanto a los flancos al este como al Oeste de la cuenca cerca de su latitud central. Los horst en forma de sillars de montar hacia su centro, están creando dos altos locales: el Alto de Cicuco en el Sureste y el Alto de Guepaje en el Noroeste (también llamado alto de Ayhombe). La deformación interna del Arco de Magangué es esencialmente de fallamiento normal en su mayoría, donde las fallas están buzando hacia el Noroeste, y con una dirección ya sea subparalelas o subortogonales al eje del horst. Todas las fallas se extienden desde el basamento (Arminio *et al.*, 2011).

Tanto los depocentros de Plato y San Jorge no tienen expresión topográfica obvia (**Figura 8**). La posible razón es que los datos regionales sugieren que ambos depocentros eran entidades separadas durante el Oligoceno (al menos) al Mioceno Medio (Villamil, 1999, en Arminio *et al.*, 2011), posteriormente cediendo y llenando como una sola entidad. El fallamiento normal que origina estos depocentros se interpreta que ha sido causado por el colapso transtensional orogénico de la Cordillera Central (Arminio *et al.*, 2011).

En la actualidad, la cuenca está experimentando levantamiento tectónico en la subcuenca de Plato, con la exhumación parcial del Plioceno y Mioceno, y subsidencia en la subcuenca de San Jorge. La cuenca es prospectiva para los hidrocarburos, en sedimentos derivados del Oligoceno al Mioceno Inferior, donde principalmente es un sistema de gas generado por la mezcla de materia orgánica de afinidad continental y marina. Hasta el momento, aproximadamente se han descubierto 400 millones de Boes, contenida en 19 campos comerciales y 13 descubrimientos sin desarrollar (Arminio *et al.*, 2011).

Figura 8. Geotranssecta basada en datos sísmicos del VIM del Suroeste al Noreste, a través de las subcuencas de San Jorge y Plato.



Fuente: Arminio *et al.* (2011).

En la actualidad, la cuenca está experimentando levantamiento tectónico en la subcuenca de Plato, con la exhumación parcial del Plioceno y Mioceno, y subsidencia en la subcuenca de San Jorge. La cuenca es prospectiva para los hidrocarburos, en sedimentos derivados del Oligoceno al Mioceno Inferior, donde principalmente es un sistema de gas generado por la mezcla de materia orgánica de afinidad continental y marina. Hasta el momento, aproximadamente se han descubierto 400 millones de Boes, contenida en 19 campos comerciales y 13 descubrimientos sin desarrollar (Arminio *et al.*, 2011).

3.4.1. Evolución Tectónica. La mayoría de autores concuerdan en la explicación de la cuenca en múltiples fases, para la cual se han propuesto varios eventos tectónicos donde se intenta explicar el patrón evolutivo de la cuenca.

La presencia de macizos antiguos aledaños a la Cuenca (Macizo de Santa Marta y de Santander), se remonta al periodo Silúrico con el emplazamiento de un cinturón granulítico como resultado del choque entre las placas Norteamericana y Suramericana durante la Orogenia Caledoniana (Kronenberg, 1982, en Reyes *et al.*, 2000 A).

La evolución durante el Mesozoico del VIM debe entenderse al menos desde el Jurásico, donde se produce la separación de estas placas con la apertura del Océano Atlántico (Pindell, 1998, en Reyes *et al.*, 2000 A), desintegrando el cinturón y dejando a manera de grandes bloques aislados las rocas cristalinas que

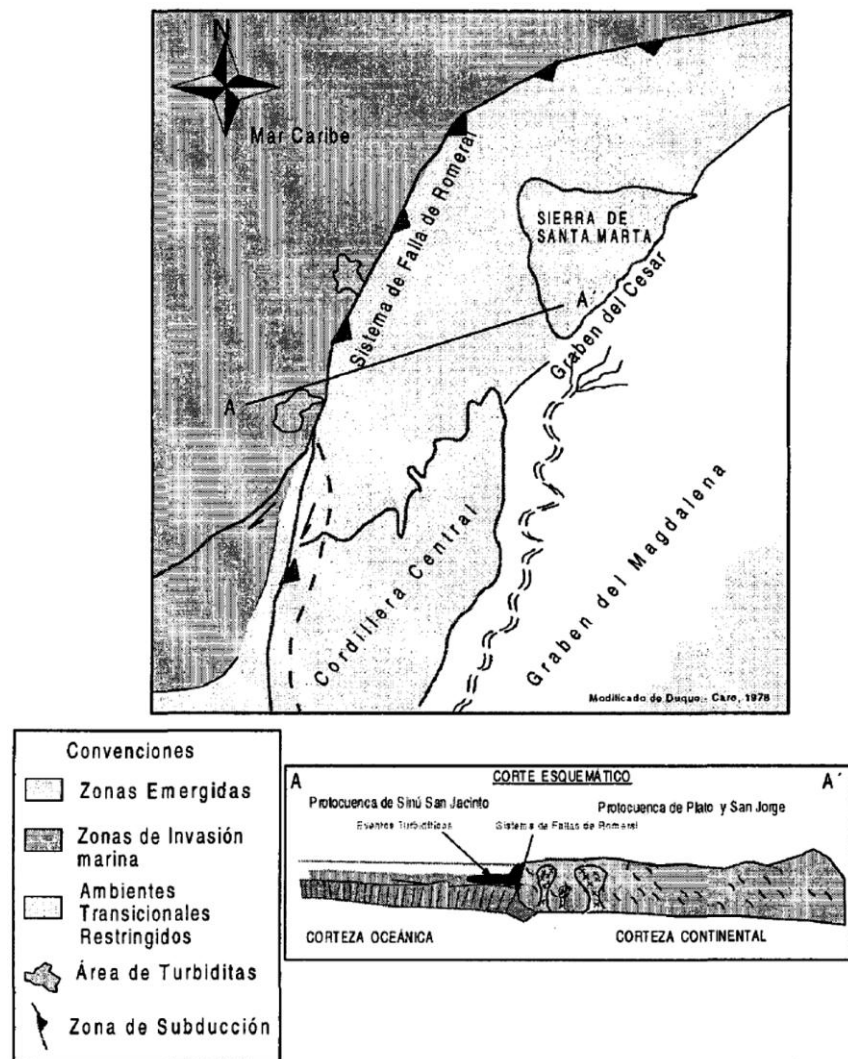
conforman hoy en día los núcleos de dichos macizos (Reyes *et al.*, 2000 A); también produciéndose lineamientos estructurales gruesos que se implantaron como un graben de ángulo alto - relacionado a fallas normales, producidos por la extensión de la corteza durante la fase de Rifting que separaba las placas continentales Suramericana y Norteamericana (Pindell y Kennan, 2009, en Arminio *et al.*, 2011). El control de las fallas del Rift durante el Jurásico sobre estilos tectónicos posteriores se han descrito en las Andes de Mérida (Bonini y Kellogg, 1984 y Lugo y Mann, 1995, en Arminio *et al.*, 2011), la Cordillera Oriental de Colombia (Cooper *et al.*, 1995, en Arminio *et al.*, 2011), la serranía de Perijá (Kellogg, 1984, en Arminio *et al.*, 2011). Los lineamientos relacionados al Rift se describen también cerca de la actual región del VIM cerca de los 190-158 Ma por Pindell y Kennan (2009), cuyas principales y conjugadas zonas de fallas podrían haber dejado lineamientos que posteriormente facilitaron una traslación dextral de la corteza más allá del Cinturón Plegado de San Jacinto y el VIM con rumbo Norte. En este contexto, ambos descansan por debajo, ya sea de una corteza continental o un adelgazamiento de la corteza transicional, tras los recientes modelos geofísicos por Cerón *et al.* (2008) y observaciones de campo por Bermúdez *et al.* (2010) (resumidos en Arminio *et al.*, 2011).

El estiramiento de la corteza continental durante el Jurásico debe haber creado zonas de debilidad, como márgenes pasivos. En esos márgenes dislocados, hay una continuidad de la parte de corteza continental a corteza oceánica, con una "transición" o corteza "continentalizada" en el medio. Alternativamente, un centro de expansión fósil puede haber existido el Proto-Caribe hasta el cese de la separación, a finales del Cretácico Inferior. Desde esa época hasta la actualidad el margen Noroccidental de América del Sur se ha caracterizado por la compresión, la divergencia, y transpresión (Cerón *et al.*, 2007).

Durante el Cretácico, como resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Suramericana se genera un arco volcánico, que correspondería a los primeros estados de desarrollo de la Cordillera Central y cuya zona de sutura está representada actualmente por el Sistema de Fallas de Romeral, (Reyes *et al.*, 2000 A) la cual se extiende hacia el Norte Colombiano en el VIM como resultado de la subducción activa de vergencia al Este y la acumulación diagonalmente de la corteza oceánica del Proto-Caribe en el Cretácico Inferior, a finales del Cretácico, la colisión oblicua de la placa oceánica del Caribe contra la placa Suramericana ha

sido bien descrita en el Oeste de Colombia, más recientemente por Moreno-Sánchez *et al.* (2003) (**Figura 9**) (resumido en Arminio *et al.*, 2011); la interacción entre estas placas no produce un arco volcánico, pero si genera un prisma de acreción que corresponde al cinturón plegado de San Jacinto (Reyes *et al.*, 2000 A).

Figura 9. Modelo Tectónico de la cuenca del VIM durante el Cretacico Inferior – Paleógeno. La falla de Romeral constituye en un límite de placas sobre el cual se genera un prisma acrecionario.

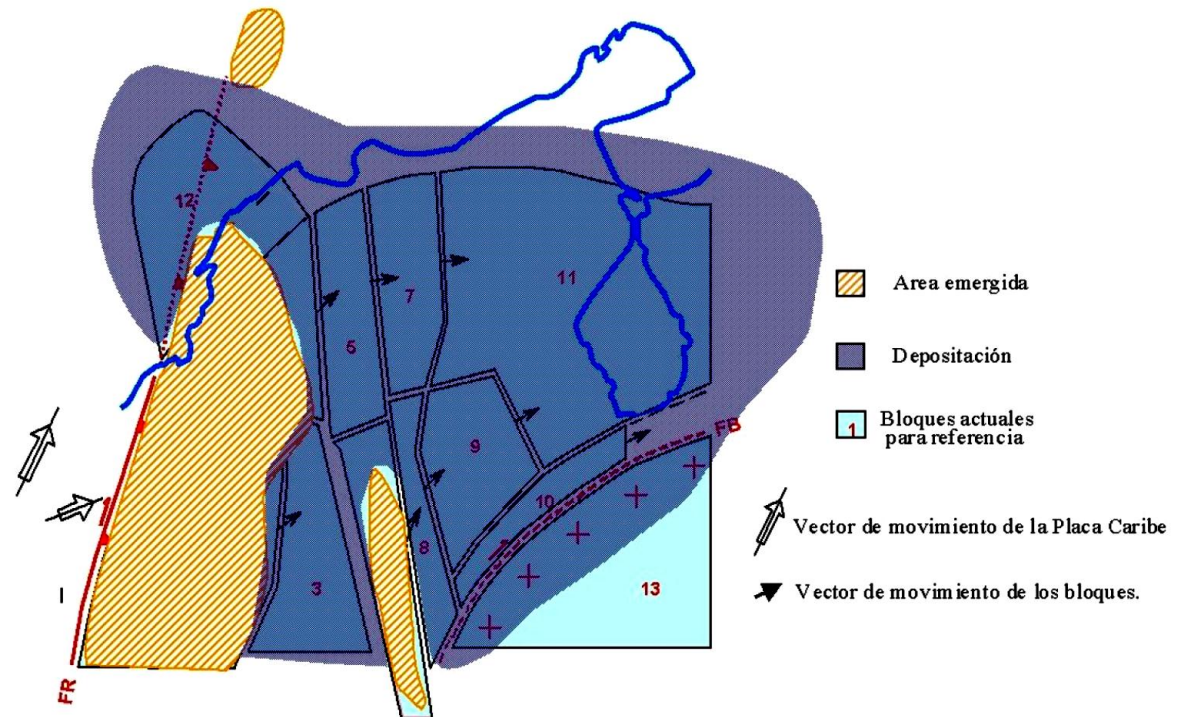


Fuente: Reyes *et al.* (2000 A).

En este mismo tiempo para el área que hoy corresponde a las depresiones del Plato y San Jorge, se presentaban como zonas expuestas que probablemente hacían parte del mismo bloque representado por la Cordillera Central, unido por el Norte con el Macizo de Santa Marta (McDonald y Hurley, 1969, en Reyes *et al.*, 2000 A), formándose una barrera natural que separaba los ambientes netamente marinos al occidente y transicionales restringidos en las actuales zonas del Valle del Cesar y Valle Medio del Magdalena. (Reyes *et al.*, 2000 A), Por lo cual sobre el VIM no hay descripciones in-situ de sedimentos cretácicos. Esto se puede explicar por qué no hubo depositación y algunos autores han reportado condiciones marinas restringidas (**Figura 9**) (por ejemplo, Cáceres *et al.* - Ingeominas, 2003 y Villamil, 1999, en Arminio *et al.*, 2011). También se ha interpretado que una sucesión del Cretácico habría sido muy probablemente erosionada durante el Maastrichtiano al Paleoceno con los levantamientos de los terrenos San Lucas y Valdivia - Cajamarca de la Cordillera Central (Cediel *et al.*, 2003, Arminio *et al.*, 2011).

Durante el Paleoceno al Eoceno Superior, la placa Caribe se abre espacio entre las placas Suramericana y Norteamericana, acumulándose sobre la fosa de subducción grandes cantidades de sedimentos clásticos transportados por corrientes de turbidez correspondientes a las Formaciones San Cayetano y Chengue (**Figura 10**). Estos sedimentos proceden de zonas emergidas al Este de la sutura de Romeral (San Jacinto) (Reyes *et al.*, 2000 A); tras un amplio levantamiento y erosión de la Cordillera Central en toda la región del VIM entre el Maastrichtiano al Paleoceno, la sedimentación se reanudó en el flanco Occidental de la Cordillera Central, cuando el espacio de alojamiento fue creado probablemente por el colapso incipiente de la Cordillera Central. Un levantamiento posterior elimina parte de este Paleógeno, los remanentes erosionados ahora conservados bajo la discordancia basal del Oligoceno del VIM, o exhumados por una extensa inversión tectónica lo largo del Cinturón Plegado de San Jacinto donde en esta época se inicia el proceso de plegamiento en el cinturón (Arminio *et al.*, 2011).

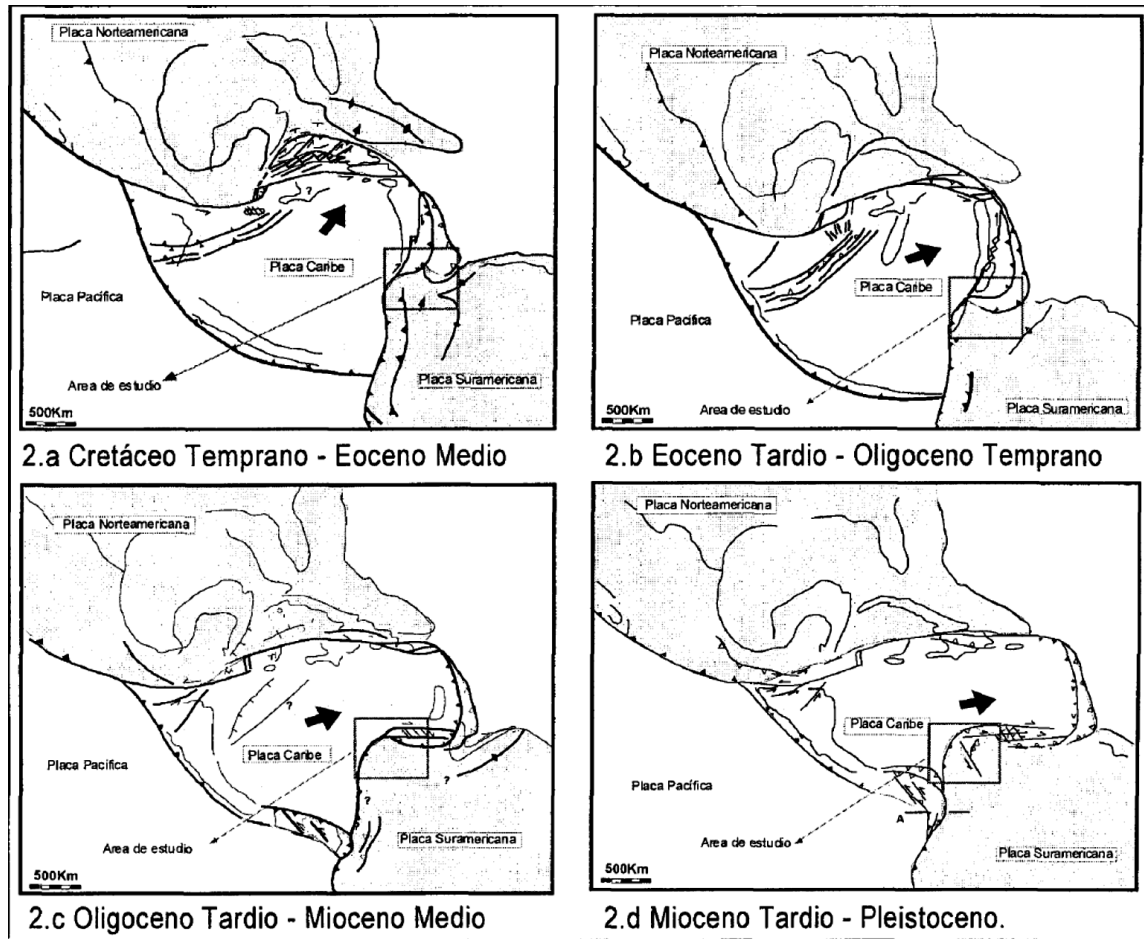
Figura 10. Mapa de áreas de aporte y sedimentación del Cretacico Inferior. FR (Falla de Romeral [San Jacinto]), FB (Falla de Boconó).



Fuente: Hernández et al. (2003).

En el Eoceno Superior la placa Caribe choca contra la placa Norteamericana, cambiando su dirección de desplazamiento hacia el Este (**Figura 11**) (Pindell, 1998, en Reyes *et al.*, 2000 A), resultando en un cambio de régimen tectónico del Norte Colombiano; donde se originan fracturas al interior de la cuenca en las áreas emergidas, así como también pulsos de levantamiento en la serranía del Perijá (**Figura 12**) (Kellogg, 1984, en Reyes *et al.*, 2000 A), el Macizo de Santander y el Macizo de Santa Marta, con intrusiones ígneas de carácter félsico en éste último (Mattson, 1984, en Reyes *et al.*, 2000 A).

Figura 11. Interacción y evolución en la tectónica de las placas Caribe, Suramericana y Norteamericana entre el Cretacico Inferior al Pleistoceno.

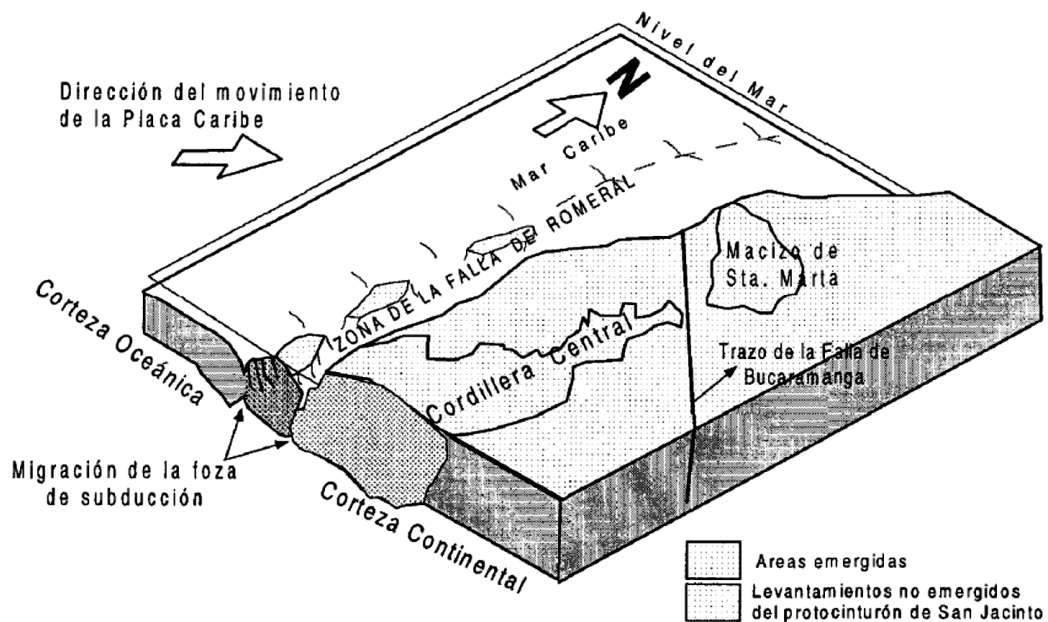


Fuente: Pindel (1992), en Reyes *et al.* (2000 B).

A partir del Oligoceno se registran en la cuenca eventos distensivos principalmente en las Depresiones de Plato y San Jorge como resultado de los movimientos en la Placa Caribe al final del Eoceno (**Figura 11**). El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta comienza con su actividad como falla normal de alta pendiente. En respuesta al desplazamiento de la Placa Caribe; sobre las fallas de Bucaramanga, Romeral y Palestina se originan fenómenos de cizalla resultando en un movimiento rotatorio en sentido horario, que genera cuencas transrotacionales sobre las Subcuencas de Plato y San Jorge (**Figura 13**). Los límites de los bloques siguen el fracturamiento previo, sufriendo subsidencia y levantamiento a manera de Medio-Graben según los esfuerzos generados. En el margen oriental de la cuenca, los

movimientos de rumbo entre la falla de Bucaramanga y la falla Algarrobo generan una cuenca de Pull – Apart con la depositación de grandes espesores de sedimentos (Reyes *et al.*, 2000 A).

Figura 12. Bloque Diagrama del VIM en el Eoceno Superior. Se genera el roll back de la zona de subducción, iniciándose la acreción del Cinturón Plegado de San Jacinto.

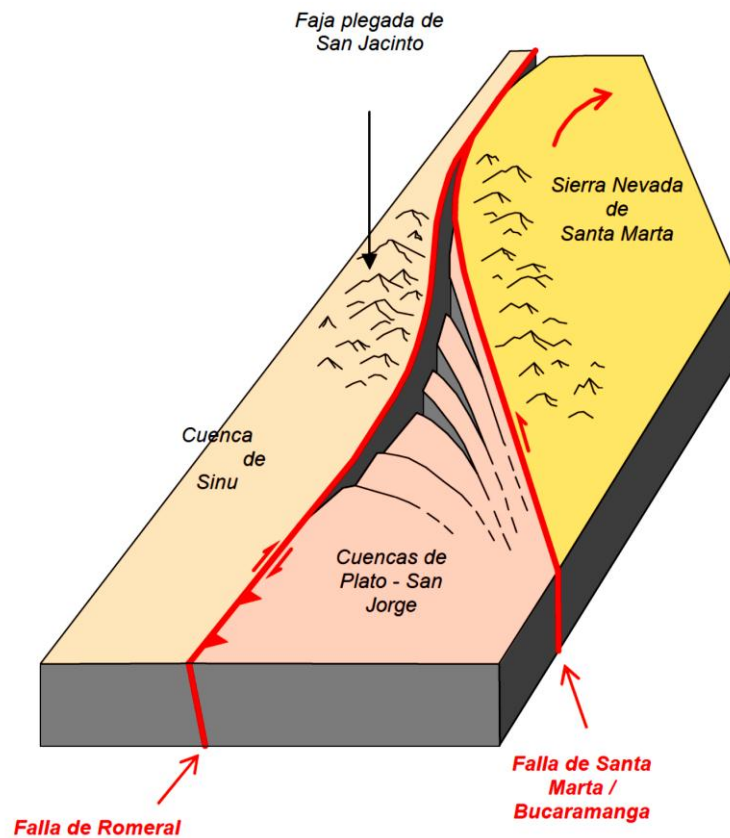


Fuente: Reyes *et al.* (2000 A).

A partir del Oligoceno se registran en la cuenca eventos distensivos principalmente en las Depresiones de Plato y San Jorge como resultado de los movimientos en la Placa Caribe al final del Eoceno (**Figura 11**). El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta comienza con su actividad como falla normal de alta pendiente. En respuesta al desplazamiento de la Placa Caribe; sobre las fallas de Bucaramanga, Romeral y Palestina se originan fenómenos de cizalla resultando en un movimiento rotatorio en sentido horario, que genera cuencas transrotacionales sobre las Subcuenclas de Plato y San Jorge (**Figura 13**). Los límites de los bloques siguen el fracturamiento previo, sufriendo subsidencia y levantamiento a manera de Medio-Graben según los esfuerzos generados. En el margen oriental de la cuenca, los

movimientos de rumbo entre la falla de Bucaramanga y la falla Algarrobo generan una cuenca de Pull – Apart con la depositación de grandes espesores de sedimentos (Reyes *et al.*, 2000 A).

Figura 13. Bloque Diagrama ilustrando el mecanismo de la distensión en el VIM por los sistemas de fallas Bucaramanga – Santa Marta y Romeral.

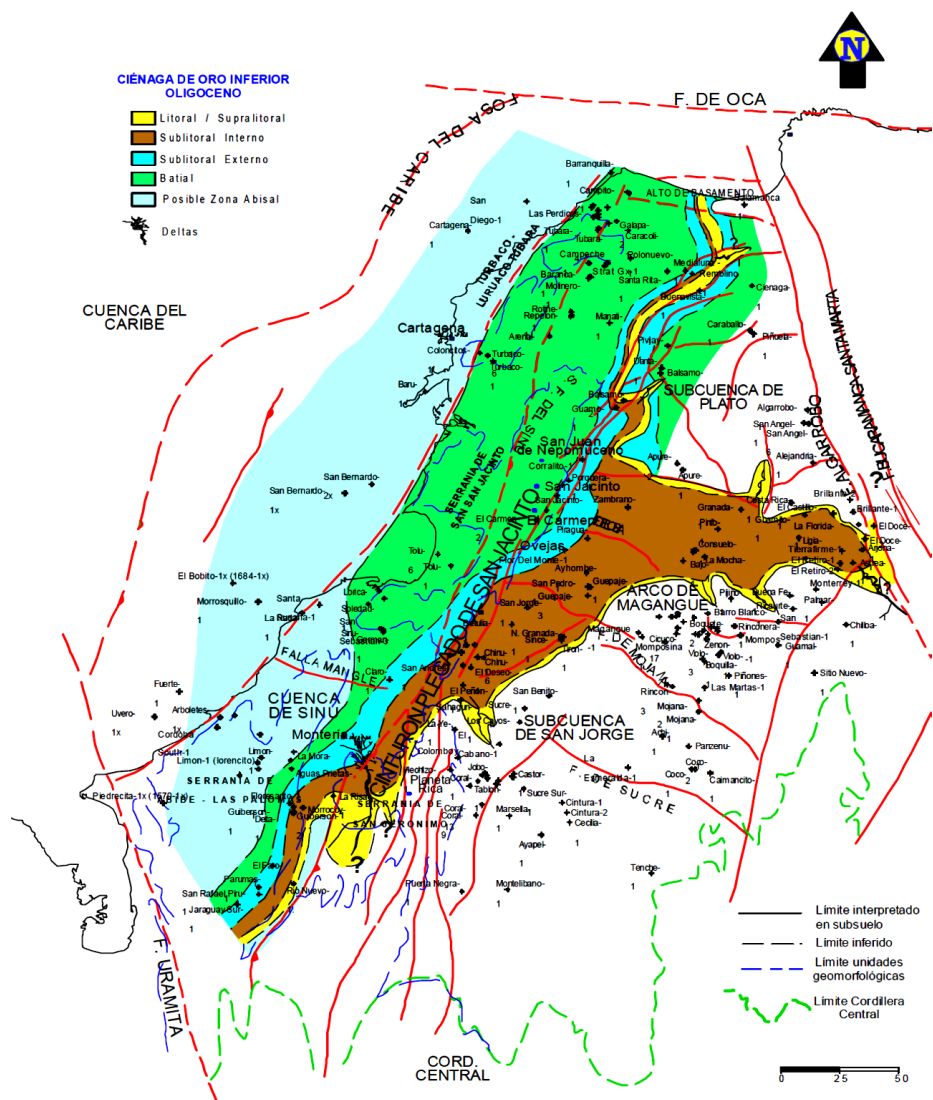


Fuente: Hernández *et al.* (2003 B).

Durante el Oligoceno, la cuenca del VIM estuvo sumergida bajo el mar, con excepción de un área en forma semilunar ubicada en posición adyacente a la hoy Sierra Nevada de Santa Marta. La línea de costa en el Oligoceno bordeaba esta área emergida y describía un golfo de más de 100 km en la parte Sureste del VIM (**Figura 14**), el cual daba paso hacia el Occidente a una punta del continente en el área de Ayhombe. Las mayores profundidades de dicho mar en el Oligoceno

estaban ubicadas hacia una tercera parte al sur de la cuenca, en una depresión orientada en dirección Este - Sureste. (Niño *et al.*, 2006) El registro sedimentológico en la Subcuenca de Plato comienza en el Oligoceno, representados por paquetes de arcillolitas y areniscas calcáreas (Areniscas del Oso), interpretándose el ingreso del mar a través de corredores que se localizan al Norte y Sur del alto de Apure (Reyes *et al.*, 2000 A).

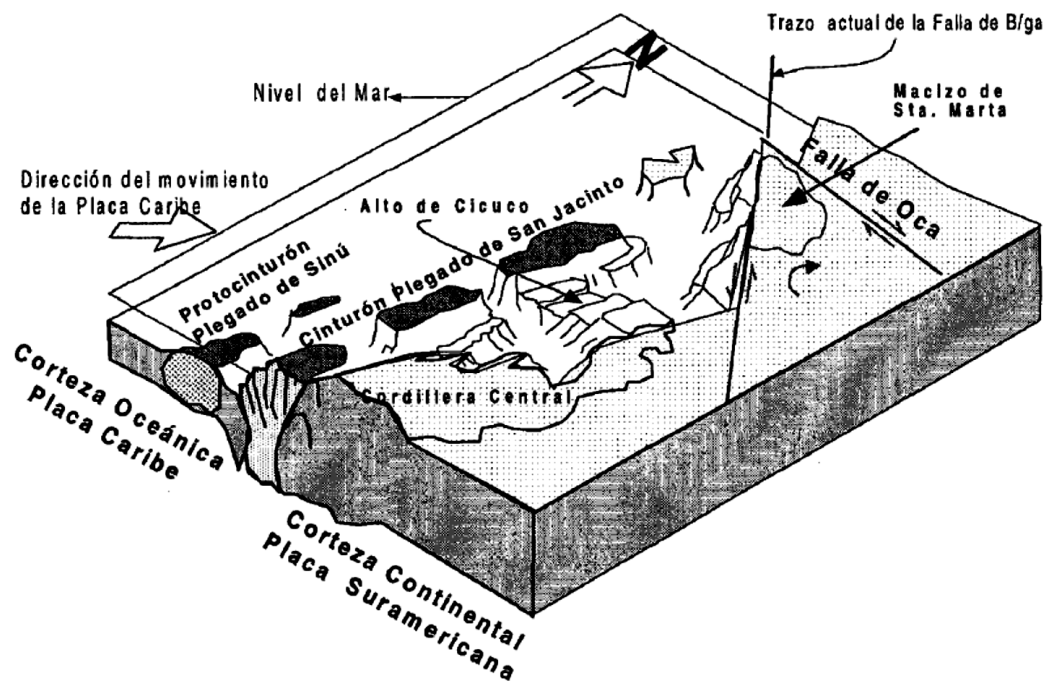
Figura 14. Mapa Paleambiental del VIM en el Oligoceno Inferior.



Fuente: Reyes y Reyes (2000), en Niño *et al.* (2006).

Los depósitos marinos poco profundos a marginales transgresivos de la Formación Ciénaga de Oro migran de Norte a Sur, como en el VIM, estos disminuyeron debido a transtensión, donde los paleoaltos fueron onlapados, mientras las secciones más gruesas se fueron llenando en los depocentros rápidamente por la subsidencia en las subcuencas de San Jorge y Plato, (Reyes *et al.*, 2000 A, Flinch 2003, en Arminio *et al.*, 2011) aunque otros mecanismos se han propuesto, como son por ejemplo, la rotación y flexión en la cuenca (Reyes *et al.*, 2000 A, Reyes *et al.* 2000 B, Hernández y Guerrero 2006 y Montes *et al.*, 2011, en Arminio *et al.*, 2011), más probablemente la participación de desplazamiento dextral de la Zona de Falla de Santa Marta, puede haber desencadenado colapso tectónico como mecanismo principal para el hundimiento tectónico en el VIM; un mecanismo que también actuó en las láminas del Caribe en la apertura de la Cuenca Falcón del Oligoceno en el Noroeste de Venezuela (Baquero *et al.*, 2009, en Arminio *et al.*, 2011).

Figura 15. Bloque Diagrama del Valle Inferior del Magdalena para el Oligoceno. El esfuerzo de empuje de la Placa Caribe produce rotación sobre el Bloque del Macizo de Santa Marta y cizalla en las Fallas de Romeral y Palestina, generando distensión de bloques conformando los Altos de Cicuco, El Dificil, Apure y Cecilia.



Fuente: Reyes *et al.* (2000 A).

El Mioceno Inferior está caracterizado por el desarrollo de calizas arrécifales y de plataforma sobre los altos, como el fallamiento normal continuo, generando un hundimiento acelerado, provocando la inundación regional marcada por la transgresión. Al final de la Formación Ciénaga de Oro, sobre los altos se depositó una secuencia concordante de shales de ambientes neríticos externo–batial. Es en este tiempo donde inicia un nuevo ciclo tectónico–estratigráfico marcado por el evento erosivo regional de la discordancia del Mioceno Inferior, fosilizando muchas de las fallas que actuaron en la anterior secuencia (Reyes *et al.*, 2000 A).

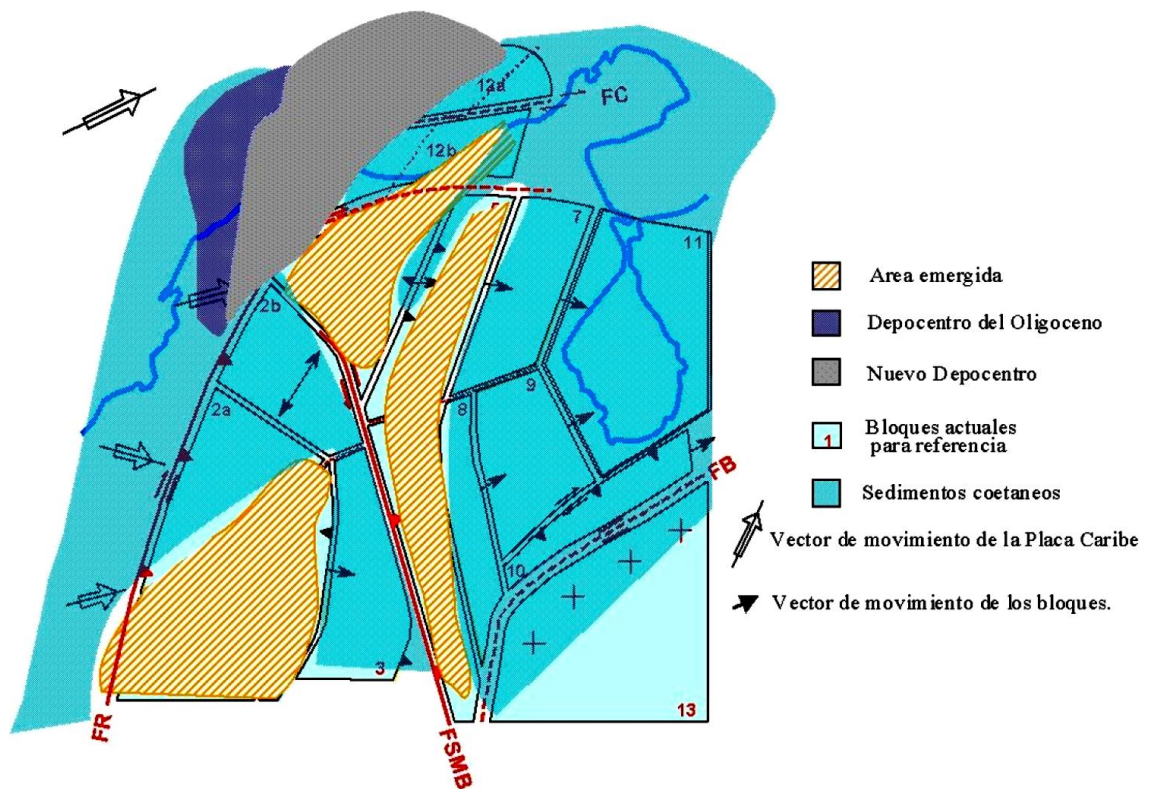
Las secuencias desarrolladas corresponden al relleno de la cuenca con grandes variaciones en el espesor. En esta secuencia se presentan los mayores espesores de sedimentos por unidad de tiempo, transportados hacia la cuenca a través de valles de incisión en forma de corrientes de turbidez en la Subcuenca de Plato provenientes de las áreas de aporte emergidas presentes durante la época (**Figura 16**). Durante este tiempo, la cuenca presenta características estructurales y estratigráficas de margen pasivo, con discordancias internas como resultado de procesos de basculamiento que ocurren por la carga del sedimento (Reyes *et al.*, 2000 A).

En el Mioceno Medio se registra una discordancia regional que marca un cambio de facies profundas a facies someras. Estas discordancias coinciden con la edad de los primeros pulsos de la Orogenia Andina y probablemente involucra el levantamiento sobre el Cinturón Plegado de San Jacinto. (Reyes *et al.*, 2000 A) La subsidencia y sedimentación marina profunda de la Formación Porquero (Formación Rancho) continuaron a lo largo del eje del VIM en el Mioceno Medio. En el Mioceno Medio a Superior, la compresión de dirección Este - Oeste reactivó el colapso de fallas normales en el límite Occidental. El levantamiento en el Este está asociado con esta compresión que también pudo haber causado la talla de los cañones más profundos de la plataforma en la Depresión de Plato en el Mioceno Medio (Arminio *et al.*, 2011).

Se reinicia la subsidencia a un ritmo rápido, y el paleo - Río Magdalena comenzó a fluir en una dirección hacia el Norte en los cañones tallados recientemente que

llenaron rápidamente con los sedimentos marinos de “la Formación Porquero Medio” (Formación Rancho – Jesús del Monte). (Arminio *et al.*, 2011) En el Mioceno Superior, el hundimiento se desaceleró y la cuenca empezó a llenarse con la última parte de la secuencia tectóno-sedimentaria que está representada por los depósitos de la Formación Turbará (Formación Zambrano), que consisten en progradaciones de somerización de arenas intercaladas con lodolitas, depositadas por abanicos submarinos, sedimentos de plataforma, borde de talud y secuencias deltaicas, con niveles arcillosos varicoloreados y mantos de carbón al techo (Reyes *et al.*, 2000 A).

Figura 16. Mapa de áreas de aporte y sedimentación del Mioceno. FR (Falla de Romeral [San Jacinto]), FSMB (Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga), FB (Falla de Boconó).



(Tomado de Hernández *et al.*, 2003).

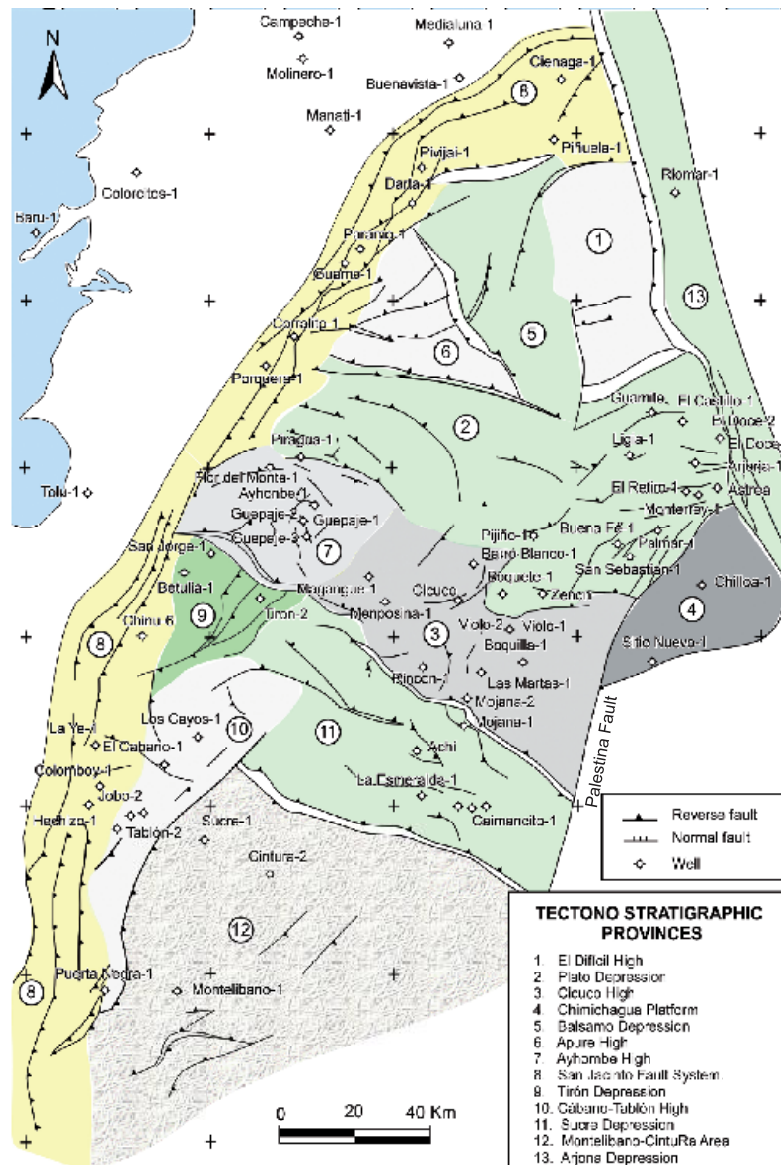
En el Plioceno a la actualidad, el proceso Orogénico Andino está determinado por la reactivación en la dinámica de movimientos convergentes entre las placas Norteamericana y Suramericana (Pindell, 1998, en Reyes *et al.*, 2000 A). El mayor pulso de la Orogenia Andina está registrado por la discordancia del Plioceno donde la sedimentación se reanudó a un ritmo muy rápido, lo que permite la cuña Plioceno ser muy gruesa, que pone en contacto los sedimentos de la Formación Turbará (Formación Zambrano) con los sedimentos de la Formación Corpa (Formación Cuesta), continuando con una depositación de las facies progradantes desarrolladas en ambientes transicionales y continentales (Reyes *et al.*, 2000 A).

Este hundimiento, sin embargo, no ha sido uniforme por lo joven que es, todavía está creciendo un abombamiento de la subcuenca de Plato que se está llevando a cabo, según revelan los mapas topográficos y geológicos y que pueden haber causado varios cambios del Delta del Río Magdalena que tuvo lugar durante el Cuaternario (Romero, 2009, en Arminio *et al.*, 2011).

3.5. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.

La secuencia de los eventos crono-estratigráficos y los rasgos estructurales presentes a causa de la constante y variada interacción de las placas tectónicas a través del tiempo permite dividir la cuenca del VIM en trece regiones tectono-estratigráficas (**Figura 17**), con este tipo de división se puede tener una mejor visión de la complejidad estructural y estratigráfica de la cuenca (Reyes *et al.*, 2000 B). Usando coordenadas de la zona de estudio podemos ubicarla entre los límites de la Plataforma de Chimichagua al Oeste y la Depresión de Plato al Sureste. En el VIM se han encontrado diapiros de lodo en el flanco oriental de la región de la Depresión de Plato, pero sin expresión en la superficie (Caceres *et al.*, 1981 referenciado en Arminio *et al.*, 2011); siendo esta región uno de los límites en la que se encuentra la zona de estudio. Por esta razón se dan a continuación sus características geológicas:

Figura 17. Mapa de Regiones Tectono-estratigráficas del VIM, con información de Pozo. También se muestra la traza de la Falla de Palestina.



Fuente: Reyes *et al.* (2000 B), modificado en Arminio *et al.* (2011).

3.5.1. Plataforma de Chimichagua: La plataforma Chimichagua es una amplia y poco profunda plataforma de inmersión del basamento en el Sureste del Alto de Cicuco, donde se perforaron los pozos Monterrey, Buena Fe, Palmar, Chilloa y Sitio Nuevo. Esta parte de la cuenca está claramente atravesada por profundos cañones que disectan de Sur a Norte las capas del Mioceno Inferior (parte superior de la

Formación Ciénaga de Oro). La plataforma se extiende hacia el Norte, a lo largo del límite Oriental de la cuenca, formando una estructura de horst con una tendencia Norte - Sur conocida como el Alto de Arjona, que más al Norte parece continuar a la zona de El Brillante. Hacia el Este, el horst es limitado por un deslizamiento en rumbo, de Norte a Sur llamativo zona de falla Algarrobo y el estrecho de pull-apart del Graben de Ariguani, nombrado por Reyes J. et al., 2000 como la Depresión de Arjona (Arminio et al., 2011).

En la región de Chimichagua, una sección gruesa de arenas apiladas y lutitas, que hace parte del Mioceno Inferior, se describe en la realización de informes geológicos de los registros de pozo. Los datos sísmicos sugieren que el Mioceno Inferior de la cuenca es una sucesión sintectónica con patrones de crecimiento espectaculares hacia los depocentros preexistentes en el Oligoceno, donde fue exhumado parcialmente durante el Plioceno – al tiempo reciente hacia el Este, en la zona de Chimichagua, como muestran los mapas de superficie (Esso, 1992, en Arminio *et al.*, 2011), y al Oeste de la subcuenca de San Jorge, como se muestra en geotransectas regionales sísmicas y secciones transversales esquemáticas (Shell, 1995, en Arminio *et al.*, 2011).

3.5.2. Depresión de Plato: La depresión Plato está ubicada entre los Altos de El Difícil y Apure (al Norte), y de Cicuco y Ayhombe (Arco de Magangue) al Sur. Está limitada por fallas normales y confinado por paleo-altos o "plataformas", al Norte por las Fallas de Alejandría y Zambrano, al Este por el sistema de Fallas de Ariguaní - Algarrobo, al Sureste por la Falla de Palestina, al Sur por las Fallas de Violo y de Loba, y hacia el Oeste por el Sistema de Fallas de Romeral (Sistema de Fallas de San Jacinto). Estratigráficamente se caracteriza por mostrar los mayores espesores sedimentarios de la Formación Ciénaga de Oro (aproximadamente 5000 pies o 1500 m) y de la Formación Porquero (Formación Rancho y Jesús del Monte) (10000 pies o 3000 m aproximadamente), esta última producto de una alta tasa de sedimentación ocurrida durante el Mioceno Medio (Modificado de Reyes et al., 2000 B).

La actividad tectónica que sufrió desde el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior está marcada por el fracturamiento del basamento, generando un sistema de fallas de tipo normal con orientación variable y que el sistema es fosilizado posteriormente por la Discordancia del Mioceno Inferior (Reyes *et al.*, 2000 B). La sedimentación

de la Formación Ciénaga de Oro ocurre simultáneamente con la actividad tectónica del basamento por lo que se observa una mayor tasa de acumulación de sedimentos en esta región con respecto a las demás que la limitan (Reyes *et al.*, 2000 B). En algunos perfiles sísmicos se puede observar la variación en espesor de la Formación Ciénaga de Oro, aumentando desde el Sur (Plataforma de Chimichagua) hacia el Norte (Depresión de Plato), (Reyes *et al.*, 2000B).

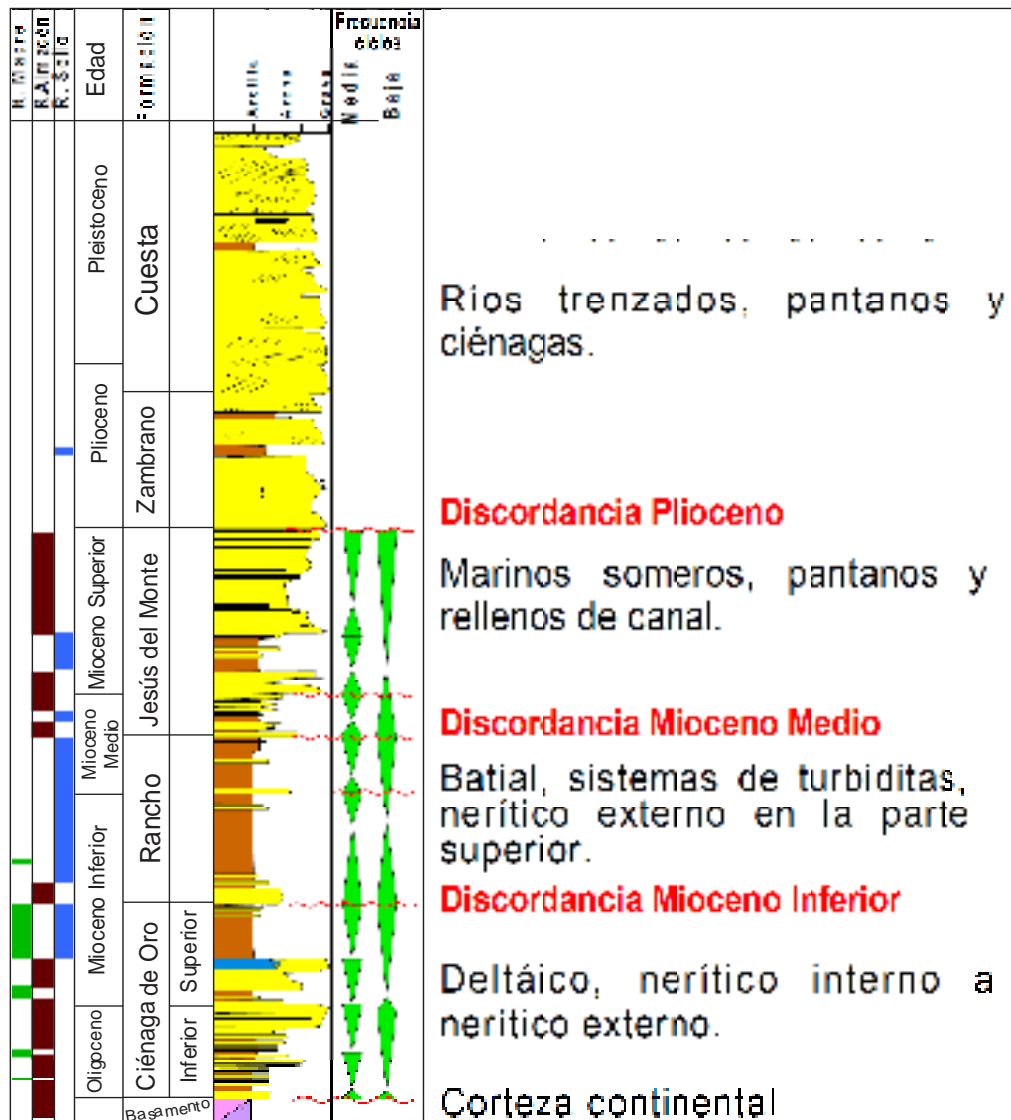
3.6. ESTRATIGRAFÍA.

El principal relleno sedimentario de la cuenca del VIM es del Oligoceno a la actualidad en la mayor parte de la cuenca, con sedimentos más antiguos conservados sólo en uno de sus flancos (Arminio *et al.*, 2011), los cuales han sido afectados por la tectónica regional dominada por la interacción de las placas Caribe y Suramericana. La cuenca se puede dividir en dos depocentros principales conocidos como la subcuenca de Plato al Norte y la subcuenca de San Jorge al Sur, separadas por un alto de basamento llamado Arco de Magangué (Reyes *et al.*, 2000 B). Por esta razón, su estratigrafía se estudia en la ventana de tiempo geológico desde el Paleoceno al reciente. A pesar de toda esta complejidad, los marcos litoestratigráficos en el subsuelo de la cuenca del VIM tienden a ser bastante consistentes (Arminio *et al.*, 2011). Con el fin de obtener una mejor comprensión de la distribución de los sedimentos a través del tiempo se determinó usar unidades cronoestratigráficas. Estas Unidades se asocian directamente con las Formaciones donde presentan características diferentes en cuanto a ambientes de depósito y espesores, como respuesta a los diversos procesos geológicos, producto de los eventos tectónicos y eustáticos que afectaron la cuenca. La interpretación cronoestratigráfica permite separar tres secuencias Tectóno-Estratigráficas limitadas por discordancias regionales y denominadas de la más antigua a la más reciente: Secuencia Ciénaga de Oro (Oligoceno - Mioceno Inferior), Secuencia Porquero-Tubará (Formaciones Rancho, Jesús del Monte y Zambrano) (Mioceno Medio - Superior) y Secuencia Corpa (Formación Cuesta) (Plioceno - Reciente) (**Figura 18**). (Reyes *et al.*, 2000 B).

En el área de estudio se reconocen rocas de las formaciones más recientes de la región, dadas las condiciones de depositación de las formaciones los estratos se encuentran horizontales o subhorizontales, las formaciones más antiguas se encuentran en el subsuelo donde solo se puede acceder por medio de perforaciones

como los pozos de exploración realizados por las petroleras en la región; la topografía mayoritariamente plana y que está en continua evolución, y una cobertura vegetal espesa, no permiten la presencia de buenos afloramientos de roca y generalmente en la mayoría de los casos lo que se logra observar son horizontes del suelo.

Figura 18. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca del VIM.



Fuente: Reyes *et al.* (2000 B), modificado por los autores.

Cerca al área de estudio se encuentran algunos pozos de exploración de cuyos registros de pozos se tomó información relevante para el presente estudio como el pozo Astrea 1 perforado en 1961 por International Petroleum (Colombia Ltda) a una profundidad total de 8.034 pies (2.449 m), se perforó con el objetivo de encontrar arenas ricas en petróleo, pero se halló gas en cantidades no comerciales. Basados en el registro de pozo de Astrea 1 (**Figura 19**), en esta zona se encuentra las siguientes formaciones de base a techo: Basamento, Unidad III del pozo Guineo I (posiblemente la base de la Formación Ciénaga de Oro Inferior) base a 7.875 Pies (2.400 m), Formación Ciénaga de Oro base a 2.615 Pies (797 m), Formación Porquero (Formaciones Rancho y Jesús del Monte) base a 1.100 Pies (335 m) y Formación San Antonio (Porquero Superior o Formación Tubará (Formación Zambrano)) base a 440 Pies (134 m).

Otro de los pozos perforados cerca de la zona es el pozo Monterrey 1 perforado en 1991 por Esso Colombiana Ltd., a una profundidad de 5.228 pies (1.594 m), donde halló algunas manifestaciones de gas en su mayoría débiles. Basados en el registro de pozo de Monterrey 1 (**Figura 19**), el cual fue suministrado junto con otra información por parte de la empresa Hocol S.A., en esta zona se encuentran las siguientes formaciones de base a techo: Basamento, Formación Ciénaga de Oro base a 5.144 Pies (1.566 m) y Formación Porquero (Formaciones Rancho base a 2.580 Pies (787 m) y Jesús del Monte base a 1.768 Pies (538 m)).

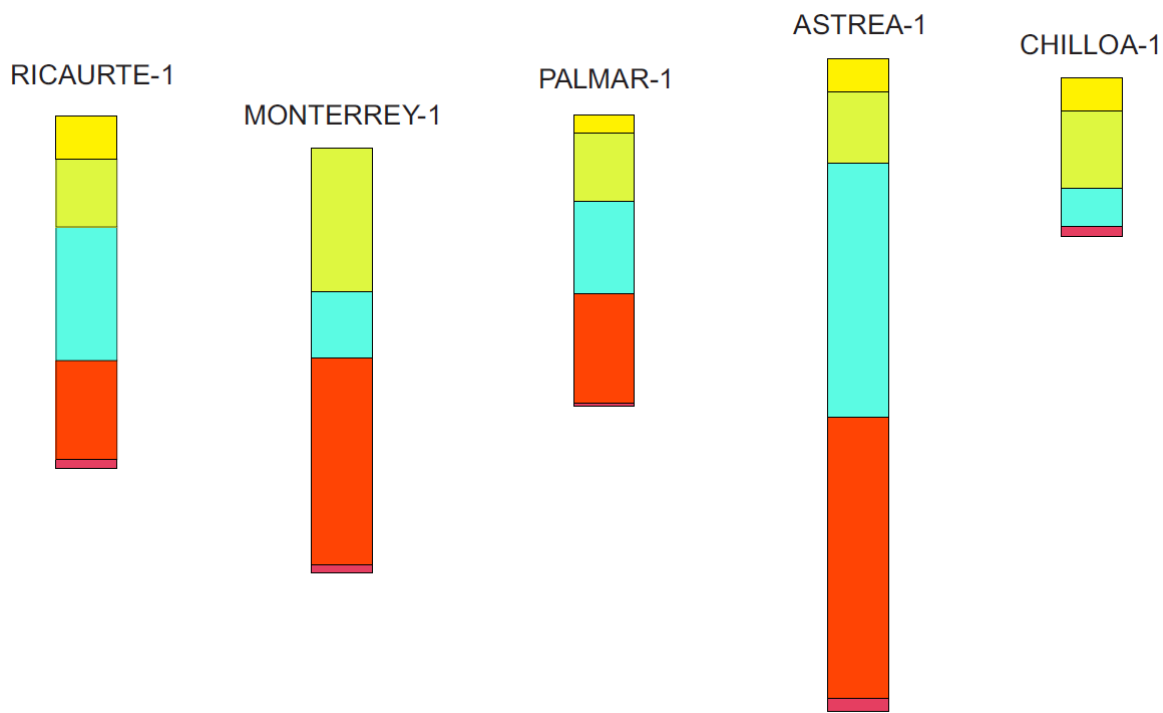
El pozo Palmar 1, perforado en 1964 también por International Petroleum (Colombia Ltda) a una profundidad total de 3.586 Pies (1.093 m), donde fue abandonado. Basados en el registro de pozo de Palmar 1 (**Figura 19**), el cual es el más cercano a la zona de estudio y se encuentran las siguientes formaciones de base a techo: Basamento, Formación Ciénaga de Oro base a 3.566 Pies (1.086 m), Formación Porquero (Formaciones Rancho base a 2.205 Pies (672 m) y Jesús del Monte base a 1.068 Pies (325 m)), y Formación San Antonio (Porquero Superior o Formación Tubará (Formación Zambrano)) base a 229 Pies (70m).

El pozo Chillola 1, perforado en 1954 por la Texas Petroleum Company a una profundidad total de 1.954 Pies (596 m), donde está abandonado. Basados en el registro de pozo de Chillola 1 (**Figura 19**), en esta zona se encuentran las siguientes formaciones de base a techo: Basamento, Formación Rancho (Formación

Porquero) base a 1.830 Pies (558 m), Formación Jesús del Monte (Formación Porquero) base a 1360 Pies (414 m) y Formación San Antonio (Porquero Superior o Formación Tubará (Formación Zambrano)) base a 415 Pies (123 m).

El pozo Ricaurte 1 perforado en 1959 también por la Texas Petroleum Company a una profundidad de 4.336 Pies (1.322 m) donde el pozo exploratorio no mostro una productividad económica de interés. Basados en el registro de pozo de Ricaurte 1 (**Figura 19**), en esta zona se encuentran las siguientes formaciones de base a techo: Basamento, Formación Ciénaga de Oro base a 4.230 Pies (1.290 m), Formación Rancho (Formación Porquero) base a 3.010 (918 m), Formación Jesús del Monte (Formación Porquero) base a 1360 Pies (417 m) y Formación San Antonio (Porquero Superior o Formación Tubará (Formación Zambrano)) base a 530 Pies (161 m).

Figura 19. Esquema general de los registros de pozo de los pozos Ricaurte 1, Monterrey 1, Palmar 1, Astrea 1 y Chilloa 1. Basamento (rojo) Fm. Ciénaga de Oro (naranja), Fm. Rancho (celeste), Fm. Jesús del Monte (verde) y Fm. Zambrano (amarillo).

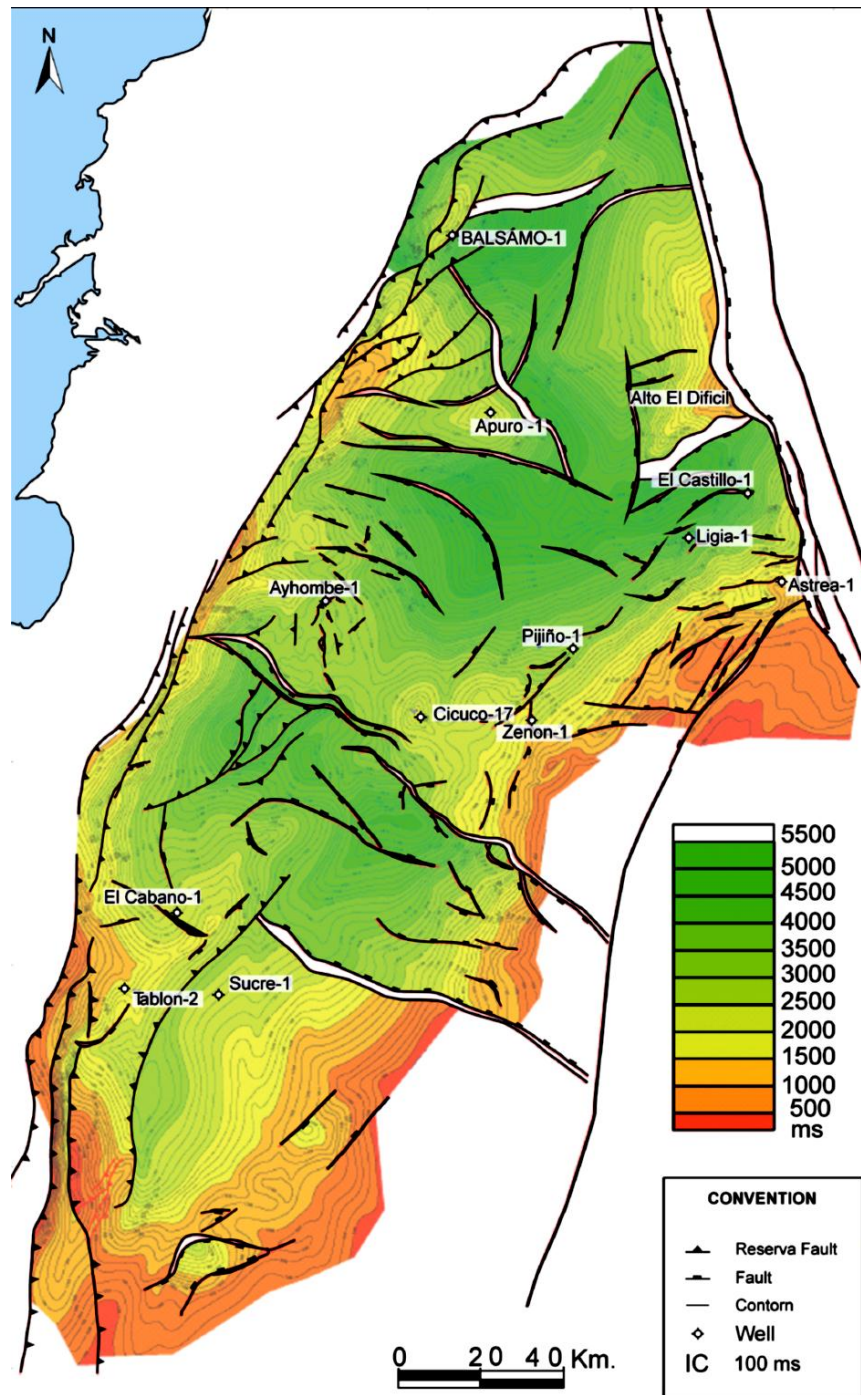


Basamento: La corteza bajo el Norte de Colombia es de naturaleza continental a transicional (continental adelgazada), en donde el basamento debajo de la cuenca VIM principalmente en las subcuencas cuencas de San Jorge y Plato (están situados sobre una corteza continental, y va cambiando hacia el Norte a corteza oceánica) (Caro, 2003; Flinch, 2003; Mantilla-Pimiento, Alfonso-Pava, Jentzsch, y Kley, 2005; Russo, y Speed , 1994 en Cerón *et al.*, 2007), y está representado por un claro reflector en los perfiles sísmicos donde proporcionan un marcador básico para el mapeo del basamento, junto con datos de pozos petroleros, la estimación de profundidad promedio del basamento cristalino en la cuenca es de 3,4 km, donde en la Subcuenca de Plato alcanza profundidades mayores a 5 Km (**Figura 20**); en general la corteza del VIM se puede describir de naturaleza continental y las pocas excepciones deben ser explicadas en el marco tectónico regional (Cerón *et al.*, 2007).

La corteza continental en el Norte de Colombia fue estirada, rotada y posteriormente sometida a tensiones transpresivas que deforman la placa y crearon la cuenca del VIM y los cinturones deformados del Sur del Caribe (Audemard, 2002; Larue, 2000, en Cerón *et al.*, 2007); las rocas del basamento oceánico se han emplazado tectónicamente por un empuje de vergencia Noroeste que han sido desechados fuera de los cabalgamientos sobre la placa Caribe o son parte de fragmentos de bloques obducidos (Cerón *et al.*, 2007).

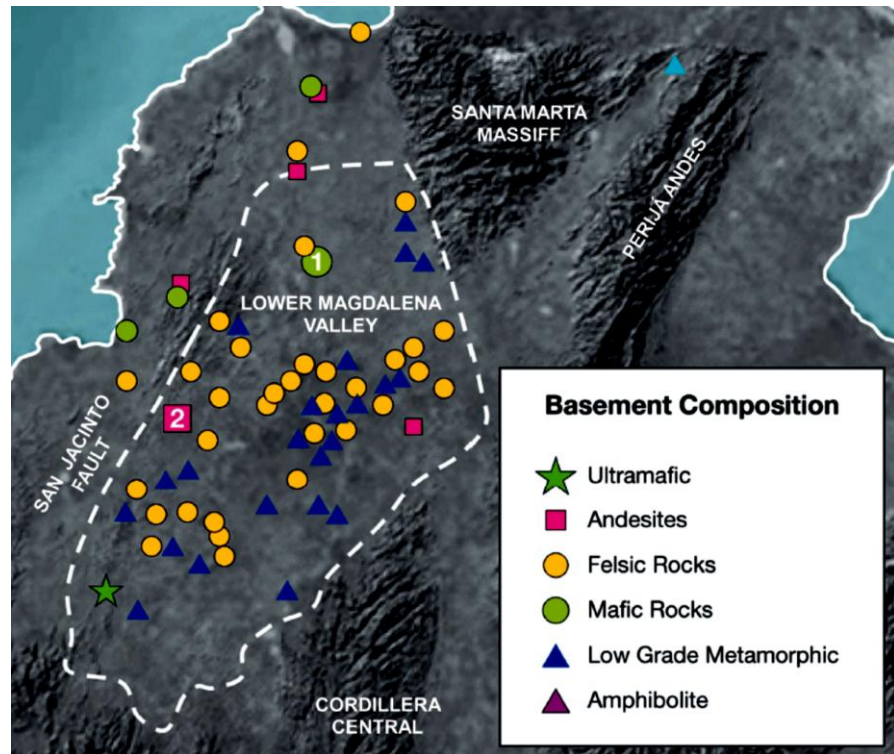
Numerosos pozos petroleros perforados en el Norte de Colombia han penetrado basamento cristalino, la litología encontrada en este basamento han sido rocas metamórficas de bajo grado (esquistos y filitas), rocas ígneas graníticas y en menor proporción algunas litologías únicas como rocas máficas con afinidad de basamento oceánico como gabros y espilitas (**Figura 21**), (Cerón *et al.*, 2007).

Figura 20. Mapa del contorno del Basamento basado en la sísmica bidireccional de tiempo, con su control estructural. Relación entre altos y bajos del Basamento.



Fuente: Reyes *et al.* (2000 B), en Arminio *et al.* (2011).

Figura 21. Composición de las rocas del Basamento en el Noroeste de Colombia revelados por los pozos petroleros que perforaron basamento. Nótese la abundancia relativa de rocas ígneas félsicas (círculos amarillos) y rocas metamórficas de bajo grado (triángulos azules), de forma casual hay presencia de rocas ígneas intermedias como andesitas (cuadrados rosados), rocas máficas (círculos verdes) y rocas ultramáficas (estrellas verdes).



Fuente: Cerón *et al.* (2007), modificado en Arminio *et al.* (2011).

Formación Ciénaga de Oro (E3N1co): Definida por Duque-Caro (1973) donde la localidad tipo se encuentra en la carretera de Montería a Planeta Rica (Km 28–39), la describe como areniscas, arcillolitas, calizas y algunos mantos de carbón hacia la base. La Formación no aflora en la zona sin embargo se reporta en el subsuelo por la información de los pozos Granada-1, Alejandria-1, El Difícil-1, Algarrobo-1, El Castillo-1, Guamito-1, Ligia-1, El Retiro-1, Monterrey-1, San Sebastián, Astrea, Arjona-1, El Doce-1, El Doce-2 y Piñuela-1, perforados por Ecopetrol (González *et al.*, 2002 B). La sedimentación de la formación fue controlada por la existencia de paleoaltos y al parecer en la parte más inferior, esta Formación no alcanza a colmatar los altos de basamento (Casanova *et al.*, 2006).

La formación está constituida en su parte inferior por areniscas de grano finos a gruesos de color verde claro, compuestas por cuarzo hialino, donde los granos son angulares a subredondeados, con abundante materia orgánica; en la parte intermedia presenta una alternancia de areniscas de grano grueso a fino en capas delgadas de color blanco grisáceo, compuestas por cuarzo hialino con cemento calcareo, limolitas y arcillolitas calcareas bioturbadas; la parte superior consta de una caliza gris de tipo arrecifal compacta (**Figura 18**) (Modificado de Royero *et al.*, 1999, en González *et al.*, 2002 B). El espesor total de la formación varía entre 100 y 2500 m (Dueñas y Duque-Caro, 1981; Barrera, 1996, en González *et al.*, 2002 B).

Los sedimentos de su parte más basal se depositaron en ambientes fluviodeltáicos (Reyes *et al.*, 2000 B); donde se consideran del Oligoceno (Dueñas, 1980, en González *et al.*, 2002 B). Los sedimentos de la parte media tienen una influencia marina somera y continental, probablemente deltaica en su base y techo (Dueñas y Duque-Caro, 1981, en González *et al.*, 2002 B) y en secuencia de la parte superior se depositaron en ambientes marinos como arrecifes o bancos de plataforma, talud a plataforma abierta, plataforma media distal, rampa transicional entre el borde de plataforma y el talud periplataforma y lagunas litorales; donde se consideran Oligoceno Superior al Mioceno Inferior (Ortiz, 1996, en González *et al.*, 2002 B), para la parte superior de la formación los depósitos lodosos de plataforma cubren los anteriores sedimentos (Reyes *et al.*, 2000 B); donde se correlaciona con las Calizas de Cicuco, también con la Formación Carmen (Royero *et al.*, 1999, en González *et al.*, 2002 B). El contacto con la Formación suprayacente es discordante (Reyes *et al.*, 2000 B).

El ingreso del mar a la cuenca se llevó a cabo desde el Oeste y comenzó con el relleno de los bajos estructurales formados en el Eoceno, inicialmente en el sector de la Depresión de Plato, hacia el tope de la Formación se observan algunas truncaciones erosiónales, indicando que al final de la depositación, ocurrió un plegamiento, deformación y erosión (Vargas *et al.*, 2006), los depósitos se onlaparon en los paleoaltos, mientras que las secciones más gruesas llenaron rápidamente los depocentros de subsidencia de las subcuencas de San Jorge y Plato. Como el fallamiento normal continuó, el

hundimiento acelerado, provocó la inundación regional marcado por la transgresión Mioceno Inferior, que también causaron plataformas carbonatadas aisladas se desarrollaron encima de los paleoaltos (Arminio *et al.*, 2011). Las características de estos sedimentos en la formación las muestran como una importante roca reservorio y roca madre en la cuenca (Reyes *et al.*, 2000 B).

Formación Rancho (N1r): La descripción original de la Formación Rancho se debe a Notestein (1929) y posteriormente fue redefinida por Butler (1942), la sección tipo se encuentra en la carretera del Carmen de Bolívar - Zambrano, Departamento de Bolívar, donde fue denominada Series del Rancho, compuesta por una sucesión espesa de areniscas resistentes y arcillolitas arenosas. Duque-Caro *et al.* (1996), conservan el mismo nombre, pero con el rango de Formación Rancho. (Royero, *et al.*, 2000) Esta Formación no aflora en la zona sin embargo se reporta en el subsuelo como parte de la Formación Porquero en los pozos Monterrey-1, El Retiro-1, Ligia-1, Guamito-1, El Castillo-1, Alejandria-1, Algarrobo-1, Violo-1, San Sebastian, Astrea-1, Arjona-1, El Doce-1 y el Doce-2 (González *et al.*, 2002 B).

La formación está compuesta por una sucesión espesa de areniscas duras y arcillolitas arenosas; se caracteriza por presentar en su base un paquete potente de areniscas arcósicas de color verde oliva claro, deleznable, en capas gruesas a muy gruesas, interestratificadas en capas delgadas de lodolitas de color verde oliva claro con intercalaciones de delgadas capas de areniscas, donde se observan esporádicamente en los contactos restos de plantas y foraminíferos bentónicos (González *et al.*, 2002 B). Hacia la parte superior de este segmento predominan las lodolitas en capas gruesas a muy gruesas con esporádicamente capas tabulares de areniscas de grano fino a medio algunas veces discontinuas, con concreciones areno calcáreas de 0,2 a 1,0 m; esporádicamente presenta restos vegetales y pequeñas concentraciones de yeso. En el tope de la Formación está conformado por un nivel de lodolitas grises verdosas (**Figura 18**). La formación es abundante en microfauna bentónica y plantónica, con ausencia de macrofósiles (Royero, *et al.*, 2000). El espesor de la Formación Rancho en el pozo El Dificil-1 se promedió de 1500 m (García, 1990, en González *et al.*, 2002 B).

Por la forma tabular algo lobular, continuidad y asociación facial de las capas, permite suponer que el ambiente de origen del depósito es un abanico submarino, con aportes de arenas y limos que fueron transportados a lo largo del borde externo de una plataforma y canalizados en la desembocadura de un cañón submarino (Duque-Caro *et al.*, 1991, en Royero, *et al.*, 2000), también se identifican ambientes de talud, abanicos de ladera, y marinos de plataforma, este último se observa principalmente hacia el extremo Oriental y Sur de la cuenca (Reyes *et al.*, 2000 B); de edad Mioceno Inferior – Medio (Guzmán, 1995, en González *et al.*, 2002 B). Existe una espesa sucesión de lutitas donde representa un ambiente batial, evidenciando una profundización regional de la cuenca (Arminio *et al.*, 2011). Los petroleros denominan en este sector como la parte inferior de la Formación Porquero (Royero, *et al.*, 2000), esta Formación se correlaciona con la Formación Porquero, Formación Hibácharo y con la Formación Piojó. (González *et al.*, 2002 B) El contacto con la Formación suprayacente es discordante, localmente concordante (Reyes *et al.*, 2000 B).

Volúmenes enormes de sedimentos, producto de la erosión del basamento y los sedimentos de la Formación Ciénaga de Oro, fueron transportados y depositados en la cuenca de una manera no confinada, pertenecientes a un sistema de corrientes de turbidez, que genera la incisión de valles submarinos principalmente desarrollados en el depocentro de Plato (Reyes *et al.*, 2000 B). El estilo estructural de la cuenca, cambia por la depositación de esta Formación, debido a que la deformación fue controlada por los grandes bloques o regiones estructurales definidas en el área. La discordancia del Mioceno Inferior se convierte en la superficie que limita el estilo tectónico asociado a basamento y este nuevo ambiente estructural. La alta tasa de sedimentación, la poca consolidación de los sedimentos y la presencia de una superficie irregular en esta zona, produjo que los sedimentos asociados formaran un fallamiento de tipo lístrico simultáneo con la depositación de la formación (Vargas *et al.*, 2006).

Formación Jesús Del Monte (N1jm-N1jmm): La Formación Jesús del Monte fue descrita originalmente como Grupo Jesús del Monte, en un informe interno de la Texas Petroleum Company en 1946. Posteriormente fue redefinida por Duque-Caro *et al.* (1996), quienes les asignaron el rango de formación. La

Formación aflora en el sector Occidental del Departamento del Magdalena, donde ocupa parte de las áreas de las poblaciones de Carreta, Caño de Agua, Chivolo, Santa Inés y Tenerife (Royero, *et al.*, 2000). En el área no hay afloramientos de la Formación, pero se considera que se encuentra en el subsuelo donde sería reportado por información de los pozos cercanos como parte de lo que ellos reportan como Formación Porquero.

La Formación Jesús del Monte en su base se caracteriza un nivel de areniscas denominadas como Miembro Mandatú (N1jmm) rango propuesto por Duque-Caro *et al.* (1996), (resumido en Royero, *et al.*, 2000) cuyo nombre proviene del área de la Hacienda Mandatú. Este nivel se inicia con 42 m de areniscas arcóscas, en capas gruesas a muy gruesas con impresiones de hojas y con concreciones métricas de areniscas calcáreas, presenta contactos plano paralelos algunas veces erosivos, interestratificados con capas delgadas de limolitas grises verdosas; continúa con un paquete de 22 m de espesor de areniscas de grano medio a grueso, en capas tabulares gruesas a muy gruesas, con concreciones de areniscas calcáreas y concreciones arcillosas, grises verdosas. Suprayaciendo a este miembro se encuentra un predominio de arcillolitas de color pardo verde oliva, en capas gruesas a muy gruesas, interestratificadas con capas finas a medias de limolitas y capas medias a gruesas de arcosas líticas, calcáreas, con glauconita, donde los contactos son plano paralelos y onduloso paralelos (Royero, *et al.*, 2000).

Luego del miembro, la formación se caracteriza por un paquete de arcillolita grises verde oliva con estratificación ondulosa discontinua y concentración de areniscas finas y limolitas, mientras el tope por un paquete de 8 m de arcillolita gris, verde oliva a amarillenta, con delgados lentes limosos y arenosos, interestratificados con capas finas de areniscas líticas, calcáreas, deleznales, de color verde oliva grisáceo (Royero, *et al.*, 2000), en general muestra un fuerte carácter propenso lutítico en la mayor parte de la cuenca (**Figura 18**) (Arminio *et al.*, 2011). En la sección del Carmen de Bolívar tiene un espesor de 780 m, donde existen evidencias regionales, tanto estructurales como bioestratigráficas, que identifican un contacto discordante, entre el tope de la Formación Rancho y la base del Miembro

Mandatú, son claramente diferentes (Duque-Caro *et al.*, 1996, en Royero, *et al.*, 2000).

La formación se depositó en un ambiente marino, abundante en microfauna plantónica y bentónica, presenta cambios paleobatimétricos de batial inferior en la base (Miembro Mandatú) a profundidades batiales medias a superiores con una somerización que se reconoce hasta el tope de esta formación (Peters y Sarmiento, 1956, en Royero, *et al.*, 2000); se sugiere que esta gruesa capa de lutitas masivas y arenas finas representan una plataforma marina con flujos turbidíticos ocasionales, donde podría ser aún más superficial, más parecido a un delta distal tipo Gilbert (Arminio *et al.*, 2011). Con base en la información micropaleontológica, a esta formación corresponde a una edad del Mioceno Medio - Superior (Duque-Caro *et al.*, 1996, en Royero, *et al.*, 2000), pero en base de estudios micropaleontológicos se le asigna una edad Mioceno Superior a Plioceno Inferior (Petters y Sarmiento 1956, de Porta 1962 y 1970, Stone 1968, Duque-Caro *et al.*, (1968, 1970, 1975, 1979) resumidos en Royero, *et al.*, 2000). Esta formación se correlaciona en parte principalmente la parte superior con el Grupo Porquero de Ecopetrol (Royero, *et al.*, 2000).

Formación Zambrano (N2z): El término de Capas de Zambrano fue introducido por Weiske (1938) para referirse a una secuencia de areniscas calcáreas con bancos fosilíferos, aflorantes en los alrededores de los municipios del Carmen de Bolívar y Zambrano, en el Departamento de Bolívar (Duque-Caro *et al.*, 1991, en Royero, *et al.*, 2000) utilizan la referencia original de Weiske (1938), pero elevándola al rango de Formación Zambrano. La sección tipo de la formación supuestamente se encuentra en la carretera entre los municipios del Carmen a Zambrano (Bolívar) donde es una unidad eminentemente arenosa con algunas intercalaciones de lodolitas en capas someras y limolitas en capas delgadas a finas, es común la ocurrencia de ostreidos, bivalvos, y gasterópodos. (Royero, *et al.*, 2000) Esta formación aflora en la parte Occidental prolongándose de Norte - Sur formando colinas alargadas con una topografía ondulosa (González *et al.*, 2002 B), donde aflora desde los alrededores del municipio de Aracataca al Norte hasta el municipio de San Rafael al Sur, donde se ven buenos afloramientos en las carreteras de la región (Royero, *et al.*, 2000).

Esta formación se caracteriza por un predominio de arcillolitas grises, con laminación plana paralela a ondulosa paralela, yeso en masas y escamas, localmente calcárea con nódulos ferruginosos, concreciones calcáreas y abundantes conchas de moluscos (bivalvos y gasterópodos). Presenta intercalaciones de areniscas de cuarzo, de color amarillo claro a rojizo, de grano fino a medio, calcáreo, bioclástico con contenidos de ostreidos, bivalvos y gasterópodos, ocasionalmente micáceas, con frecuentes concreciones de areniscas calcáreas, están dispuestas en capas delgadas a gruesas, masivas o con laminación plana paralela a ondulosa. También se intercalan niveles de lodolitas y limolitas grises, en capas gruesas, calcáreas, con conchas de moluscos (bivalvos, gasterópodos y pectínidos), y niveles de areniscas gris verdosas a amarillentas, de grano fino medio, bien calibradas, con concreciones calcáreas, materia orgánica y restos de conchas, con concreciones calcáreas y materia orgánica (**Figura 18**). El espesor de la formación varía entre 500 y 600 m (Clavijo *et al.*, 1997, en Royero, *et al.*, 2000), pero en el pozo Cesar H-1X perforo solo 179 m de la formación por lo que se postula un adelgazamiento en sentido Oeste – Noreste (González *et al.*, 2002 B).

Los depósitos corresponden a un ambiente marino somero y depósitos de relleno de canal con abundante contenido de conchas transportadas; también parece estar asociado con un ambiente de pantano y lagunas evaporíticas (Duque-Caro *et al.*, 1991, en González *et al.*, 2002 B), llegando hasta ambientes deltaicos y fluviales indicando la somerización de la cuenca. (Reyes *et al.*, 2000 B) La somerización de tendencia general - ascendente sugiere un patrón regresivo causado por el rápido relleno de la cuenca y/o levantamiento regional, premonitorio del gran evento del Plioceno, (Arminio *et al.*, 2011) donde de acuerdo con la microfauna descrita (Petters y Sarmiento, 1956 y Duque-Caro *et al.*, 1996, en Royero, *et al.*, 2000) se le asigna una edad del Plioceno Inferior; la Formación Zambrano se correlaciona con la Formación Tubará, la Formación El Cerrito e igualmente es equivalente a la serie de Fundación de Oppenheim (1942) (resumido en González *et al.*, 2002 B). Aunque otros autores se refieren esta sucesión como Formación "Porquero Superior", (Graterol, 2006, Arminio *et al.*, 2009). Cediell en Exxon, 1986, se refiere a esta formación como la Formación San Antonio y Flinch, (2003) también utiliza el nombre Pajuil. (Arminio *et al.*, 2011)

El tope de esta Formación lo marca la discordancia del Mioceno Superior / Plioceno Inferior, la cual refleja los pulsos finales de la Orogenia Andina y la base la constituye la superficie erosiva correspondiente a la discordancia del Mioceno Medio (Reyes *et al.*, 2000 A).

En el Mioceno Superior, el hundimiento se desaceleró y la cuenca empezó a llenarse más tarde, donde el ciclo ascendente-somerización de la Formación Tubará (Formación Zambrano), comienza en el Arco de Magangué encima una discordancia claramente se evidencia en los datos sísmicos de la zona, donde la bioestratigrafía indica una edad Mioceno Superior y aún tan joven como Plioceno Inferior, inmediatamente por debajo de la discordancia Plioceno (Bolívar *et al.*, 2011, en Arminio *et al.*, 2011). La discordancia parece extenderse por toda la formación, y está involucrada en la inversión reciente de la Depresión Plato; los datos sísmicos en las zonas más gruesas, sin embargo, a veces es insuficiente para una interpretación detallada (Arminio *et al.*, 2011).

Formación Cuesta (N2c): El término Formación Cuesta fue utilizado en 1990 por García (Arias y Morales, 1994, en Royero, *et al.*, 2000) para describir los depósitos semiconsolidados que conforman el núcleo del sinclinal de La Loma (Cesar) y con buenos afloramientos en la carretera La Loma - La Jagua de Ibirico, Cesar (Royero, *et al.*, 2000). Es una muy gruesa sucesión de clastos gruesos, arcillas, limos y carbones de afinidad costera o marino muy poco profundo en la base, con la mayor parte de la sección compuesta de depósitos de llanura de inundación en su mayoría deltaicas y fluviales del Plioceno al reciente (Arminio *et al.*, 2011). En el Departamento del Magdalena se encuentra ampliamente distribuida en el sector sur, donde ocupa buena parte de los municipios de Santa Ana, San Zenón, San Sebastián de Buenavista, Guamal y El Banco. En estos sectores ha sido descrita anteriormente como “sedimentitas de Arjona” (Royero, *et al.*, 2000). Esta formación está restringida al extremo Suroccidental de la Cuenca del Cesar (González *et al.*, 2002 B).

Son una secuencia de base a techo de conglomerados gruesos, limolitas y arcillolitas, semiconsolidados, mal calibrados, con fragmentos líticos

volcánicos y cuarzo redondeados y sedimentarios, en una matriz de arena de grano grueso y limo, de color amarillento, con geometría cuneiforme de las capas, seguidas por unas areniscas de grano grueso, ligeramente conglomeráticas, de color amarillo a pardo rojizo, con interdigitaciones de niveles finos de conglomerados, deleznable, después un nivel de arcillolitas gris rojizas con abundantes madrigueras y ocasionalmente delgadas interdigitaciones de areniscas amarillo rojizas, de grano grueso, con costras de óxidos de hierro y con pequeños niveles intercalados de conglomerados arenosos con geometría cuneiforme y en artesa, con líticos volcánicos y cuarzos (huevos de paloma), y hacia el techo capas de conglomerados de gravas rojizas con matriz limo arenosa, bien redondeadas, ferruginosas (**Figura 18**) (Royero, *et al.*, 2000). El espesor de esta Formación es variable, donde se estima que su espesor máximo estimado puede ser de 800 m aproximadamente (Arias y Morales, 1994, en González *et al.*, 2002 B).

Su ambiente de formación es netamente continental evidenciado por la presencia de texturas gruesas, y estratificación cruzada a gran escala (García, 1990, en González *et al.*, 2002 B), principalmente fluviales que hacia el Oeste de la cuenca pasan a ser de ambientes deltaicos. (Reyes *et al.*, 2000 A) La edad de la formación se considera de una edad del Mioceno Medio al Plioceno (Arias y Morales, 1994, en González *et al.*, 2002 B). Pero principalmente se considera del Neógeno posiblemente del Plioceno al Pleistoceno. Donde esta Formación se podría correlacionar en parte con la Formación Necesidad de la cuenca Catatumbo – Maracaibo, (Royero, *et al.*, 2000) también se correlacionan con la Formación Mirador. (González *et al.*, 2002 B) Las rocas de esta formación reposan discordantemente sobre la Formación Zambrano y están cubiertas discordantemente por depósitos cuaternarios, especialmente por las Calizas Todos Los Santos (Royero, *et al.*, 2000). Para los petroleros, esta formación es conocida como la Formación Corpa.

Esta tendencia ascendente-somerización marca migración de los depocentros hacia el actual litoral y medio marino poco profundo (Flinch, 2003, en Arminio *et al.*, 2011). Este cambio se produjo durante la reanudación de la sedimentación activa en el VIM, a raíz de un importante levantamiento andino durante el Plioceno Inferior que causó la erosión

parcial del Mioceno en toda la cuenca; su efecto se sintió con más fuerza en la subcuenca de San Jorge como se muestra en las geotransectas. Como resultado la formación se basa en un hundimiento bien definido, con una discordancia angular por encima del cual se conserva la tectónico-secuencia (Arminio *et al.*, 2011).

El hundimiento, sin embargo, no ha sido uniforme como es muy joven, todavía está creciendo en la subcuenca de Plato, según lo revelado por los mapas topográficos y geológicos y que pueden haber causado varios cambios del Delta Magdalena que tuvo lugar durante el Cuaternario (Romero, 2009, en Arminio *et al.*, 2011).

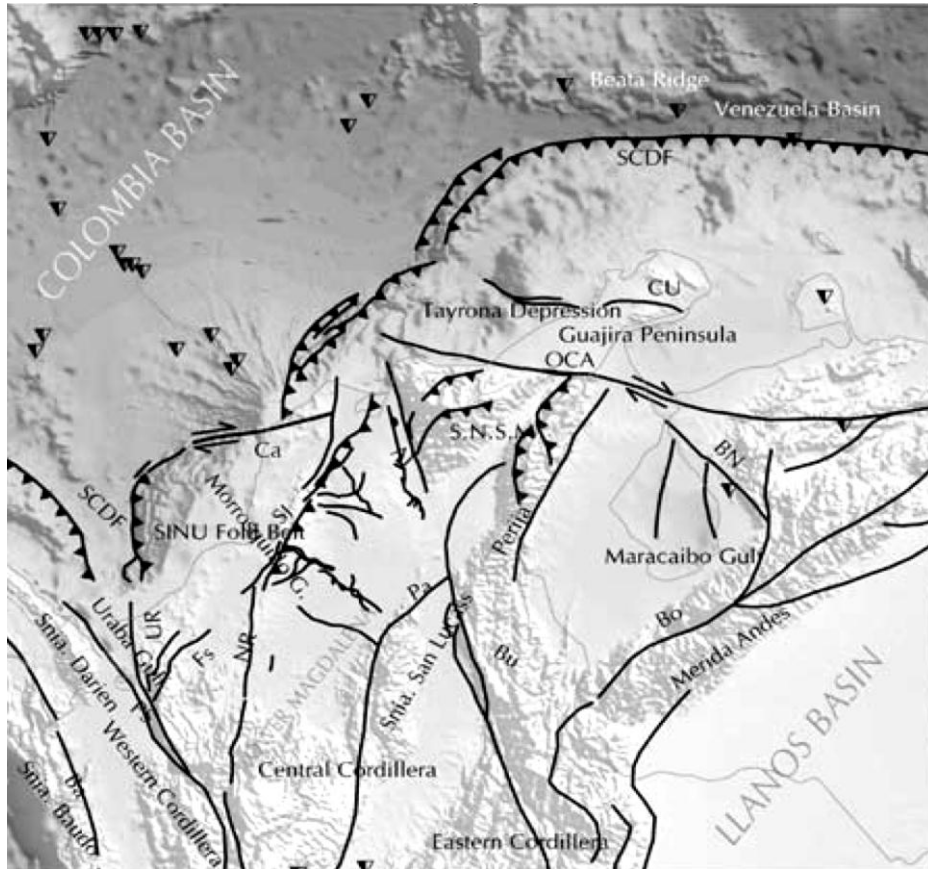
3.7. ESTILO ESTRUCTURAL

Las grandes las fallas de desgarre, en parte relacionada con los enormes sistemas de cizallamiento del Caribe, son las principales características estructurales del Norte de Colombia y Venezuela (**Figura 22**). La información geológica sobre gran parte de la zona, sin embargo, aún está lejos de estar completa (Feininger, 1970).

Dadas las condiciones de la región, generalmente en el VIM donde la cubierta superior son los sedimentos depositados más recientes, cuya topografía plana abarca mayormente sobre la cuenca, geomorfológicamente no se encuentran muchas evidencias tectónicas, principalmente las estructuras regionales que abarcan grandes distancias son las más reconocibles en superficie, como son el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta donde es una zona bastante compleja, junto a la Falla de Algarrobo que separa el VIM de la Sierra Nevada de Santa Marta y la cuenca Cesar - Ranchería.

Según información sísmica del subsuelo de la cuenca del VIM, hecha principalmente por la compañía Ecopetrol las unidades sedimentarias del Paleógeno, Neógeno y Cuaternario, se encuentran afectadas por estructuras de pliegues y fallas de carácter normal que me limitan bloques hundidos los cuales fueron causados por movimientos de distensión (Royero *et al.*, 2000).

Figura 22. Localización de las principales fallas a nivel del basamento en el Noroeste de Suramérica, en un modelo digital de elevación de alta resolución. Las fallas principales representadas incluyen SCDF (Frente de Deformación del Sur del Caribe), Ca (Falla Canoas), Ba (Sutura del Baudo), PS (Zona de Sutura de Panamá), Ur (Falla de Uramita), FS (Falla Floresanto), NR (Falla Norte de Romeral), SJ (Sistema de Fallas de San Jacinto), Pa (Falla de Palestina), Bu (Falla de Bucaramanga), SM (Falla de Santa Marta), Al (Falla de Algarrobo), Oc (Falla de Oca), BN (Falla de Burro Negro), Bo (Falla de Boconó).



Fuente: Cerón *et al.* (2007).

Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga: El Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga, localizada en el sector Nororiental del Departamento del Magdalena, forma el límite de diferentes provincias geológicas, marca el límite Occidental del Macizo de Santa Marta, separa la cuenca del VIM de la cuenca del Cesar, separa el Macizo de Santander de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena

y divide la Cordillera Oriental en dos regiones estructurales distintas (**Figura 22**), (Campbell, 1965, en Royero *et al.*, 2000).

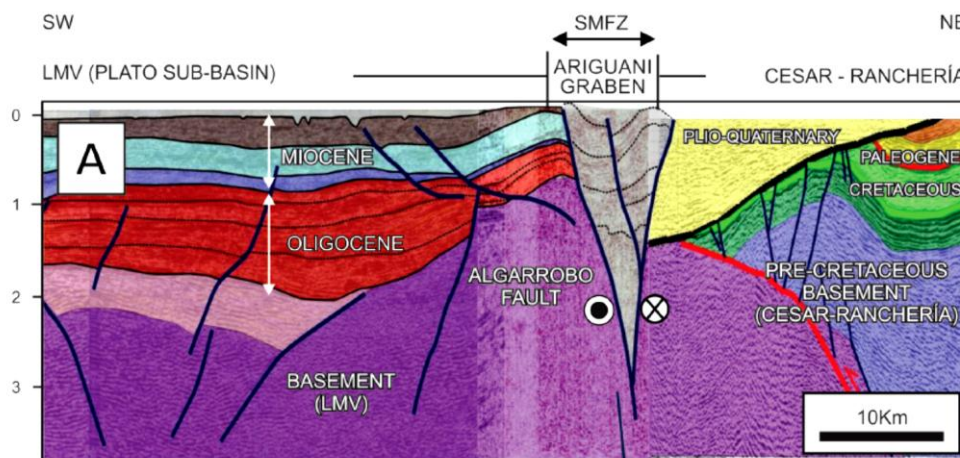
Con dirección NW-SE, este sistema presenta algunas variaciones en su dirección y un cambio marcado en la topografía. Domina el patrón de fallamiento de la zona y pone en contacto las rocas cristalinas de la Sierra Nevada de Santa Marta con rocas más recientes y el valle fluviolacustre de la Ciénaga Grande. (Royero, *et al.*, 2000). A lo largo de la mayor parte de su extensión se muestra un sector bastante alineado y cizallado caracterizado por contrastes litológicos en sus flancos, en el sector occidental domina un valle amplio con muy suaves elevaciones en contraste con las elevadas pendientes del área oriental, observaciones que Ward *et al.* (1973) utilizaron para determinar el fuerte buzamiento de la falla; Campbell (1965) le calcula un desplazamiento de rumbo siniestral de 110 km (resumidos en Royero, *et al.*, 2000).

Julivert (1958, 1961) enfatiza la importancia de la componente vertical de la falla y la considera como una falla marginal de un bloque montañoso con desplazamiento principalmente vertical. Las observaciones que se han efectuado en el terreno permiten corroborar que en el sector Noroeste la falla es de alto ángulo con buzamiento hacia el Este de dirección aproximada N20-35°W, de tipo inverso con alguna componente de rumbo siniestral que se observa por la torsión de algunos drenajes como el caso del Río Sevilla (Royero, *et al.*, 2000). En zonas adyacentes al área de la falla se observan rasgos geomorfológicos que confirman el carácter rumbo deslizante de la falla, como lo son ganchos, cerros de obturación y presión como en el sector de Espíritu Santo y la quebrada Rodríguez. En la quebrada Calabacito es importante la manifestación de un fuerte proceso de silicificación con formación de especie de burbujas de cuarzo que se acuñan al Suroeste (Hernández, 2001).

El sistema de Fallas de Santa Marta - Bucaramanga es aún activa y muestra evidencias neotectónicas constituidas por aterrazamientos fallados y planos de fricción en el Cuaternario encontrados al Norte de Bucaramanga por Vargas y Niño (1992), (resumidos en Hernández, 2001). En el área de la Sierra Nevada se manifiesta por los cerros alineados de presión y obturación, observables a lo largo de la vía Bucaramanga - Santa Marta (Hernández, 2001).

Hacia el Este de VIM hay una estructura prominente que refleja la actividad durante el Neógeno. Se trata del graben de origen transtensional de tendencia NO - SE, que consiste, según varios autores (Reyes A. *et al.*, 2000, en Mora *et al.*, 2006), de dos fallas principales, el Sistema de fallas Algarrobo - Ariguaní en el Oeste y el Sistema de Fallas Bucaramanga - Santa Marta en el Este (**Figura 23**). Esta estructura parece terminar en el Sur, hacia el alto de basamento, pero desafortunadamente no hay datos suficientes para estudiar la zona en la que estas dos estructuras convergen. El graben muestra cambios notables en los distintos niveles estratigráficos, lo que indica que su cinemática ha cambiado durante cada uno de sus episodios de actividad. Lo anterior indica que es una zona de desgarre de etapa madura que fue responsable de la intensa deformación estructural que afectó las formaciones Pre-Oligoceno; sin embargo, la interpretación general de la evolución Terciario, tiene que integrarse con reconstrucciones paleogeográficas y paleotectónicas regionales en el Norte de Colombia (Mora *et al.*, 2006).

Figura 23. Transectas sísmicas interpretadas mostrando la estructura de graben en donde interactúan las Fallas de Bucaramanga - Santa Marta y Algarrobo. Se observa un cambio de actitud y la geometría de la Zona de Falla de Santa Marta - Bucaramanga a lo largo de la tendencia Norte - Sur divisoria en la frontera de las cuencas del VIM y de Cesar - Ranchería. El graben de Ariguaní parece ser la estructura más joven en el sistema, causada por deslizamiento en rumbo a lo largo de la Zona de Falla de Santa Marta - Bucaramanga invertida. La sección sísmica interpretada se encuentra cerca de El Difícil.



Fuente: Lugo (2008), modificado en Arminio *et al.* (2011).

Falla de Palestina: La Falla de Palestina es una falla de tipo desgarre inactiva de rumbo dextral, de más de 350 km que se extiende a lo largo de terrenos ígneos y metamórficos en el flanco Oriental al Norte de la Cordillera Central de los Andes Colombianos, casi paralela a las estructuras regionales andinas, con una dirección N-NW. Dentro de las características de campo buena parte de la falla es seguida por cañones rectos de 50 a 600 m de profundidad, donde se destaca su rectitud, levemente sinuosa, y una expresión topográfica escarpada. Esta estructura debe llamar la atención sobre la posible importancia en la tectónica de la región (Feininger, 1970).

La falla puede ser observada por fotografías aéreas desde la parte norte del Departamento de Caldas, hasta donde se pierde de vista bajo los depósitos del Holoceno del Río Magdalena, cerca del municipio de El Banco (**Figura 22**), (Feininger, 1970).

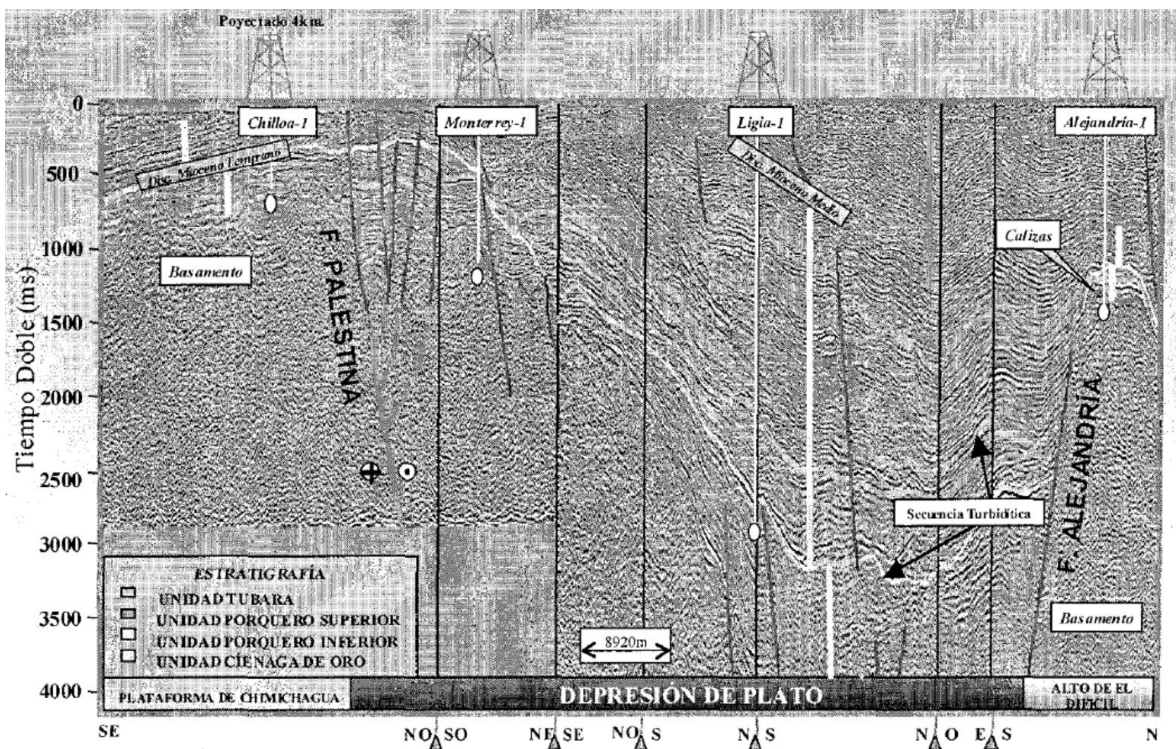
Cerca de los límites conocidos de la falla, se encuentran ramificaciones de fallas satélite de ángulo bajo, muchas de estas son paralelas a la Falla Palestina en distancias considerables, donde cada una ha absorbido parte de su desplazamiento; en algunos lugares la falla se divide para formar fallas paralelas que se reencuentran para encerrar bloques de falla o astillas, principalmente compuestos de masas de roca desordenadas (Feininger, 1970).

La actitud de la falla no puede ser medida directamente, pero considerando la rectitud regional del trazado de la falla, incluso a través de zonas de gran relieve local, indica que puede encontrarse en posición vertical o casi vertical (Feininger, 1970).

Al no presentar una sismicidad registrada es evidencia considerable que indica que la falla no está activa, o algunas de sus fallas satélites; la falla está marcada por una estrecha zona de brecha y milonitas que rara vez aflora y no está muy bien expuesta en todo su trayecto (Feininger, 1970).

Fallas ocultas debajo de depósitos terciarios y cuaternarios, e irreconocibles para el fotogeólogo son encontrados en el transcurso de la exploración de petróleo (Feininger, 1970). La información sísmica permite identificar sobre el límite sur de la cuenca del VIM la continuación de la Falla de Palestina, importante rasgo en el Valle Medio del Magdalena, con características de fallamiento normal y componente de rumbo al interior de la cuenca (**Figura 24**) (Reyes *et al.*, 2000 A), donde esta gran estructura termina colisionando con el sistema de la cuenca de Pull – Apart formada entre la falla de Algarrobo y el Sistema de Fallas de Santa Marta - Bucaramanga. Donde la actividad estructural de la falla se restringe con evidencias de movimientos hasta el Plioceno (Reyes *et al.*, 2000 B).

Figura 24. Imagen sísmica regional interpretada, ilustrando la expresión en el subsuelo de tres regiones tectóno-estratigráficas (Plataforma de Chimichagua, la Depresión de Plato y el Alto de El Difícil) y las fallas que las limitan (Palestina y Alejandría).



Fuente: Reyes *et al.* (2000 B).

Sistema de Fallas de Romeral: Corresponde a una franja dispuesta a lo largo del borde Oeste y Noroeste de VIM y marca el límite con el Cinturón Plegado de San Jacinto (**Figura 22**). Aunque esta franja ha sido sometida a diferentes esfuerzos, es el resultado del último evento tectónico que actuó sobre la cuenca. Durante el Eoceno, la actividad de las placas tectónicas Caribe y Suramericana confluyó en este borde de cuenca; donde el choque transversal de las placas generó en la región diferentes respuestas estructurales de acuerdo a sus movimientos y posición geográfica, resultando en una variación en la componente de los esfuerzos; hacia el sur la componente compresiva fue dominante, mientras hacia el Norte el movimiento lateral adquiría mayor importancia (Reyes *et al.*, 2000 B).

Definida inicialmente por Grosse (1926) como Sobrescurrimiento de Romeral, toma el nombre del Alto Romeral, en el Departamento de Antioquia. Posteriormente fue denominada Zona de Falla Romeral (Barrero *et al.*, 1969). Se extiende desde el Sur de Colombia en límites con el Ecuador hasta el Norte en Barranquilla (conocido también como el Sistema de Fallas de San Jacinto) con una longitud aproximada de 1.200 Km (González *et al.*, 2002 A).

Durante la depositación de la Formación Ciénaga de Oro no hay evidencias de actividad tectónica asociada al Sistema de Fallas de Romeral (Sistema de Fallas de San Jacinto); solo al final de la depositación de esta formación, ocurre plegamiento y deformación. Durante la depositación de las Formaciones Porquero Inferior (Formación Rancho), Porquero Superior y Tubará (Formaciones Jesús del Monte y Zambrano) no hay mayor evidencia de actividad tectónica en esta región. Para esta época ya había comenzado el levantamiento de algunas zonas como la Serranía del Perijá (Kellogs, 1984, en Reyes *et al.*, 2000 B), la Sierra Nevada de Santa Marta y el Norte del Macizo de Santander. Al final del depósito de la Formación Tubará (Formación Zambrano), la región es afectada por un evento orogénico que pliega, y levanta el área, finalizando con la discordancia del Plioceno. La deformación y el levantamiento se reactiva posteriormente durante la depositación de la Formación Corpa (Formación Cuesta) y continua hasta el reciente (Reyes *et al.*, 2000 B).

Falla Algarrobo: La Falla Algarrobo se observada claramente en fotografías aéreas, imágenes de satélite y perfiles sísmicos, tiene dirección general NW-SE y su trazo va subparalelo al Oeste del Sistema de Fallas Santa Marta - Bucaramanga,

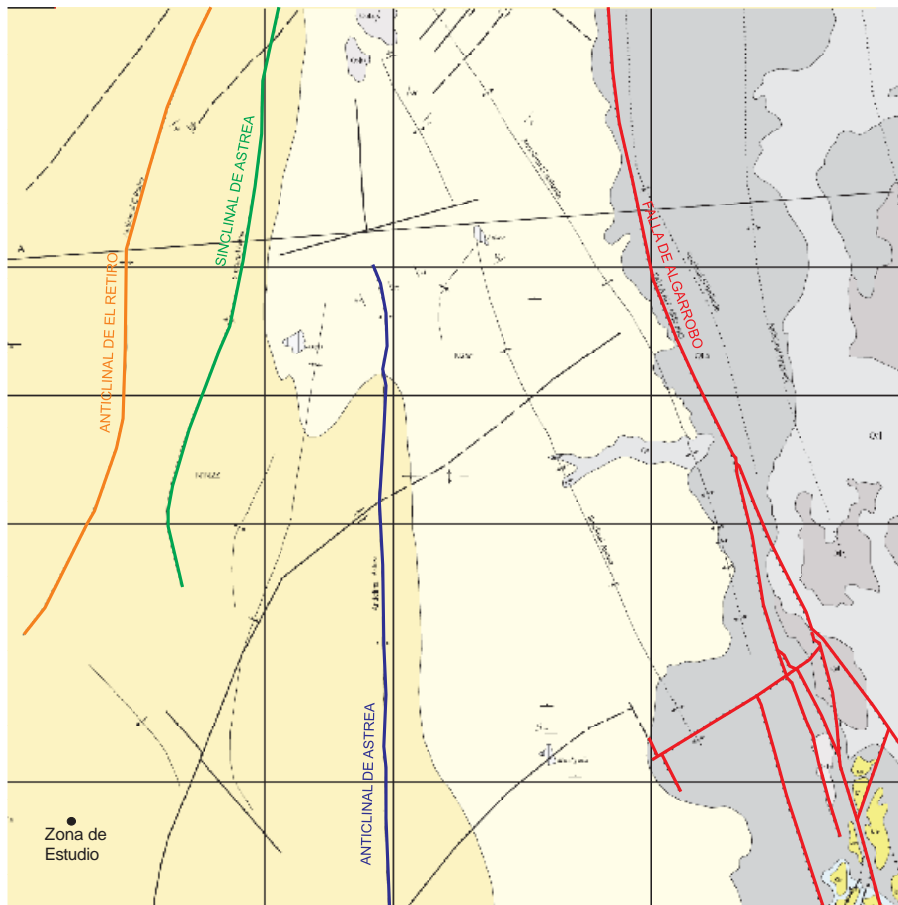
es interpretada como indefinida en la mayor parte de su trayecto (**Figura 22**) (Royero, *et al.*, 2000), su trazo es rectilíneo y va subparalelo entre las estructuras sinclinal y anticlinal El Brillante (**Figura 25**) (González *et al.*, 2002 B); se extiende en cercanías a la población de Algarrobo y pasa por las localidades de Doña María, el Oeste de Fundación, Santa Ana y Tierra Nueva donde su trazo es proyectado hasta la Ciénaga Grande de Santa Marta (Royero, *et al.*, 2000).

Sinclinal de Astrea: Estructura que se encuentra al Oriente del anticlinal de El Retiro (**Figura 25**), tiene una extensión aproximada de 25 Km con dirección N-NW, con buzamientos aproximados de 20° Suroeste (González *et al.*, 2002 B).

Anticlinal de Astrea: Esta estructura está localizada al Suroriente del sinclinal del mismo nombre, con dirección N, el flanco Occidental en cercanías del municipio de Astrea (**Figura 25**), tiene un buzamiento de 10° al Oeste y el flanco Oriental un buzamiento de 15-16° al Este (González *et al.*, 2002 B).

Anticlinal El Retiro: Estructura que se encuentra al Occidente de las estructuras Anticlinal y Sinclinal de Astrea (**Figura 25**), con una dirección N-NE, se puede seguir desde el sitio Santa Rosa hasta el sitio Orinoco (González *et al.*, 2002 B).

Figura 25. Mapa Geológico entre los municipios de Astrea, Arjona y Mandiguilla, con la zona de estudio y las estructuras principales de la zona, Falla de Algarrobo (rojo), Sinclinal de Astrea (verde), Anticlinal de Astrea (azul), Anticlinal de El Retiro (naranja).



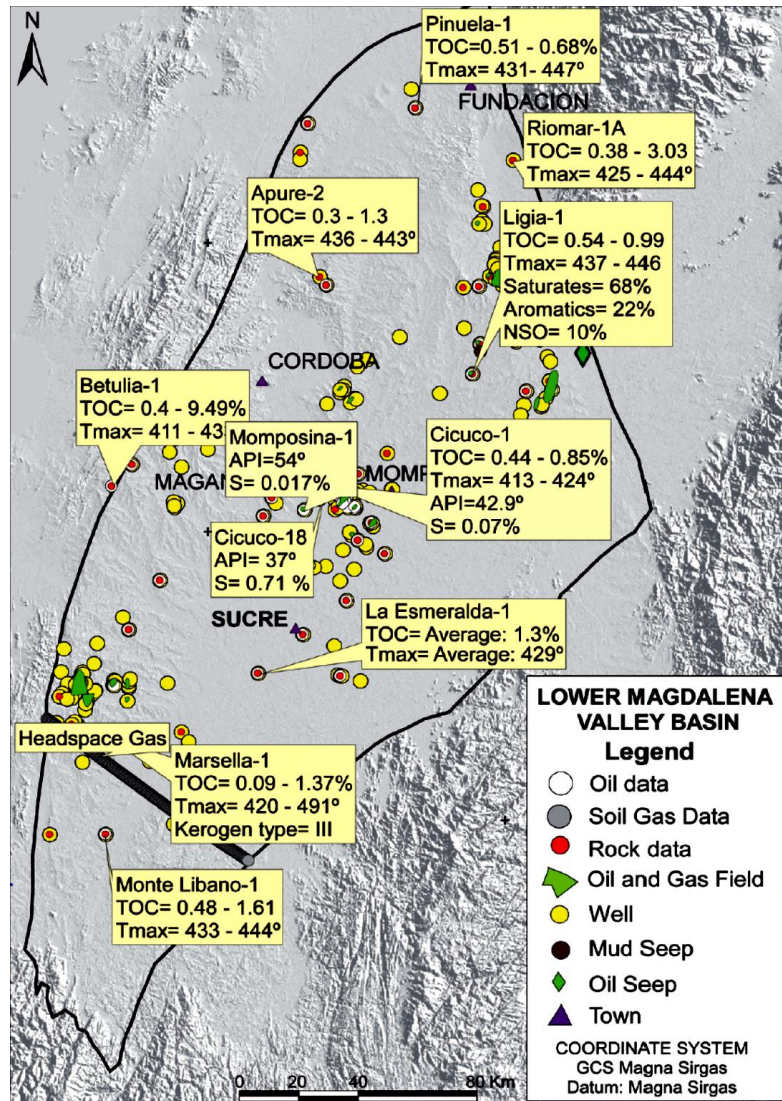
Fuente: Martínez *et al.* (2001), modificado por los autores.

3.8. GEOQUIMICA DE LA CUENCA DEL VIM

La cuenca del VIM es considerada como una cuenca inmadura desde el punto de vista exploratorio. En la Cuenca, se han perforado alrededor de 272 pozos exploratorios. Presenta algunas filtraciones de petróleo y alrededor de 20 campos de petróleo y gas, que apuntan a la existencia de un sistema de petróleo (**Figura 26**). La evaluación geoquímica de los crudos, extractos y rocas, y la integración con

la información estructural y estratigráfica permite identificar los elementos y procesos de los sistemas petroleros en la cuenca (Arminio et al., 2011).

Figura 26. Ubicación de los pozos, los campos y los datos generales geoquímicos de la Cuenca del VIM.



Fuente: Arminio *et al.* (2011).

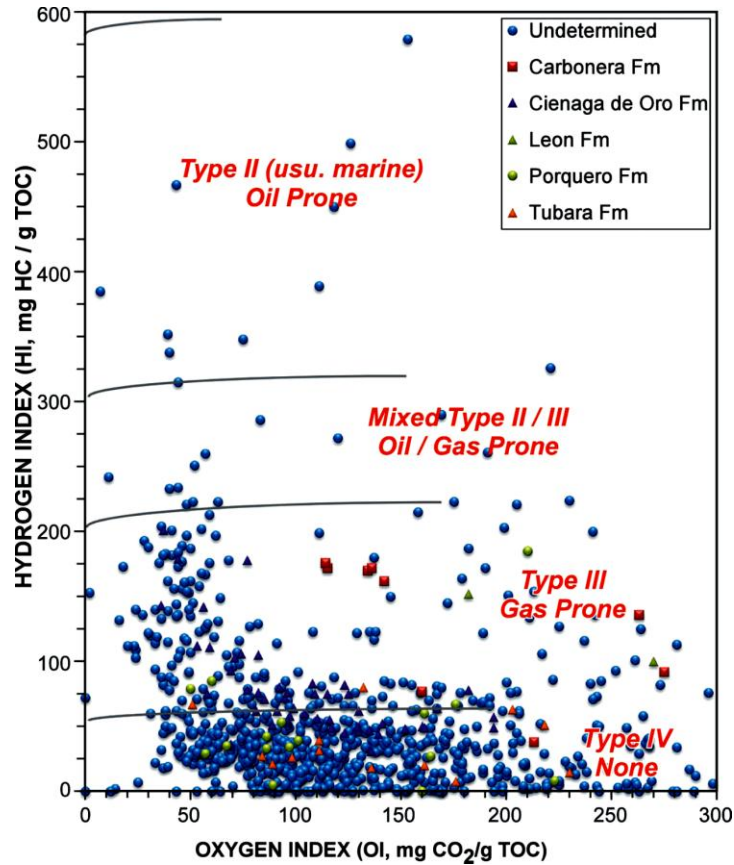
Hay diversos tipos de trampas en la cuenca, es decir monoclinales con cierres estructurales de fallas normales y fallas inversas, y pliegues. (Marín *et al.*, 2010, en Arminio *et al.*, 2011). Para el modelado en la Cuenca, los procesos de generación de hidrocarburos y de expulsión se produjeron sobre todo desde finales del Mioceno, con el momento crítico ocurriendo en el Pleistoceno (Arminio *et al.*, 2011).

La sucesión de lodolitas de las formaciones Ciénaga de Oro del Oligoceno - Mioceno Inferior, y Porquero (Rancho) del Mioceno Medio representan las mejores características de rocas fuente en la cuenca. Estos intervalos estratigráficos fueron depositados durante los eventos de máxima inundación en el Cenozoico (Arminio *et al.*, 2011).

La Formación Ciénaga de Oro cuenta con el carbono orgánico total (TOC%) en el rango de 0 a 2%, calificando la mayoría de las muestras analizadas como de regular a buena. Algunos excelentes valores de TOC se encuentran al oeste de la cuenca. Valores de TOC para la Formación Porquero (Rancho) en las muestras analizadas se caracterizan por ser equitativa, con valores inferiores a 1%. Los valores de TOC superiores se encuentran en la sucesión Cenozoico indiferenciada, es decir, Porquero (Rancho), y Ciénaga de Oro?, en el rango de 1 a 10%, con valores medios más altos que 2%. La Formación Ciénaga de Oro representa las mejores características de una roca de origen, debido a su cantidad y calidad de la materia orgánica (Arminio *et al.*, 2011).

Los tipos predominantes de kerógeno son III - IV, es decir, terrestre, para la mayoría de la sucesión sedimentaria, a pesar de que hay algunos valores que corresponden a un kerógeno tipo II, con materia orgánica amorfa (**Figura 27**) (Arminio *et al.*, 2009, en Arminio *et al.*, 2011) mostrando así un buen potencial de generación de gas, y los valores de índice de hidrógeno (HI) superior a 300 mg HC/g TOC en la sucesión indiferenciada (Arminio *et al.*, 2011).

Figura 27. Diagrama de Van-Krevelen Modificado para la Cuenca del VIM. El Kerógeno varía de tipo II (marino), y tipos III-IV (terrestre).



Fuente: Arminio *et al.* (2011).

Los principales yacimientos corresponden a las calizas y areniscas de la sucesión estratigráfica inferior de la Formación Ciénaga de Oro, donde la porosidad varía entre el 5 y el 21% (Barrero, Pardo, Vargas y Martínez, 2007, en Arminio *et al.*, 2011). Además, las areniscas de la sucesión superior de la Formación Porquero (Rancho), que se interpreta como el producto de deposición en abanicos submarinos, son también rocas reservorio en la cuenca (Arminio *et al.*, 2011).

Las lutitas de la parte superior de las Formaciones Ciénaga de Oro y Porquero (Rancho), que se depositaron durante un período de hundimiento acelerado (Barrero, Pardo, Vargas y Martínez, 2007, en Arminio *et al.*, 2011), tienen excelentes propiedades físicas como rocas sello. Estas Formaciones actúan como un sello

regional para los depósitos subyacentes. Además, los niveles lútila discretos dentro de las formaciones de Ciénaga de Oro y Corpa (Cuesta) también tienen buenas características de sellado (Arminio *et al.*, 2011).

La sucesión sedimentaria de recubrimiento alcanzó un máximo desarrollo durante el Oligoceno y el Mioceno con las Formaciones Porquero (Rancho y Jesús del Monte), Tubará (Zambrano) y Corpa (Cuesta), que tienen altas tasas de acumulación de sedimentos. Se alcanzó el máximo espesor del recubrimiento en la parte central de los depocentros Plato y San Jorge (Arminio *et al.*, 2011).

Las Formaciones alcanzaron un nivel de maduración inmadura para el inicio de la ventana de generación con un buen número de muestras dentro del pico de generación de hidrocarburos, es decir, un $T_{\text{máx}}$ de 445-450° C (Arminio *et al.*, 2011).

Los crudos son normales a la luz con la gravedad API en el intervalo de 30 a 55°. Saturados es la fracción dominante, con valores superiores a 58%. El contenido de azufre es muy bajo y varía entre 0 y 0,8%, con un predominio de azufre de los crudos <0,2%. La relación Ni/Va es muy alta con valores entre 50 y 60 para la mayoría de los crudos. Crudos de petróleo son maduros con baja biodegradación (Arminio *et al.*, 2011).

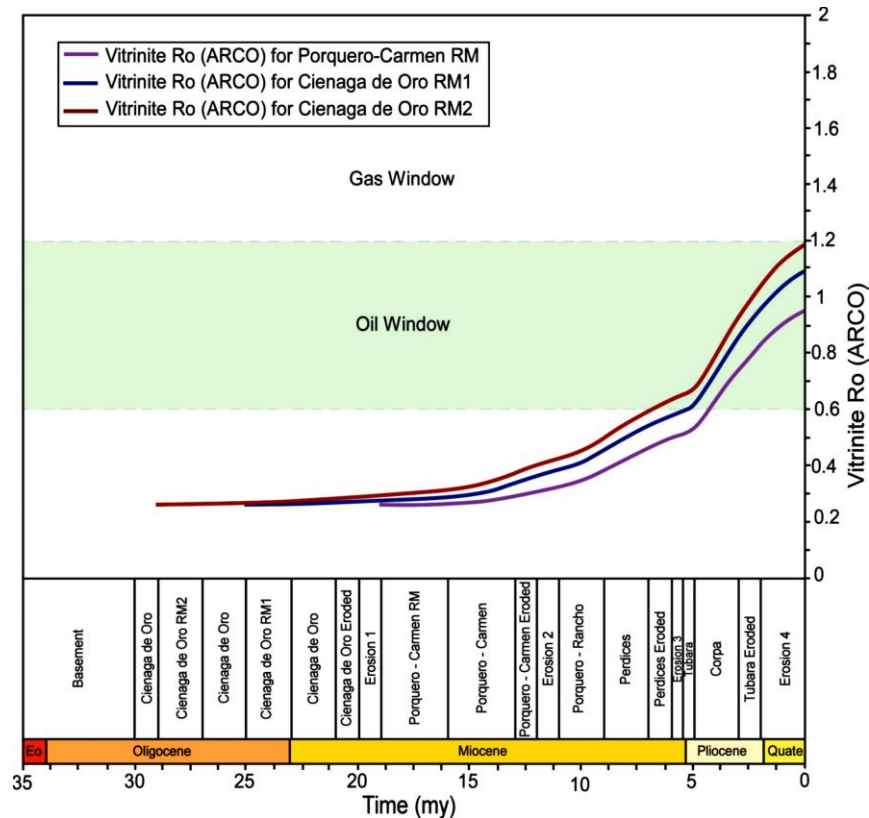
En la cuenca se identifican dos familias de crudo. La familia LM-1 se asocia con rocas generadoras del Cenozoico depositadas en un ambiente marino costero. Se caracteriza por una relación de pristano/fitano cerca de 3, alto contenido oleanano, es decir, oleanano/C30 hopane cercano a 1, los valores bajos sulfuro, y una composición isotópica intermedia (Arminio *et al.*, 2011).

Por el contrario, la familia LM-2 se caracteriza por su origen de rocas generadoras en carbonatos marinos, probablemente de edad pre-Oligoceno. Crudos de petróleo de esta familia tienen un alto contenido de azufre, una relación baja de oleanano/C30 hopane (<0,3), y una relación pristano/fitano <1.3 (Arminio *et al.*, 2011).

La simulación de los procesos de generación de hidrocarburos y de expulsión de la cuenca del VIM se hizo sobre la base de un pseudo-pozo situado a lo largo de la línea sísmica L-1976-213, en un sector donde la cuenca es más profunda (Arminio *et al.*, 2011).

De acuerdo con el modelo de la evolución geológica de este sector de la cuenca, la base de la sucesión estratigráfica, es decir, el Oligoceno Inferior (Rupeliense), alcanzó una profundidad máxima de enterramiento de 20.500 pies (6248 m) durante el Plioceno Superior, y con temperaturas máximas de 168° C (Arminio *et al.*, 2011).

Figura 28. Perfil de reflectancia de la vitrinita (% Ro) a través del tiempo para la cuenca del VIM. La sucesión evaluada alcanza la ventana de generación de aceite con valores en el pico de generación a la gama de maduración tardía.



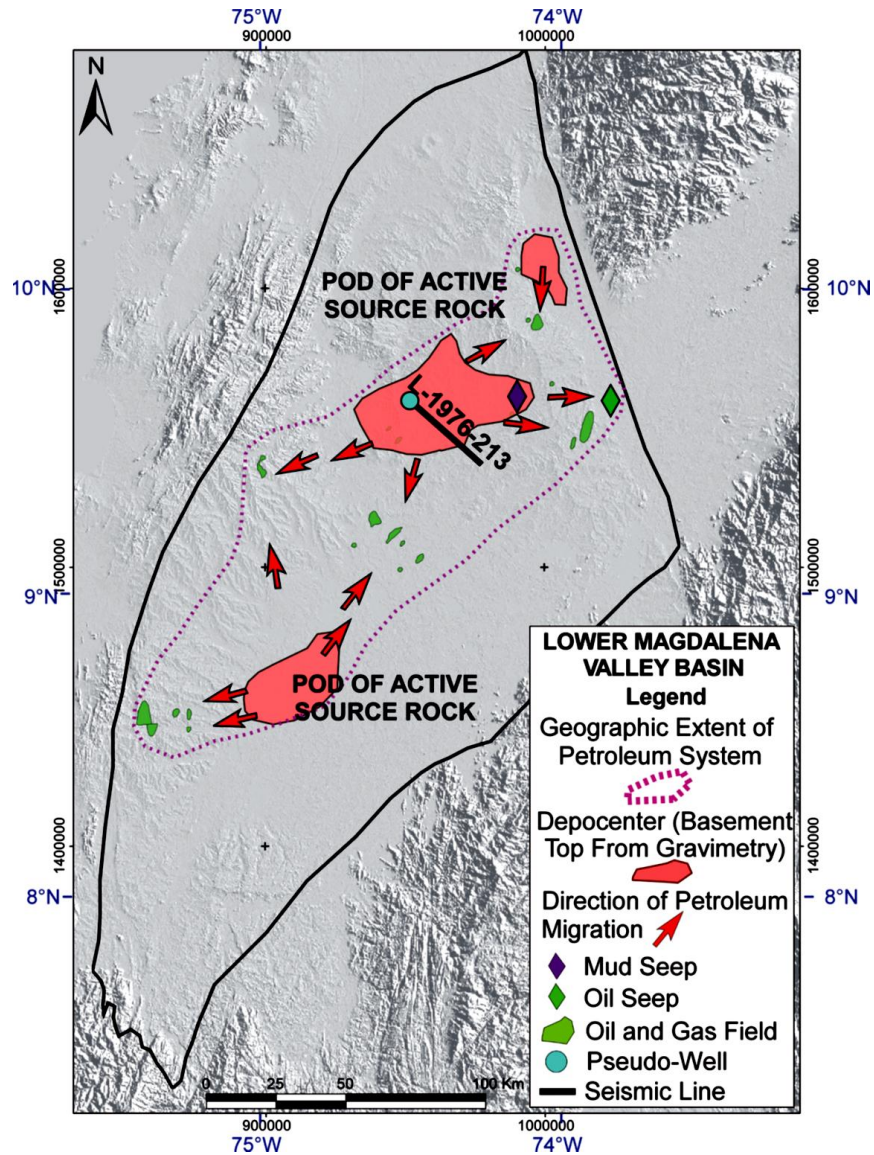
Fuente: Arminio *et al.* (2011).

Se utilizó un flujo de calor constante de 37 mw/m². Basado en información geoquímica de rocas regionales y locales, tres intervalos de generación fueron incluidos en el modelo. Dos de ellos corresponden a la Formación Ciénaga de Oro, y uno para la Formación Porquero (Rancho). Los resultados de la simulación sugieren que estos intervalos alcanzaron niveles de maduración en la etapa tardía en la ventana de generación de petróleo, es decir una reflectancia de vitrinita (%Ro), Ro = 0,9% -1,2% (**Figura 28**), con los procesos de expulsión en todos los intervalos durante el Plioceno (5 a 3 Ma) asociada con la Formación Corpa (Cuesta) (Arminio *et al.*, 2011).

Basado en información geológica, geoquímica, y el modelado es posible definir dos sistemas petroleros en la cuenca. Hay evidencias de migración y acumulación de hidrocarburos a partir de las rocas generadoras de las Formaciones Ciénaga de Oro y Porquero (Rancho) (**Figura 29**). Por lo tanto, se proponen los siguientes sistemas petroleros (cf. Magoon y Dow, 1994, en Arminio *et al.*, 2011):

- Ciénaga de Oro - Ciénaga de Oro (!)
- Ciénaga de Oro - Porquero (Rancho) (!)

Figura 29. Mapa de los Sistemas Petroleros en la formación generadora para la Cuenca del VIM. Se tiene en cuenta los depocentros en la parte superior del basamento, la filtración de hidrocarburos, los campos de gas y petróleo, y la zona hipotética del área de influencia sobre la formación generadora de los sistemas petroleros.



Fuente: Arminio *et al.* (2011).

4. METODOLOGÍA

Con la intención de efectuar los objetivos propuestos en el proyecto, se llevaron a cabo diferentes actividades que ayudaron a la elaboración del proyecto. Estas actividades están explicadas a continuación:

El trabajo de estudio comenzó con una revisión bibliográfica exhaustiva sobre el origen, formación y evolución de los Volcanes de Lodo, así mismo la existencia o reporte de manifestaciones de Volcanes de Lodo en la cuenca del VIM, ya que no hay antecedentes conocidos sobre ellos. Para ello se utilizaron las diferentes bases de datos de la universidad, como también se hizo contacto con diferentes entidades y empresas para conocer el tipo de información disponible al público sobre la región y sobre el tema; algunas de ellas son el Servicio Geológico Colombiano (SGC) y Hocol S.A., quienes suministraron estudios previos. El proceso de recopilación de información se llevó a cabo a lo largo del tiempo de realización del proyecto.

Posteriormente, se viajó al área de estudio para hacer un reconocimiento de la zona y de los emanaderos, y la recolección de muestras para la caracterización y elaboración de los análisis. Este proceso se efectuó en dos salidas de campo.

La primera salida de campo se hizo el reconocimiento de la zona de estudio. Para ello, contactamos con uno de los dueños de los terrenos quien hizo presencia y proporcionó información acerca de la localización y distribución de los emanaderos en la zona de estudio. En el recorrido del área de estudio, se procedió a georreferenciar y plasmar una breve descripción de cada boca o emanadero, con el fin de saber su posición y distribución exacta para poderlos ubicar sobre el mapa y así saber el área aproximada en la que se encuentran.

Las coordenadas en campo se tomaron con un GPS marca Garmin, modelo GPSMAP 62SC, con Datum Bogotá Norte 1000000, Este 1000000, las fotos tomadas durante el proyecto fueron hechas con una cámara marca Canon, modelo PowerShot SX130 IS.

Debido a la ausencia de afloramientos y la basta cobertura vegetal en la zona, para determinar las formaciones geológicas que se pueden asociar en el área, se recolectaron rocas que se encontraban alrededor de los emanaderos en el suelo, además de clastos de roca expulsados por el cuerpo y hallados junto a los emanaderos. Gracias a información suministrada por los lugareños pudimos desplazarnos a lugares relativamente cerca de la zona de estudio, en donde encontramos afloramientos que corroboraron las formaciones y que las rocas colectadas están in situ.

Durante la segunda salida de campo se realizó la recolección de muestras de lodo. Para la recolección de las muestras de lodo se utilizaron diferentes recipientes como, 5 Recipientes metálicos de un cuarto de galón modificados (Cromatografía de Gases con una Alícuota de Fase Vapor), 10 viales de vidrio de 10 mL (Cromatografía de Gases por SPME y Extracción Soxhlet), 5 recipientes de plástico de 50 mL (para DRX) y 5 frascos de vidrio de 120 mL (para secciones delgadas). Para el análisis de cromatografía de gases, se adecuo los recipientes metálicos, el detalle del procedimiento de la elaboración de los recipientes metálicos se pueden apreciar en el **Anexo B**.

Se seleccionaron Cinco (5) emanaderos representativos para análisis de acuerdo a su distribución previamente documentada, en donde, a cada uno de ellos se les tomó una muestra para cada análisis a realizar y además se encontraron clastos de rocas en los lodos emanados como en la primera salida, estos también fueron recolectados.

Para cada estación se tomaron las coordenadas de la posición del emanadero, luego se realizó una breve descripción tanto del entorno como de los volcanes de lodo, para luego proceder a tomar las muestras en los diferentes recipientes. Cabe recordar que los lodos se tomaron a una profundidad aproximada de 0,5 metros y no en la superficie, sumergiendo el recipiente cerrado y abriéndolo en dicha profundidad, esto se realizó para garantizar que las muestras no estuvieran afectadas por diferentes procesos que ocurren en la superficie (intemperismo, procesos biológicos, aguas de escorrentía, etc.); **(Ver Figura 30 y 31)**.

Los recipientes metálicos y los viales, solo fueron llenados aproximadamente a un tercio de su capacidad, para que quedara un espacio vacío o Headspace, y así, tener un espacio para los gases. Además dichos recipientes fueron pesados antes de ir a campo (vacíos) y luego pesados llenos, antes de ingresarlos al laboratorio, para conocer la cantidad de material a analizar.

Figura 30. Evaluando el entorno para la recolección de los lodos manualmente por medio del recipiente de vidrio el cual es abierto al estar sumergido.



Figura 31. Recolección de los lodos sumergiendo el recipiente manualmente a una profundidad aproximada de 0.5 m.



Las muestras seleccionadas fueron sometidas a diferentes análisis como: Secciones Delgadas, Difracción de Rayos X (DRX) y Cromatografía de Gases en la que se aplicaron las técnicas de Alícuota de Fase Vapor, Micro Extracción de Fase Sólida (SPME por sus siglas en inglés), Extracción Soxhlet; los análisis se realizaron con el fin de conocer que materiales son expulsados por los volcanes.

La elaboración de las secciones delgadas, se realizó en el laboratorio de preparación de muestra de la Escuela de Geología, sede Principal de la Universidad Industrial de Santander (UIS). En la preparación de las muestras se manipulo una mufla marca Elconap, una desbastadora marca Buheler y pulidora de paño para alúmina marca Montasupal, para más detalle del procedimiento de la elaboración de las secciones delgadas se puede apreciar en el **Anexo C**.

Los testigos de las muestras (tacos) fueron analizados en el laboratorio de los estéreomicroscopios de la Escuela de Geología, sede Principal de la UIS, con un

estéreo microscopio marca Nikon modelo SMZ800; las secciones delgadas fueron analizadas en el laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología, sede Principal de la UIS, con un microscopio marca Nikon modelo ECLIPSE 50i POL y con los objetivos de 5X, 10X y 20X.

Para los análisis de DRX una pequeña porción de las muestras fueron secadas en la mufla Buheler, se seleccionó 1 gramo aproximadamente de cada muestra. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de Rayos X, en la sede de Guatiguara, de la UIS. Para la preparación de las muestras fue necesario pulverizarlas en un mortero de ágata y llevarlas a un tamaño menor de 38 micras (400 mesh). El espécimen seleccionado de cada muestra fue montado en un portamuestra de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal.

La toma de datos se realizó en un difractómetro de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con Geometría DaVinci, con un Voltaje de 40(kV), una Corriente 30(mA), en una Rendija de Divergencia de 0.6mm, en unas Rendijas Soller Primario de 2.5°, con un Muestreo de 0.013° 2theta, en un Rango de Medición de 3.5-70° 2theta, con una Radiación de CuK α 1, en una Filtro de Níquel, con un Detector Lineal LynxEye, donde el Tipo de barrido se realizó a pasos y el Tiempo de muestreo de 0.4 segundos.

Se realizaron dos tipos de análisis con esta prueba para las muestras. Un análisis Cualitativo de las fases presentes en la muestra, realizado mediante comparación del perfil observado con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD); y un análisis Cuantitativo de las fases encontradas que se realizó mediante el refinamiento por el Método de Rietveld del perfil observado habiéndole agregado a la muestra una cantidad conocida de un estándar interno (Óxido de Aluminio, Corindón, Fase- α) correspondiente al 20%.

Los análisis de Cromatografía de Gases fueron realizados en el laboratorio de Cromatografía y Espectrometría de Masas, en la sede Principal de la UIS. Para los análisis de Cromatografía se realizó una cuantificación por Cromatografía de Gases con Detector de Ionización en Llama, (cantidad, ppm) de los hidrocarburos livianos

presentes en la fase de vapor de muestras de sedimentos sólidas. El análisis se llevó a cabo mediante la inyección de una alícuota de la fase vapor de la muestra sólida, al cromatógrafo de gases con detector de ionización en llama (GC-FID). Se empleó como patrón de referencia la mezcla certificada de gases, Ref. Cilindro Patrón 1967554Y (Aga Fano, Bogotá, Colombia). Para la cuantificación, se utilizó un cromatógrafo de gases (GC) marca AT (Agilent Technologies, Palo Alto, California, EE.UU.) modelo 6890N (**Figura 32**), con detector de ionización de llama (FID). La columna empleada en el análisis fue HP-Al/KCl (Fase estacionaria de Oxido de Aluminio desactivado con KCl, 50 m x 0.32 mm x 8 μ m diámetro interno) (**Figura 33**). La inyección se realizó en modo Split (10:1), V_{iny} : 1 μ L, con una jeringa para gases Hamilton de 500 μ L (**Figura 34**).

Figura 32. Cromatógrafo de gases con detector de ionización en llama (GC-FID), marca Agilent Technologies, modelo 6890N.

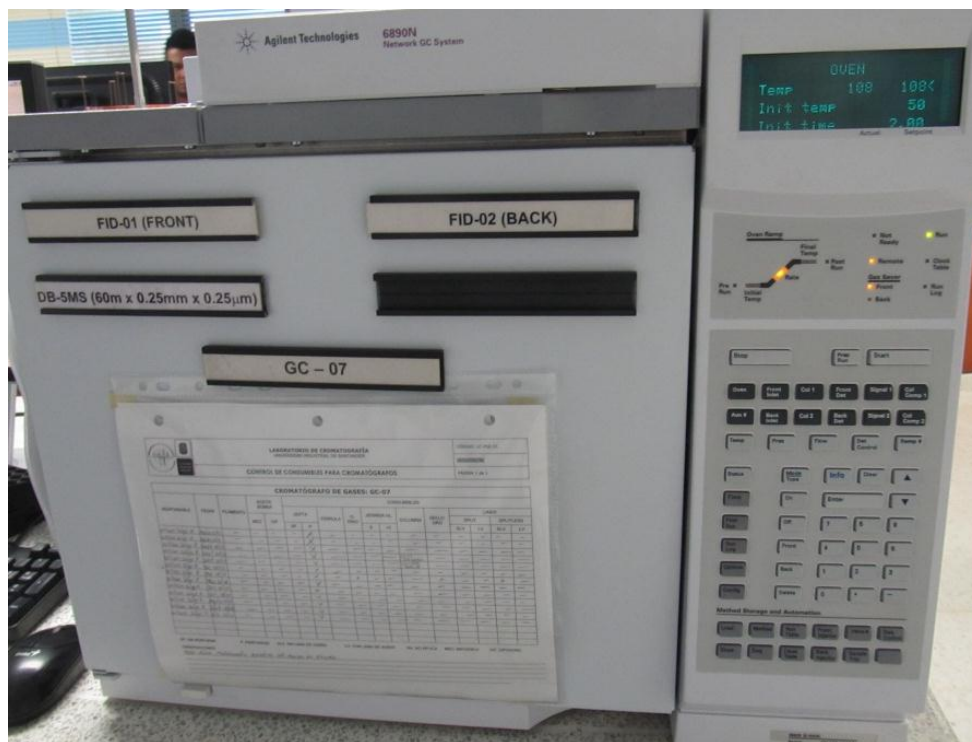


Figura 33. Columna de Fase estacionaria.

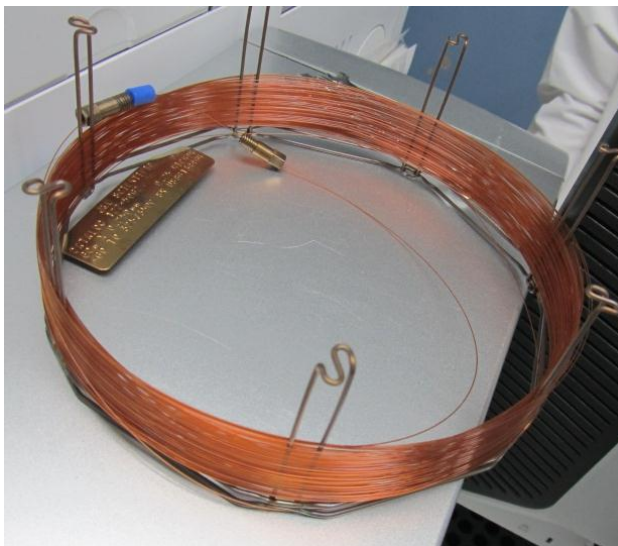


Figura 34. Jeringa para gases marca Hamilton de 500 μ L.



Se realizó una determinación de la composición química (identificación presuntiva) de la fase de vapor de muestras solidas por Cromatografía de Gases con detector selectivo de masas (GC-MS), por HS-SPME. La extracción – concentración simultánea de los compuestos de la fase vapor de las muestras acuosas, se llevó a cabo usando la técnica de microextracción en fase solida (SPME por sus siglas en

ingles), con un monitoreo en fase vapor (headspace) empleando una fibra de sílice fundida recubierta con PDMS/DVB (Poliacrilato) de 65 μm de espesor. El análisis cromatográfico se realizó en un cromatógrafo de gases marca AT, modelo 7890A acoplado a un detector selectivo de masas (MSD, AT5975C) (**Figura 35**) operado en modo de barrido completo de radiofrecuencia (full scan). La columna empleada en el análisis fue DB-5MS (Dibinilbenceno) (*J and W Scientific, Folsom, CA, EE.UU*) [5%-fenil-poli(dimetilsiloxano), 60m x 0.25 mm x 0.25 μm diámetro interno]. La inyección se realizó en modo Split (30:1) con el dispositivo de SPME. La identificación de los compuestos registrados en la fase de vapor de las muestras acuosas, se establecieron con base en sus espectros de masas (EI, 70eV), usando las bases de datos de Adams, Wiley 138 y NIST05.

Figura 35. Cromatógrafo de gases acoplado a un detector selectivo de masas (GC-MS), marca Agilent Technologies, modelo 7890a.



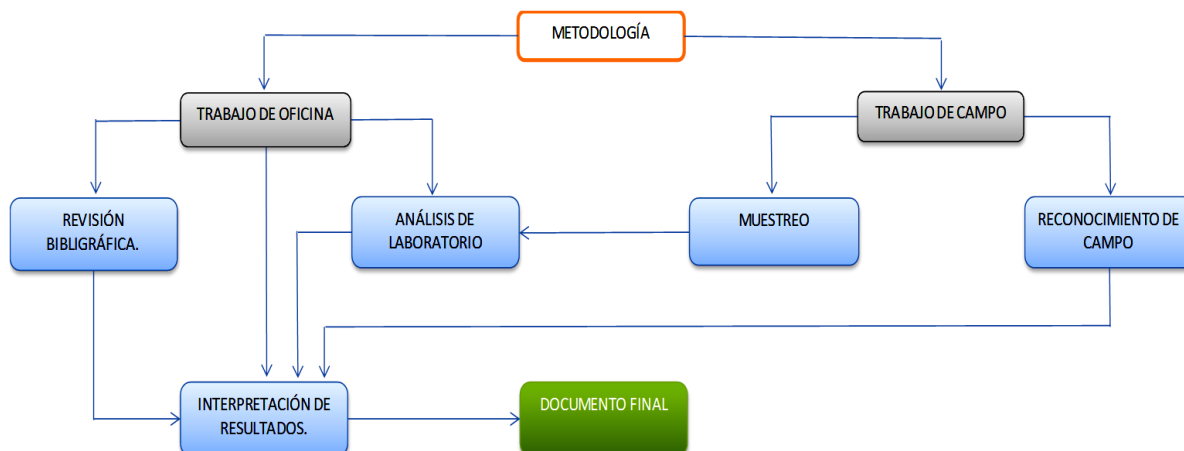
Se realizó una determinación de la composición química (identificación presuntiva) de la fracción volátil de muestras solidas por Cromatografía de Gases con detector selectivo de masas (GC-MS). La extracción de los compuestos de interés en las muestras solididad se realizó con base en el método EPA 3540c Extracción Soxhlet

(Revisión 3, 1996) y su posterior análisis por GC-MS en el modo de barrido completo de radiofrecuencia (full scan). El análisis cromatográfico se realizó en un cromatógrafo de gases marca AT, modelo 6890 Series Plus, acoplado a un detector selectivo de masas (Agilent Technologies, MSD 5973), operado en modo full scan. La columna empleada en el análisis fue DB-5MS [5%-fenil-poli(meilsiloxano), 60 m x 0.25 mm x 0.25 µm diámetro interno]. La inyección se realizó en modo splitless ($V_{iny} = 2 \mu\text{L}$). La identificación presuntiva de los compuestos registrados en la fracción volátil y semivolátil de las muestras acuosas, se estableció con base en sus espectros de masas (EI, 70eV), usando las bases de datos de Adams, Wiley 138 y NIST05.

Para la descripción más a detalle de los procedimientos de los análisis de la Cromatografía de gases (Alícuota de fase vapor, SPME, Extracción Soxhlet) se pueden apreciar en el **Anexo D**. Los equipos cromatográficos solamente son sensibles para hidrocarburos ligeros con pesos moleculares menores a C25.

Los perfiles sísmicos fueron interpretados manualmente por nosotros sin la utilización de un software especializado para ello. Se trabajó los perfiles con un programa de dibujo técnico siguiendo en cuenta principios básicos de interpretación sísmica.

Figura 36. Diagrama de flujo señalando las principales etapas para el desarrollo del proyecto.



5. RESULTADOS

5.1. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS VOLCANES DE LODO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En la zona de estudio se puede apreciar una morfología general de relieve ondulado, característico de la región (**Figura 37**). La vegetación presente en la zona mayoritariamente es boscosa; por alteración antrópica en la zona están presentes cultivos de yuca, maíz, patilla, frijol, melón, etc; y también hay presencia de áreas para el pastoreo de ganado (vacuno, ovino, caprino, porcino, etc.).

Figura 37. Aspecto general del terreno en el cual se desarrollan localmente volcanes de lodo.



En la zona se aprecian diferentes arroyos, donde conforman drenajes dendríticos a subparalelos, el arroyo principal que pasa por la zona de estudio es Caño de Palma que termina desembocando en la ciénaga de Chilloa, en épocas de lluvias debido a la cantidad de arroyos y por pendientes bajas se forman zonas pantanosas sectorizadas. Por alteración antrópica en la zona se encuentran jagüeyes donde son pozos de agua hechos artesanalmente sobre el terreno para almacenar agua en épocas de verano, también son utilizados en diferentes actividades como el riego de los cultivos, bebederos de agua y piscicultura (**Figura 2**).

En la zona de estudio y alrededores existen senderos o caminos de herradura que comunican las diferentes fincas del área, además hay carreteras transitables en tiempo seco en vehículos de doble tracción y carreta, que comunican fincas, veredas, caseríos y corregimientos alrededor de la zona. Asimismo se encuentra la carretera transitable en tiempo seco que comunica los municipios de Guamal y Astrea (**Figura 2**). La clasificación de vías se realizó con respecto a la leyenda del mapa topográfico de la Plancha 47 de Chiriguana 1:25000 (1977).

Como la zona es de pendiente suave no se aprecian sitios con buenos afloramientos de roca o depósitos, sin embargo se pueden observar horizontes del suelo en los que en algunos casos se conservan relictos de roca (regolitos). Es por ello que se pudo recolectar material rocoso donde se definieron ciertas formaciones presentes en la superficie del área.

Las formaciones presentes en el área son Zambrano y Cuesta las cuales se encuentran en contacto discordante (**Figura 38**), se reconoce estas formaciones teniendo en cuenta la literatura. La Formación Zambrano se reconoció en campo por capas de lodolitas calcáreas grises azulosas (**Figura 39**), capas de lodolitas amarillas con restos fósiles de conchas (**Figura 40**), un nivel de ostreidos al parecer en posición en vida (**Figura 41**) y capas de calizas (coquina),(**Figura 42**).

Figura 38. Aspecto del contacto entre la Fm. Zambrano y la Fm. Cuesta en amarillo.



Figura 39. Aspecto de las capas de lodolitas grises azulosas de la Fm. Zambrano.



Figura 40. Aspecto de las capas de lodolitas amarillas con restos fósiles de la Fm. Zambrano.



Figura 41. Aspecto de un nivel de ostreidos en posición en vida de la Fm. Zambrano.

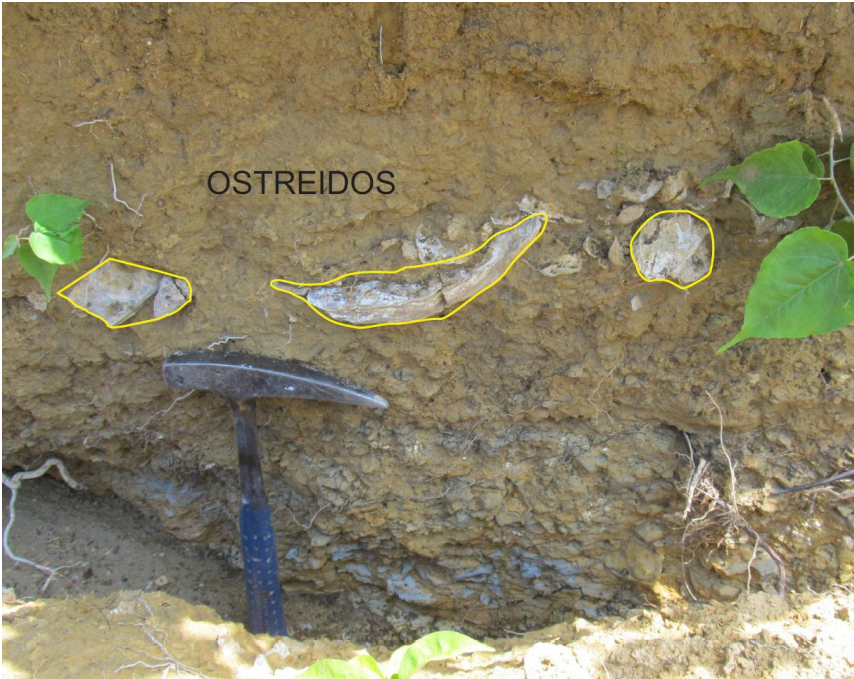


Figura 42. Aspecto de la capa de caliza (coquina) de la Fm. Zambrano.



La Formación Cuesta se reconoció por gravas arenosas de guijarros color marrón rojizo (**Figura 43 y Figura 44**) que presenta xilópalos (**Figura 45**), y fragmentos de galerías. También se evidenció capas de Duricrust (costras ferruginosas) como también clastos ígneos.

Figura 43. Aspecto de un afloramiento de las capas de gravas arenosas de la Fm. Cuesta.



Figura 44. Aspecto de las gravas arenosas rojizas presentes en la Fm. Cuesta.



Figura 45. Aspectos de algunos fragmentos de xilópalos presentes en la Fm. Cuesta.



Se pudo apreciar en el área una fisura algo sinuosa en el suelo de tamaño considerable (**Figura 46**) en dirección Suroeste – Noreste de aproximadamente de 5 m de largo, con aperturas de 10 a 15 cm de ancho, lo cual nos indica la influencia del esfuerzo ejercido por los lodos que vienen ascendiendo sobre las formaciones superficiales. Dentro de la fisura también se pudo apreciar un material de comportamiento plástico similar a los lodos expulsados por los Volcanes. Cabe resaltar que esta observación se realizó en épocas secas.

Figura 46. Aspecto de la fisura sobre el terreno en dirección Suroeste-Noreste, evidenciando la posible influencia de una falla en superficie.

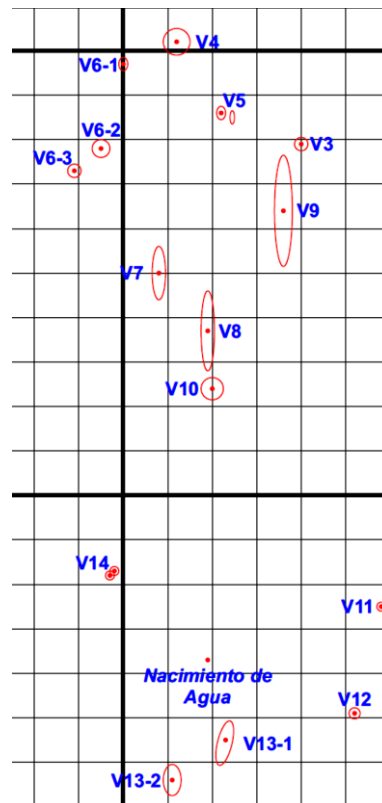


El enfoque principal del proyecto es la presencia en el VIM de los volcanes de lodos presentes en la zona, los cuales los dividimos en 2 subzonas en un área aproximada de 6 Km² por su distribución espacial (**ver Anexo E**). Los volcanes de lodo se encuentran sobre y a horillas de los arroyos, se presume que debido a esto no han desarrollado estructuras grandes en altura y dimensión en forma de cono.

La subzona A esta evidenciada por la presencia de 2 Volcanes de Lodo (Volcán 1 y 2); (**Ver Anexo E**).

La subzona B esta evidenciada por la presencia de 14 Volcanes de Lodo (Volcán 3, 4, 5(1), 5(2), 5(3), 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13(1), 13(2), 14); (**Ver Figura 47 y Anexo E**).

Figura 47. Distribución de los volcanes de lodo en la Subzona B, tomado del Anexo E, escala 1:1000.



También se pudo observar dentro de la subzona B la presencia de un nacimiento de agua salobre.

En campo durante el muestreo se pudo apreciar en uno de los volcanes pequeñas burbujas que emergían de los lodos sobre los volcanes, indicando la presencia de gases dentro de los lodos (**Figura 48**).

Figura 48. Pequeñas burbujas que brotan de los lodos sobre los volcanes.



5.2. RASGO GENERALES DE LOS VOLCANES DE LODO.

Teniendo en cuenta la clasificación de Higgins y Saunders (1974), Carvajal (2001), (resumido Carvajal *et al.*, 2011) descrita anteriormente en la sección 3.2 del presente documento, los volcanes de lodo se pueden clasificar según su forma y

pendiente en los flancos de los conos formados. Dada la condición del terreno, la identificación de la mayoría de los volcanes de lodo se hizo a priori por el movimiento del comportamiento plástico inducido por una fuerza aplicada (pisando fuerte) sobre la superficie del terreno. En algunos volcanes de lodo, con fácil acceso, se introdujeron ramas rectas para conocer una profundidad aproximada de los volcanes, las cuales varían entre 3 y 5 metros (**Figura 49**). A continuación se describen los volcanes de lodos encontrados en la zona de estudio, en el VIM.

Figura 49. Medición de la profundidad en uno de los Volcanes de Lodo, aproximadamente la rama alcanzó una profundidad de 3 metros que se muestra en el punto señalado en la rama.



En el área se identificaron 16 volcanes de lodo dispersos en tres predios de propiedad de las familias Narváez, Hernández y Guerra; en general se encuentran mimetizados con la vegetación lo cual los hace de difícil acceso y están cercanos a los arroyos del área. Algunos de los volcanes presentan estructura o cono, y difieren principalmente en sus dimensiones por su forma y tamaño, (**Ver Tabla 1**); al parecer todos estos cuerpos están asociados a un mismo sistema de flujos de lodo, en el cual arrastran materiales de las diferentes capas del subsuelo, evidenciados principalmente en la diferencia de color, textura y viscosidad de los materiales expulsados, algunos de los volcanes más representativos se aprecian en las **Figuras 50 y 51**. Para ver la descripción detallada de los volcanes de lodo ver **Anexo E y F**.

Tabla 1. Tabla de clasificación de los volcanes de lodo presentes en la zona de estudio.

Volcanes	Coordenadas Gauss-Krueger		Dimensiones		Clasificación	Muestras
	Norte	Este	Ancho(m)	Largo(m)		
Volcan 1	1523529	1004736	5	5	Tipo O	LR-01
Volcan 2	1523395	1004523	7	7	Tipo O	LR-02
Volcan 3	1524078	1003439	3	3	Tipo C	
Volcan 4	1524102	1003412	9	9	Tipo B	LR-05
Volcan 5	1524085	1003422	3	3	Tipo B	
Volcan 6 (1)	1524097	1003400	2	2	Tipo B	
Volcan 6 (2)	1524078	1003395	3	3	Tipo B	
Volcan 6 (3)	1524073	1003389	2	2	Tipo B	
Volcan 7	1524050	1003408	3	12	Tipo A	
Volcan 8	1524037	1003419	3	20	Tipo A	LR-04
Volcan 9	1524064	1003436	5	30	Tipo A	
Volcan 10	1524025	1003420	5	5	Tipo A	
Volcan 11	1523973	1003458	3	3	Tipo O	LR-03
Volcan 12	1523951	1003452	2	2	Tipo O	
Volcan 13 (1)	1523955	1003424	3	10	Tipo B	
Volcan 13 (2)	1523935	1003411	3	7	Tipo B	
Volcan 14	1523981	1003397	1	1	Tipo C	

Figura 50. Volcán de Lodo #2, donde no se aprecia una estructura cónica, se clasifica como Tipo O.



Figura 51. Volcán de lodo #4, es uno de los más grandes y se aprecia perfectamente la estructura cónica, se clasifica como Tipo B.



5.3. COMPOSICIÓN DE LOS FLUJOS DE LODO (MACRO Y MICRO)

En la fase de campo, se recolectaron 5 muestras representativas de los Volcanes de Lodo, donde se aprecia sus principales características, las cuales describimos a continuación. El resultado de las secciones delgadas no fue el esperado, debido al proceso de elaboración.

LR-01

Se observa un fluido con una fase líquida (agua), fase sólida (minerales), y una fase gaseosa (metano y otros); la fase sólida está compuesta principalmente por partículas tamaño arcilla, limo y arena según la tabla de tamaño de grano (textura) de Wentworth (Tomada de Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). En general el fluido presenta un color marrón oliva oscuro (3/3 2.5Y) según las cartas de color de suelo de Munsell (1994) (**Figura 52**); un viscosidad baja, con un alto contenido de agua en general.

Figura 52. Muestra de lodo LR-01, se aprecia un color marrón oliva oscuro (3/3 2.5Y).



En el estéreomicroscopio se pudo observar características más puntuales, en mayor proporción se encuentra granos cristalinos (Xenocristales) de cuarzo, con una redondez que va de angular a subangular, de colores incoloros, blancos, amarillos y rosados de diferentes tamaños. De proporción igual o menor se observa minerales arcillosos terrosos que se encuentran uniformemente sobre toda la muestra (**Figura 53 y Figura 54**). En una proporción mucho menor se encuentra fragmentos líticos (Micro-xenolitos) de color rojizo y de óxidos con formas angulares. Hay mayor proporción de partículas tamaño arcilla en comparación con partículas tamaño limo. Se pudo apreciar como rasgo peculiar la presencia de un fragmento fósil (**Figura 55**).

Figura 53. Muestra de lodo LR-01, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).

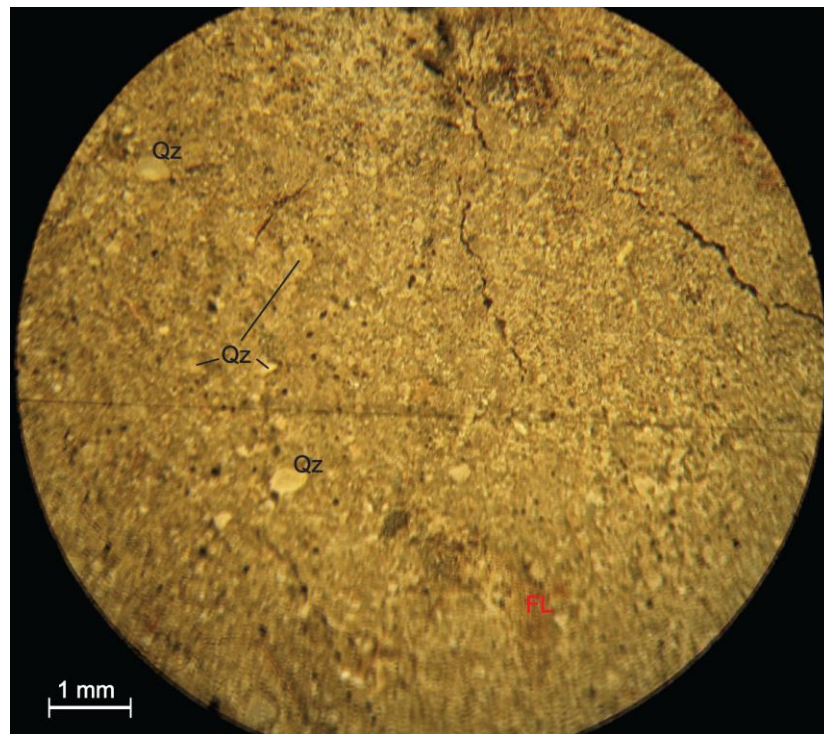


Figura 54. Muestra de lodo LR-01, foto tomada en el estereomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz).

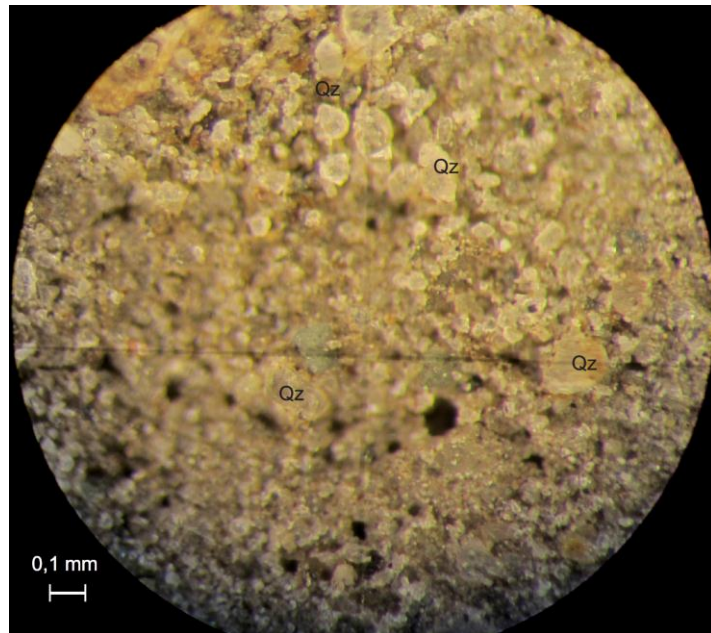
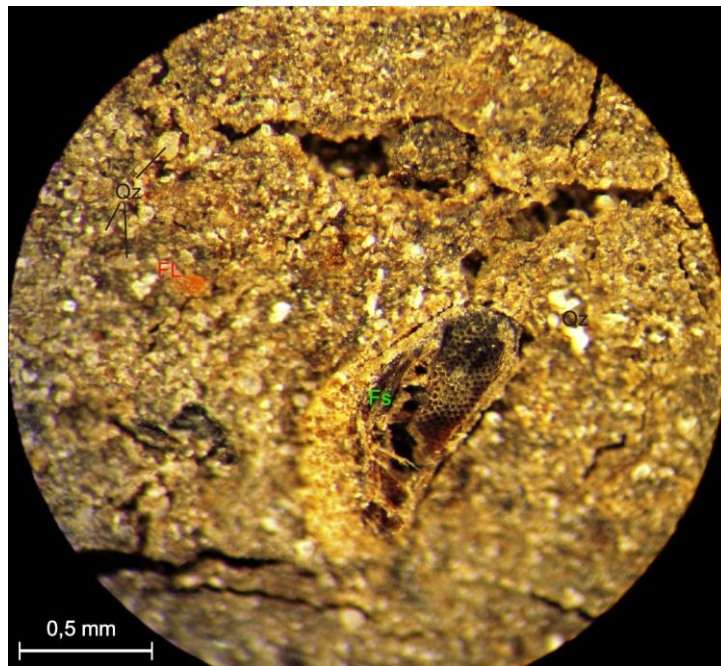


Figura 55. Fragmento fósil presente en la muestra de lodo LR-01. Cuarzo (Qz), Fósil (Fs), Fragmento lítico (FL).



En sección delgada se pudo observar en la misma proporción de xenocristales de cuarzo, con una redondez que va de subredondeado a angular, con tamaños que van desde 0,2 mm a 1,85 mm aproximadamente, los xenocristales de cuarzo están altamente fracturados y algunos presentan extinción ondulosa. En una proporción mucho menor se observan fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizos (nicos paralelos), los fragmentos son isotrópicos. Ocasionalmente se observan minerales opacos de forma irregular y con tamaños de 1,32 mm. No se observó como tal una matriz debido a la calidad de la sección (**Figura 56 Y Figura 57**).

Figura 56. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-01, en nicos cruzados (izquierda) y nicos paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).

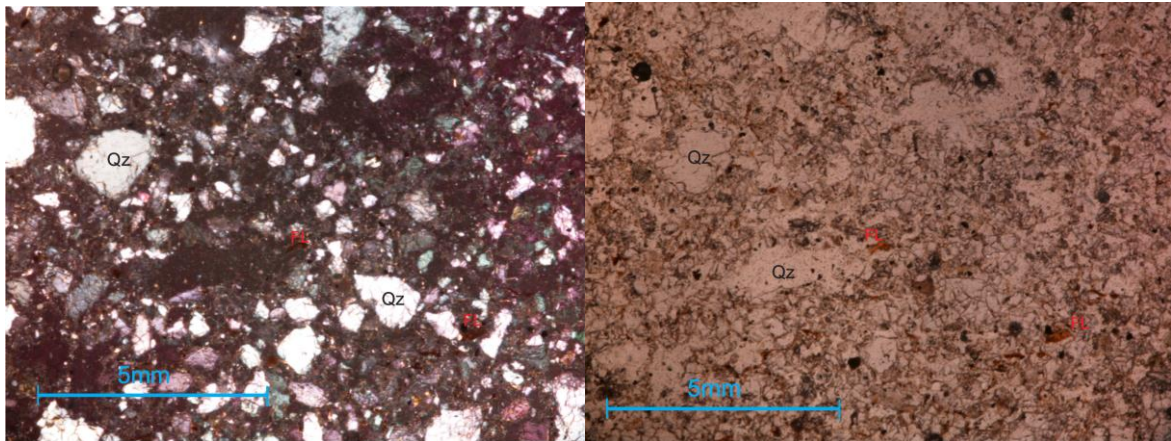
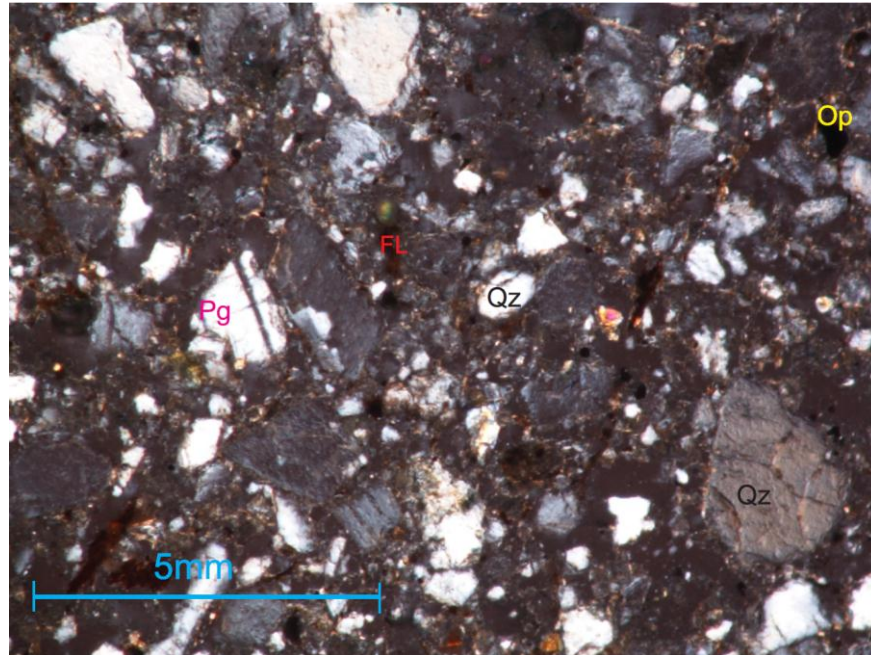


Figura 57. Fotografía de la sección delgada de la muestra LR-01, en nicoles cruzados, donde se observa la presencia de un xenocrystal de plagioclasa (Pg). Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).



LR-02

Se observa un fluido con una fase líquida (agua), fase sólida (minerales), y una fase gaseosa (metano y otros); la fase sólida está compuesta principalmente por partículas tamaño arcilla, limo y arena según la tabla de tamaño de grano (textura) de Wentworth (Tomada de Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). En la muestra se observa una diferenciación de material por variación de la densidad, dicha diferencia se observa claramente en la variación del color, esto ocurre estando la muestra en reposo durante 3 meses; en general los colores del fluido son amarillo (7/6 10YR), y marrón amarillento claro (6/4 2.5Y) según las cartas de color de suelo de Munsell (1994) (**Figura 58**); el primer material presenta una viscosidad baja y el segundo una viscosidad alta, con un menor contenido de agua con respecto a la fase sólida en general para toda la muestra.

Figura 58. Muestra de lodo LR-02, se aprecia unos colores amarillo (arriba) (7/6 10YR) y marrón amarilloso claro (abajo) (6/4 2.5Y).



En el estéreomicroscopio se pudo observar características más puntuales, en mayor proporción se encuentra granos cristalinos (Xenocristales) de cuarzo, con una redondez que va de subangular a subredondeados, de colores incoloros, blancos, amarillos, verdes y rosados de diferentes tamaños. De proporción igual o menor se observa minerales arcillosos terrosos que se encuentran uniformemente sobre toda la muestra, cuando la muestra entra en contacto con el agua, las arcillas se expanden (**Figura 59 y Figura 60**). En una proporción mucho menor se encuentra fragmentos líticos (Micro-xenolitos) rojizos y óxidos con formas angulares, donde los óxidos son muy pequeños. Hay mayor proporción de partículas tamaño limo en comparación con partículas tamaño arcilla.

Figura 59. Muestra de lodo LR-02, foto tomada en el estereomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Óxidos (Ox), Resina (R).

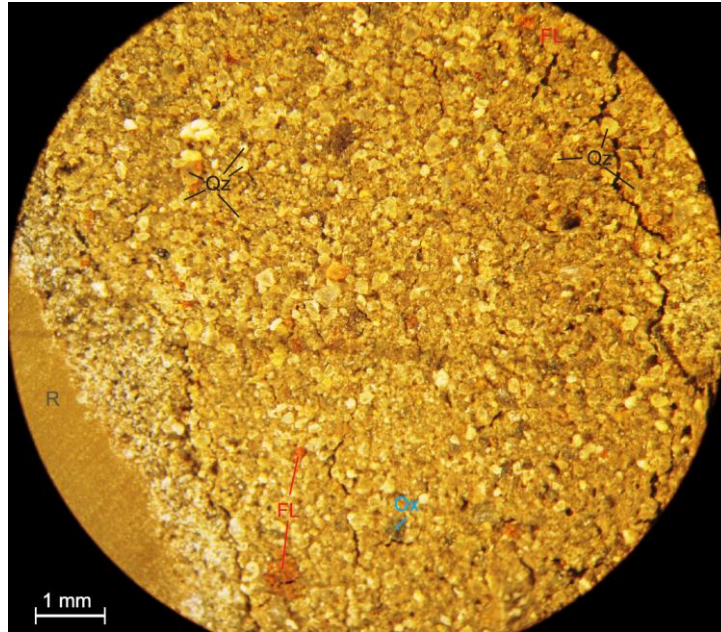
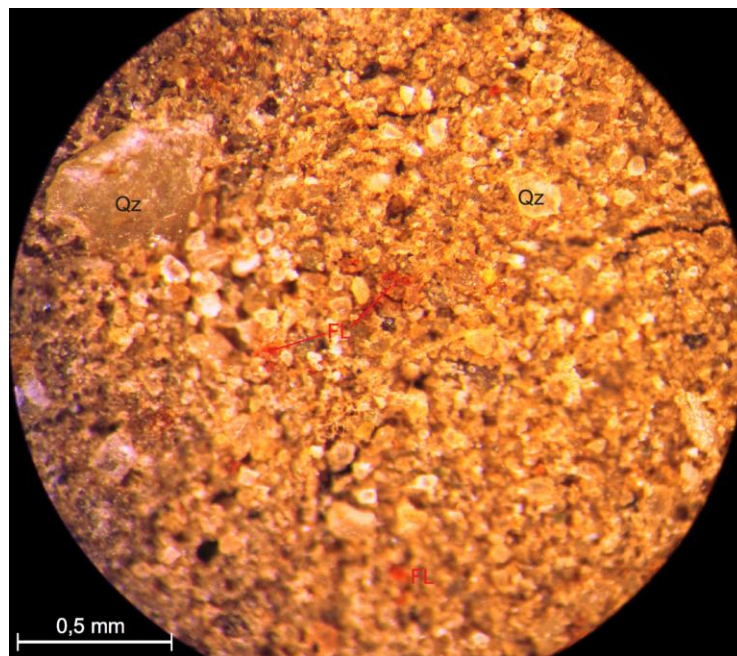
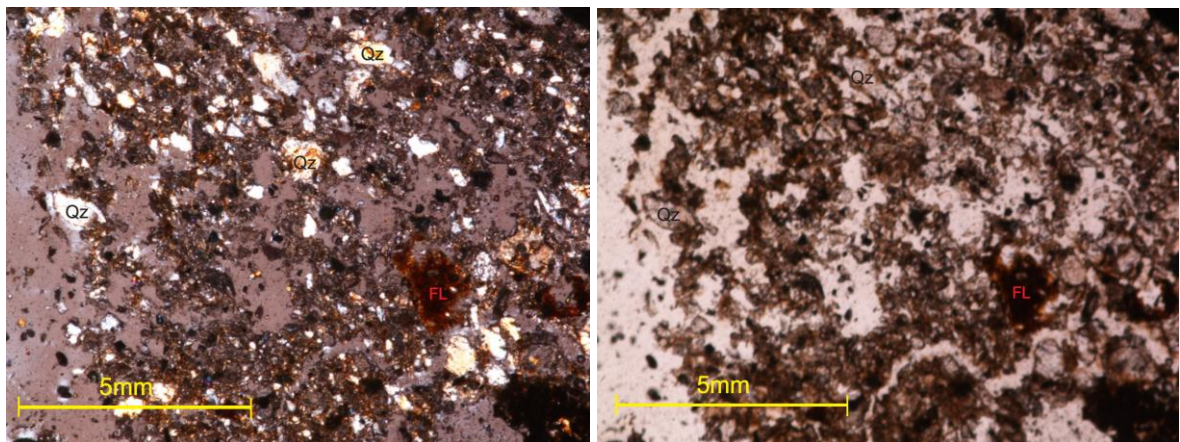


Figura 60. Muestra de lodo LR-02, foto tomada en el estereomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).



En sección delgada se pudo observar en la misma proporción xenocristales de cuarzo, con una redondez que va de subangulares a subredondeados, con tamaños que van desde 0,4 mm a 1,6 mm aproximadamente, los xenocristales de cuarzo están altamente fracturados y algunos cristales presentan extinción ondulosa. En una proporción mucho menor se observan fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizos (nicoses paralelos) irregulares, los fragmentos son isotrópicos. Ocasionalmente se observan minerales opacos de forma irregular y con tamaños de 0,6 mm. No se observó como tal una matriz debido a la calidad de la sección (**Figura 61**).

Figura 61. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-02, en nicoses cruzados (izquierda) y nicoses paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).



LR-03

Se observa un fluido con una fase líquida (agua), fase sólida (minerales), y una fase gaseosa (metano y otros); la fase sólida está compuesta principalmente por partículas tamaño arcilla, limo y arena según la tabla de tamaño de grano (textura) de Wentworth (Tomada de Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). En general el fluido presenta un color amarillo oliva (6/6 2.5Y) según las cartas de color de suelo de

Munsell (1994) (**Figura 62**); con una viscosidad media, con un alto contenido de agua en general.

Figura 62. Muestra de lodo LR-03, se aprecia un amarillo oliva (6/6 2.5Y).



En el estéreomicroscopio se pudo observar características más puntuales, en mayor proporción se encuentra granos cristalinos (xenocristales) de cuarzo, con una redondez que va de subangular a subredondeados, de colores incoloros, blancos, amarillos y rosados de un tamaño similar para los granos. De proporción igual se observa minerales arcillosos terrosos que se encuentran uniformemente sobre toda la muestra, cuando la muestra entra en contacto con el agua, las arcillas se expanden (**Figura 63 y Figura 64**). En una proporción mucho menor se encuentra fragmentos líticos (micro-xenolitos) y de óxidos angulares, donde los fragmentos líticos son de color rojizo y blancos, estos últimos al parecer están alterados y se están meteorizando (**Figura 65**). Hay mayor proporción de partículas tamaño arcilla en comparación con partículas tamaño limo.

Figura 63. Muestra de lodo LR-03, foto tomada en el estéreomicroscopio con más detalle en los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Oxidos (Ox), Resina (R).

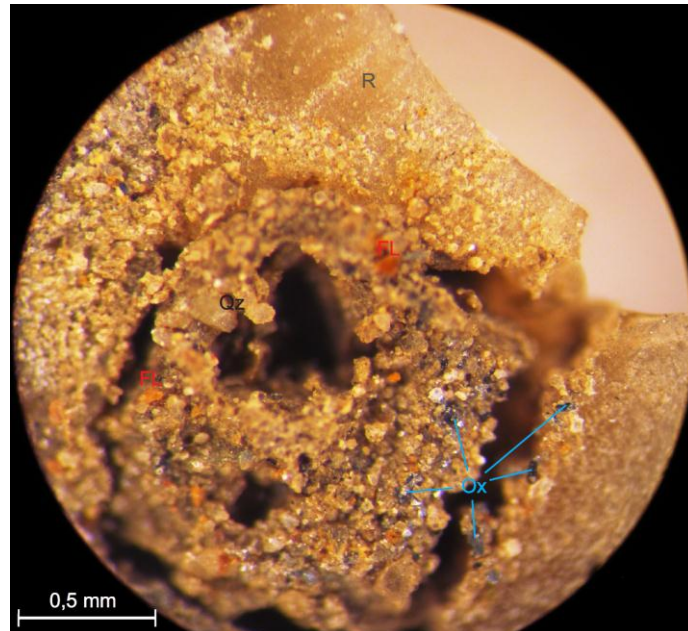
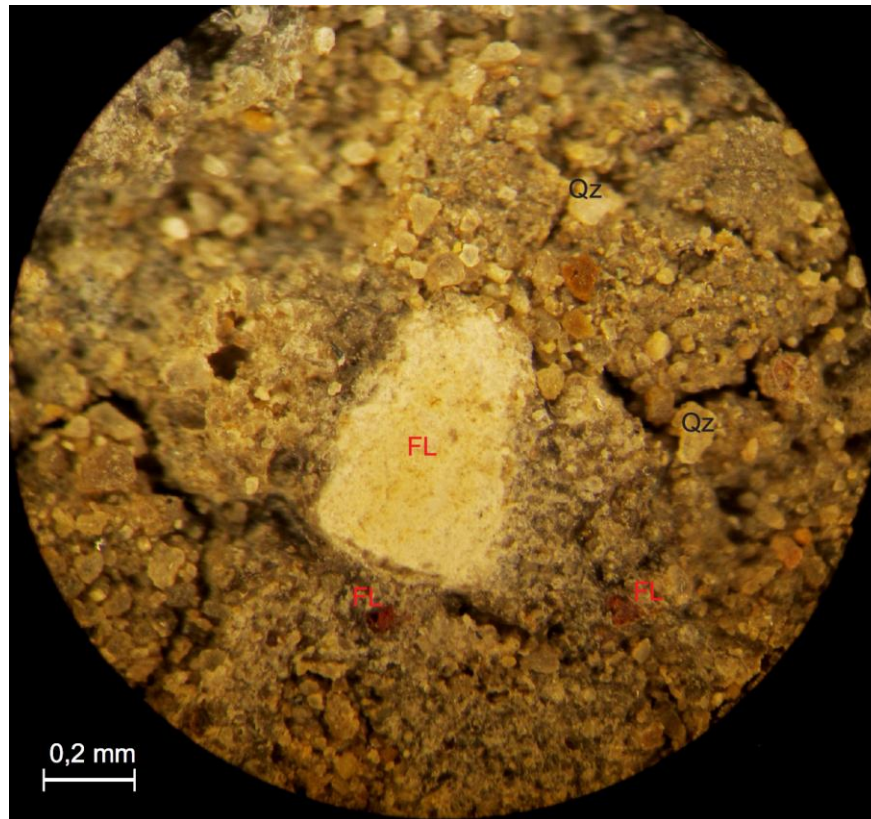


Figura 64. Muestra de lodo LR-03, foto tomada en el estéreomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Oxidos (Ox), Resina (R).

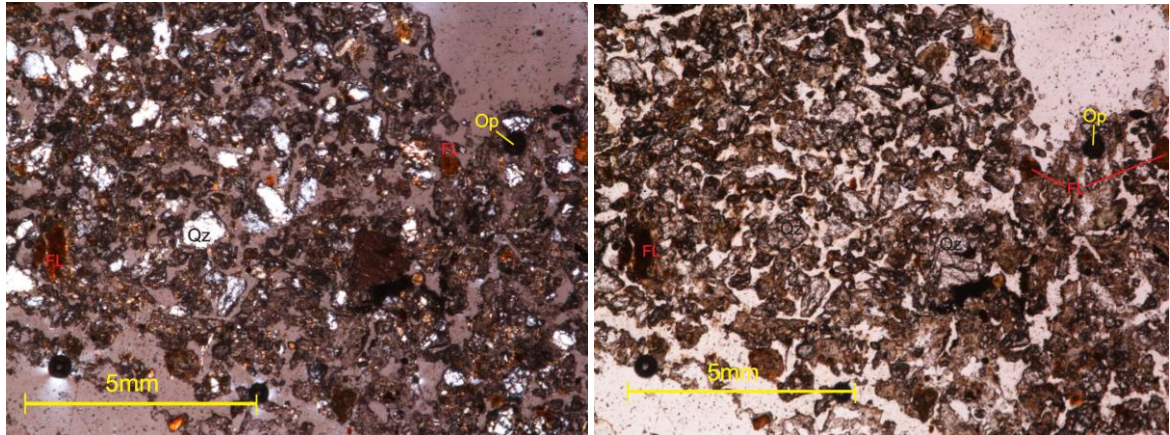


Figura 65. Fragmento lítico alterado presente en la muestra de lodo LR-03. Cuarzo (Qz), Fragmento lítico (FL).



En sección delgada se pudo observar en la misma proporción xenocristales de cuarzo, con una redondez que va de subangulares a subredondeados, con tamaños que van desde 0,65 mm a 1,7 mm aproximadamente, algunos de los xenocristales están fracturados. En una proporción mucho menor se observan fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizos (nicoles paralelos) irregulares algunos de forma alargada de tamaños de 1,2 mm, los fragmentos son isotrópicos. Ocasionalmente se observan minerales opacos de forma irregular y con tamaños de 0,5 mm. No se observó como tal una matriz debido a la calidad de la sección (**Figura 66**).

Figura 66. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-03, en nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).



LR-04

Se observa un fluido con una fase líquida (agua), fase sólida (minerales), y una fase gaseosa (metano y otros); la fase sólida está compuesta principalmente por partículas tamaño arcilla, limo y arena según la tabla de tamaño de grano (textura) de Wentworth (Tomada de Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). En la muestra se observa una mezcla de material con densidades similares, dicha diferencia se observa claramente en la variación del color, esto ocurre estando la muestra en reposo durante 3 meses; en general los colores del fluido son amarillo (8/8 2.5Y), y amarillo pálido (7/4 5Y) según las cartas de color de suelo de Munsell (1994) (**Figura 67**); para ambos materiales la viscosidad es muy alta, con un contenido de agua muy baja en general para toda la muestra.

Figura 67. Muestra de lodo LR-04, se aprecia los colores amarillo (abajo) (8/8 2.5Y) y amarillo pálido (arriba) (7/4 5Y).



En el estéreomicroscopio se pudo observar características más puntuales, en mayor proporción se observa minerales arcillosos terrosos que se encuentran uniformemente sobre toda la muestra. De proporción algo menor se encuentra granos cristalinos (xenocristales) de cuarzo, con una redondez que va de subangular a subredondeados, de colores incoloros, blancos, amarillos y rosados de un tamaño similar para los granos (**Figura 68 y Figura 69**). En una proporción mucho menor se encuentra fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizo y de óxidos con formas angulares. Hay mayor proporción de partículas tamaño arcilla en comparación con partículas tamaño limo. Se pudo apreciar como rasgo peculiar la presencia de un fragmento fósil (concha de molusco), (**Figura 70**).

Figura 68. Muestra de lodo LR-04, foto tomada en el estereomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Resina (R).



Figura 69. Fragmentos líticos (micro-xenolitos) rojizos presentes en la muestra de lodo LR-04. Fragmento lítico (FL), Resina (R).



Figura 70. Fragmento fósil (conchita) presente en la muestra de lodo LR-04. Fósil (Fs), Fragmento lítico (FL), Resina (R), Minerales arcillas (MA).



En sección delgada se pudo observar en la misma proporción de xenocristales de cuarzo, con una redondez que va de subangulares a subredondeados, con tamaños que van desde 0,9 mm a 1,3 mm aproximadamente, algunos de los xenocristales de cuarzo están fracturados y otros presentan extinción ondulosa. En una proporción mucho menor se observan fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizos (nicos paralelos) irregulares a redondeados de tamaños que van de 1,4 mm a 6,11 mm, los fragmentos son isotrópicos. No se observan minerales opacos. No se observó como tal una matriz debido a la calidad de la sección (**Figura 71**). Peculiarmente se observó un fragmento fósil (**Figura 72**).

Figura 71. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-04, en nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).

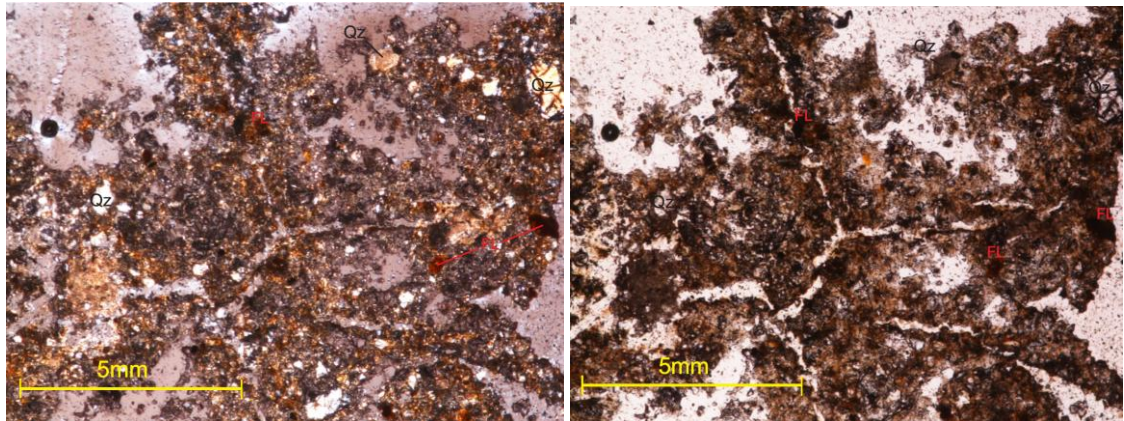
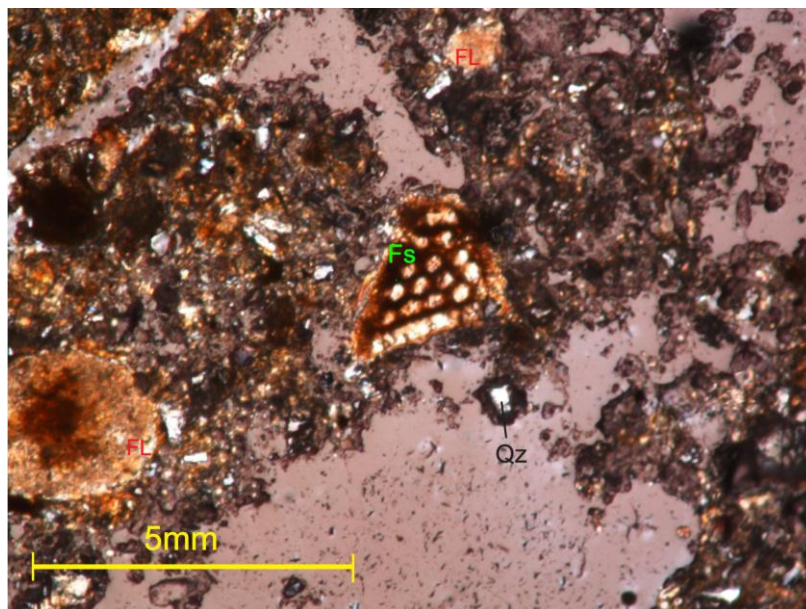


Figura 72. Fotografía de la sección delgada de la muestra LR-04, en nicols cruzados, donde se observa la presencia de un fósil (Fs), Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL).



LR-05

Se observa un fluido con una fase líquida (agua), fase sólida (minerales), y una fase gaseosa (metano y otros); la fase sólida está compuesta principalmente por partículas tamaño arcilla, limo y arena según la tabla de tamaño de grano (textura) de Wentworth (Tomada de Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). En la muestra se observa una diferenciación de material por variación de la densidad, dicha diferencia se observa claramente en la variación del color, esto ocurre estando la muestra en reposo durante 3 meses; en general los colores del fluido son amarillo (7/8 2.5Y), y oliva (5/6 5Y) según las cartas de color de suelo de Munsell (1994) (**Figura 73**) para ambos materiales la viscosidad es de alta a media, con un menor contenido de agua con respecto a la fase sólida en general para toda la muestra.

Figura 73. Muestra de lodo LR-05, se aprecia los colores amarillo (arriba) (7/8 2.5Y) y oliva (abajo) (5/4 5Y).



En el estéreomicroscopio se pudo observar características más puntuales, en mayor proporción se encuentra granos cristalinos (Xenocristales) de cuarzo, con una redondez que va de subangular a subredondeados, de colores incoloros, blancos y rosados de un tamaño similar para los granos (**Figura 74**). De proporción igual se observa minerales arcillosos terrosos que se encuentran uniformemente sobre toda

la muestra (**Figura 75**). En una proporción mucho menor se encuentran fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizo y blancos (**Figura 76**), que al parecer se están alterando o están totalmente alterados. También se encuentran óxidos con formas angulares y son muy pequeños. Hay mayor proporción de partículas tamaño arcilla en comparación con partículas tamaño limo.

Figura 74. Muestra de lodo LR-05, foto tomada en el estereomicroscopio para observar los xenocristales. Cuarzo (Qz), Resina (R).

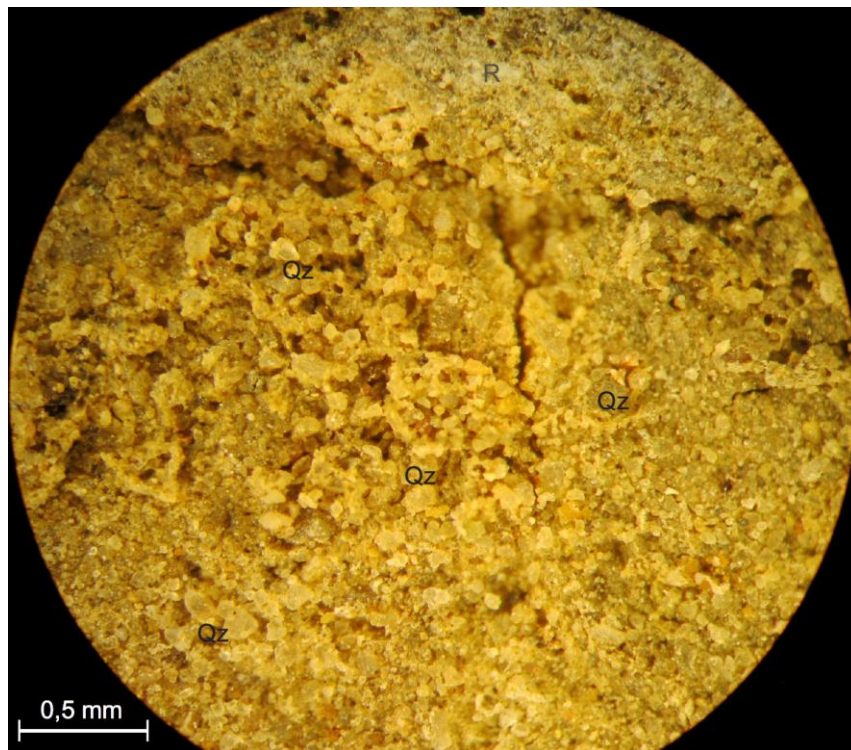


Figura 75. Fragmento lítico rojizo (micro-xenolitos) presente en la muestra de lodo LR-05. Fragmento lítico (FL), Cuarzo (QZ), Óxidos (Ox).

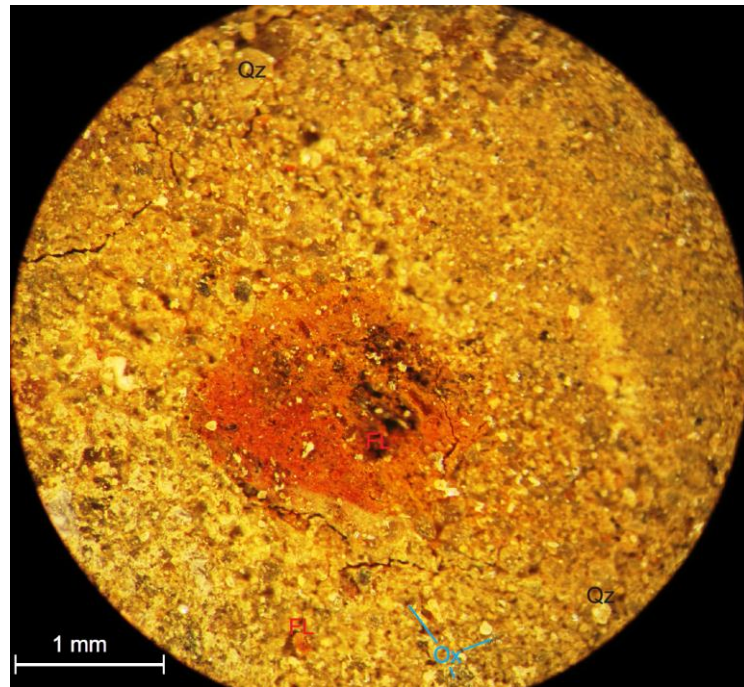
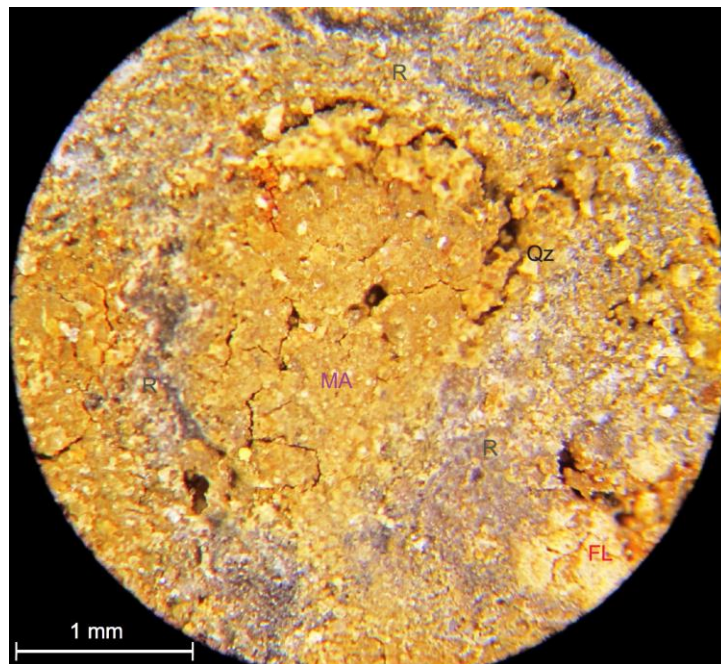
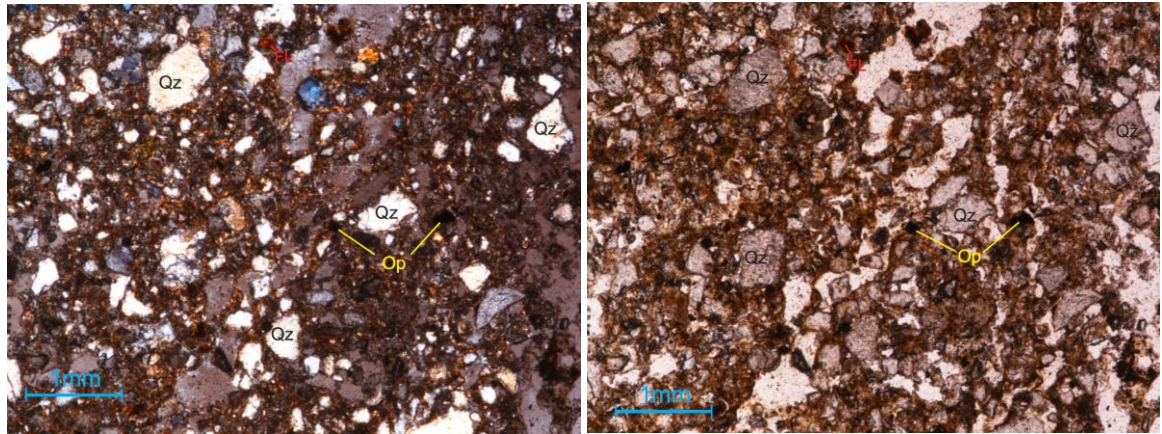


Figura 76. Concentración de Minerales arcillosos presente en la muestra de lodo LR-05. Fragmento lítico (FL), Cuarzo (QZ), Resina (R), Minerales arcilla (MA).



En sección delgada se pudo observar en la misma proporción de xenocristales de cuarzo, con una redondez que va de subangulares a redondeados, con tamaños que van desde 0,6 mm a 2 mm aproximadamente, algunos de los xenocristales están fracturados. En una proporción mucho menor se observan fragmentos líticos (micro-xenolitos) de color rojizos (nicoles paralelos) irregulares de tamaños que van de 0,9 mm a 4 mm, los fragmentos son isotrópicos. Ocasionalmente se observan minerales opacos de forma irregular y con tamaños de 0,3 mm. No se observó como tal una matriz debido a la calidad de la sección (**Figura 77**).

Figura 77. Fotografías de la sección delgada de la muestra LR-05, en nicols cruzados (izquierda) y nicols paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Cuarzo (Qz), Fragmentos líticos (FL), Opacos (Op).



Observación

Los fragmentos de roca (Xenolitos) recolectados (**Figura 78**), principalmente en los volcanes de lodo #4 y #5, son clastos de composiciones de nódulos de óxidos de hierro (mayor proporción) (**Figura 79**), calizas Packestone (**Figura 80**) (según la clasificación textural de Dunham, 1962, en Cruz *et al.*, 2007), y areniscas con cemento ferruginoso (**Figura 81**) (sublitarenita, según Folk 1974, en Cruz *et al.*, 2007). Todos los xenolitos se encuentran fracturados, y su redondez va de angulares a subredondeados.

Figura 78. Todos los fragmentos de roca (Xenolitos) recolectados en los flujos de lodo.



Figura 79. Xenolito de un nódulo de hierro, se aprecia la estructura interna de éste.



Figura 80. Xenolitos de calizas.



Figura 81. Xenolitos de areniscas con cemento ferruginoso.



Para los xenolitos de nódulos de hierro se realizó una sección delgada donde se pudo observar que están conformados principalmente por óxidos de hierro en diferentes bandas de color rojizo, violeta y anaranjado (nicoses paralelos); se observa también que hay cristales de cuarzo embebidos dentro de la matriz de los óxidos de hierro que al parecer es homogénea (**Figura 82**), los cristales son subredondeados de tamaños de 0,3 mm aproximadamente. La muestra está fracturada, en la que algunas fracturas están rellenas por calcita (vetillas), las vetillas poseen un grosor de 0,12 mm y algunas siguen el contorno de las bandas (**Figura 83**).

Figura 82. Fotografías de la sección delgada del nódulo de hierro, en nicoses cruzados (izquierda) y nicoses paralelos (derecha) las fotografías se realizaron con un objetivo de 5X. Oxidos (Ox), Calcita (Ca).

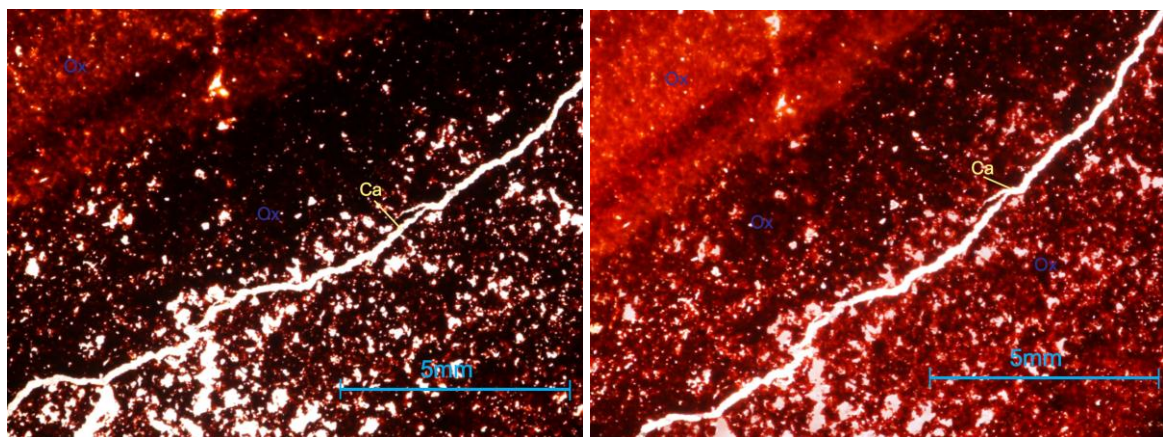
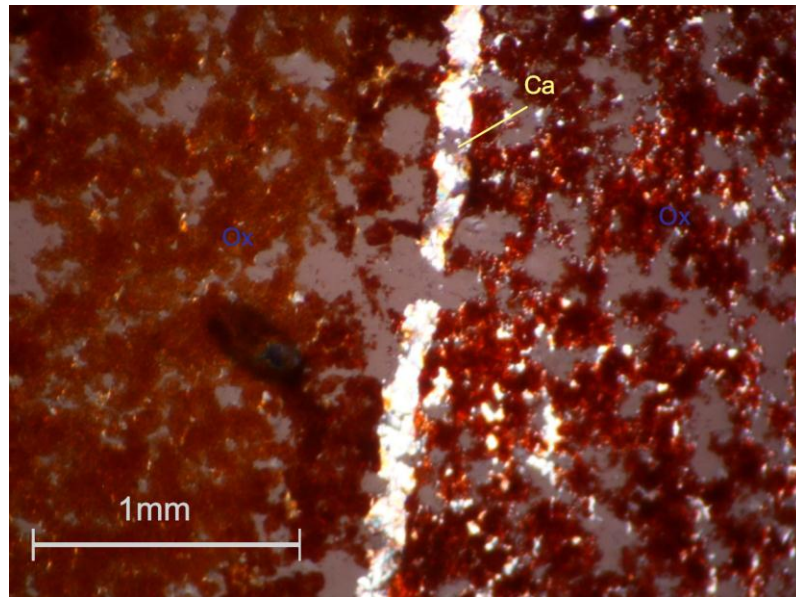


Figura 83. Fracturas rellenas por calcita, la fotografía se realizó con un objetivo de 20X en nicoles cruzados. Oxidos (OX), Calcita (Ca).



5.4. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE MATERIALES ASOCIADOS A LOS FLUJOS DE LODO (DRX)

Debido a que la caracterización composicional (macro y micro) no asegura la identificación de todos los componentes que poseen los fluidos de lodo (arcillas y limos), se realizó un DRX para tener certeza de los materiales en especial los más finos. En los análisis se pudo determinar una fase cristalina (minerales) y una fase de amorfos y otros, con porcentajes muy variables. A continuación se muestran las tablas de los análisis de DRX de las 5 muestras. La fase cristalina reportada como moscovita, se asocia al mineral conocido como sericita (mineral arcilloso):

LR-01

Tabla 2. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-01.

I. LR01 (D3RT)

FASE		NOMBRE	CUANTITATIVO (D.E)
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo	48,4 % (0,2)
	$\text{Na (Al Si}_3\text{ O}_8\text{)}$	Albita	10,4 % (0,2)
	$\text{Fe S}_{1,74}$	Pirita	< 1 %
	$\text{K}_{0,92} \text{Na}_{0,08} \text{Al}_{1,86} \text{Fe}_{0,14} \text{Mg}_{0,02} (\text{Al}_{0,97} \text{Si}_{3,03} \text{O}_{10}) (\text{OH})_2$	Moscovita	6,1 % (0,)
	$\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_5) (\text{OH})_4$	Caolinita	4,6 % (0,1)
	$(\text{Mg, Fe, Al})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$	Clinocloro	N.C
	$\text{K Si}_3 \text{Al O}_8$	Ortoclasa	< 1 %
Total Cristalino			70,1 %
Amorfos y otros			29,9 %

LR-02

Tabla 3. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-02.

2. LR02 (D3RU)

FASE		NOMBRE	CUANTITATIVO (D.E)
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo	44,0 % (0,2)
	$\text{Na (Al Si}_3\text{ O}_8\text{)}$	Albita	8,0 % (0,1)
	$\text{Ca (C O}_3\text{)}$	Calcita	1,9 % (0,1)
	$\text{K}_{0,86} \text{Al}_{1,94} (\text{Al}_{0,965} \text{Si}_{2,895} \text{O}_{10}) (\text{OH})_2$	Moscovita	10,4 % (0,2)
	$\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{O}_5) (\text{OH})_4$	Caolinita	3,8 % (0,1)
	$(\text{Mg, Fe})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_8$	Clinocloro	N.C
	$\text{K Al Si}_3 \text{O}_8$	Ortoclasa	1,2 % (0,1)
Total Cristalino			69.3 %
Amorfos y otros			30.7 %

LR-03

Tabla 4. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-03.

3. LR03 (D3RV)

FASE		NOMBRE	CUANTITATIVO (D.E)
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo	26,6 % (0,2)
	$\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8 \text{)}$	Albita	4,7 % (0,2)
	$\text{Ca (C O}_3 \text{)}$	Calcita	<1 %
	$(\text{K, Na}) \text{ Al}_2 (\text{Si, Al})_4 \text{ O}_{10} (\text{O H})_2$	Moscovita	12,8 % (0,3)
	$\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{ O}_5) (\text{O H})_4$	Caolinita	11,0 % (0,3)
	$\text{Na}_{0,3} (\text{Al, Mg})_2 \text{ Si}_4 \text{ O}_{10} (\text{O H})_2 \cdot x \text{ H}_2 \text{ O}$	Montmorillonita	N.C
	$\text{Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_5 (\text{O H})_4$	Halloisita	N.C
	$(\text{Mg}_{11.148} \text{ Fe}_{0.852}) ((\text{Si}_{4.99} \text{ Al}_{3.01}) \text{ O}_{20} (\text{O H})_{16})$	Clinocloro	2,2 % (0,2)
$\text{K Al Si}_3 \text{ O}_8$	Ortoclasa	1,0 % (0,1)	
Total Cristalino			59.2 %
Amorfos y otros			40.8 %

LR-04

Tabla 5. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-04.

4. LR04 (D3RX)

FASE		NOMBRE	CUANTITATIVO (D.E)
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo	28,3 % (0,2)
	$\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8 \text{)}$	Albita	7,3 % (0,2)
	Ca C O_3	Calcita	6,0 % (0,2)
	$\text{K (Al, Fe})_2 \text{ Al Si}_3 \text{ O}_{10} (\text{O H})_2$	Moscovita	9,8 % (0,2)
	$\text{Al}_2 (\text{Si}_2 \text{ O}_5) (\text{O H})_4$	Caolinita	8,8 % (0,2)
	$\text{Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_5 (\text{O H})_4$	Halloisita	N.C
	$(\text{Mg, Fe, Al})_6 (\text{Si, Al})_4 \text{ O}_{10} (\text{O H})_8$	Clinocloro	1,0 % (0,1)
	$\text{K Al Si}_3 \text{ O}_8$	Ortoclasa	N.C
Total Cristalino			61,2 %
Amorfos y otros			38,8 %

LR-05

Tabla 6. Tabla de resultados del análisis de DRX de la muestra LR-05.

5. LR05 (D3RY)

FASE		NOMBRE	CUANTITATIVO (D.E)
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo	47,7 % (0,2)
	$\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8 \text{)}$	Albita	< 1 %
	$\text{Ca (C O}_3 \text{)}$	Calcita	1,0 % (0,1)
	$\text{K}_{0,93} \text{ Na}_{0,07} \text{ Al}_{1,86} \text{ Fe}_{0,2} \text{ Mg}_{0,07} \text{ (Al}_{1,13} \text{ Si}_{2,87} \text{ O}_{10} \text{) (OH)}_2$	Moscovita	5,6 % (0,2)
	$\text{Al}_2 \text{ (Si}_2 \text{ O}_5 \text{) (OH)}_4$	Caolinita	11,2 % (0,2)
	$\text{Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_5 \text{ (OH)}_4$	Halloisita	N.C
	$\text{(Mg, Fe)}_6 \text{ (Si, Al)}_4 \text{ O}_{10} \text{ (OH)}_8$	Clinocloro	N.C
	$\text{K Si}_3 \text{ Al O}_8$	Ortoclasa	1,0 % (0,1)
Total Cristalino			66,9 %
Amorfos y otros			33,1 %

5.5. COMPOSICIÓN DE LAS EMISIONES VOLÁTILES DE LOS VOLCANES DE LODO (CROMATOGRAFÍA DE GASES)

Según la bibliografía consultada, muchos de los Volcanes de Lodo alrededor del mundo emanan ciertos tipos de gases, la composición de estos gases varía dependiendo del evento geológico asociado a la génesis de los sistemas volcánicos lodosos, en la mayoría de los casos están asociados a yacimientos de hidrocarburos (campos de gas); por esta razón se decidió realizar un análisis de cromatografía a la fase gaseosa, presentes en los flujos de lodo. Se realizaron tres técnicas (Alícuota de Fase de Vapor, SPME, y Extracción Soxhlet), y a continuación se muestran los resultados de cada técnica:

Alícuota de Fase de Vapor

LR-01

Tabla 7. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-01.

N° pico	Identificación tentativa	Concentración del compuesto (ppm)
		985135-01-AM Muestra: LR-01-Guamal, Mag
1	Metano	78,2
2	Etano	0,1
3	Propano	0,1
4	Propileno	0,1

LR-02

Tabla 8. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-02.

N° pico	Identificación tentativa	Concentración del compuesto (ppm)
		985135-02-AM Muestra: LR-02-Guamal, Mag
1	Metano	127,2
2	Etano	1,1
3	Eteno	1,3
4	Propano	0,3
5	Propileno	0,6

LR-03

Tabla 9. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-03.

N° pico	Identificación tentativa	Concentración del compuesto (ppm)
		985135-03-AM Muestra: LR-03-Guamal, Mag
1	Metano	238,4
2	Etano	1,5
3	Eteno	1,4
4	Propano	0,5
5	Propileno	0,7

LR-04

Tabla 10. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-04.

N° pico	Identificación tentativa	Concentración del compuesto (ppm)
		985135-04-AM Muestra: LR-04-Guamal, Mag
1	Metano	24,9

LR-05

Tabla 11. Tabla de resultados del análisis de Cromatografía de gases por la técnica de alícuota de fase de vapor de la muestra LR-05.

N° pico	Identificación tentativa	Concentración del compuesto (ppm)
		985135-05-AM Muestra: LR-05-Guamal, Mag
1	Metano	125,3
2	Etano	0,6
3	Eteno	0,7
4	Propano	0,3

Microextracción en Fase Solida en el Espacio de Vapor (HS-SPME por sus siglas en ingles)

Por medio del análisis de HS-SPME en las muestras **LR-01**, **LR-02**, **LR-03**, **LR-04** y **LR-05**, no reporta la presencia de compuestos detectables por GC-MS (DB-5MS, 60m; EI, 70 eV, full scan).

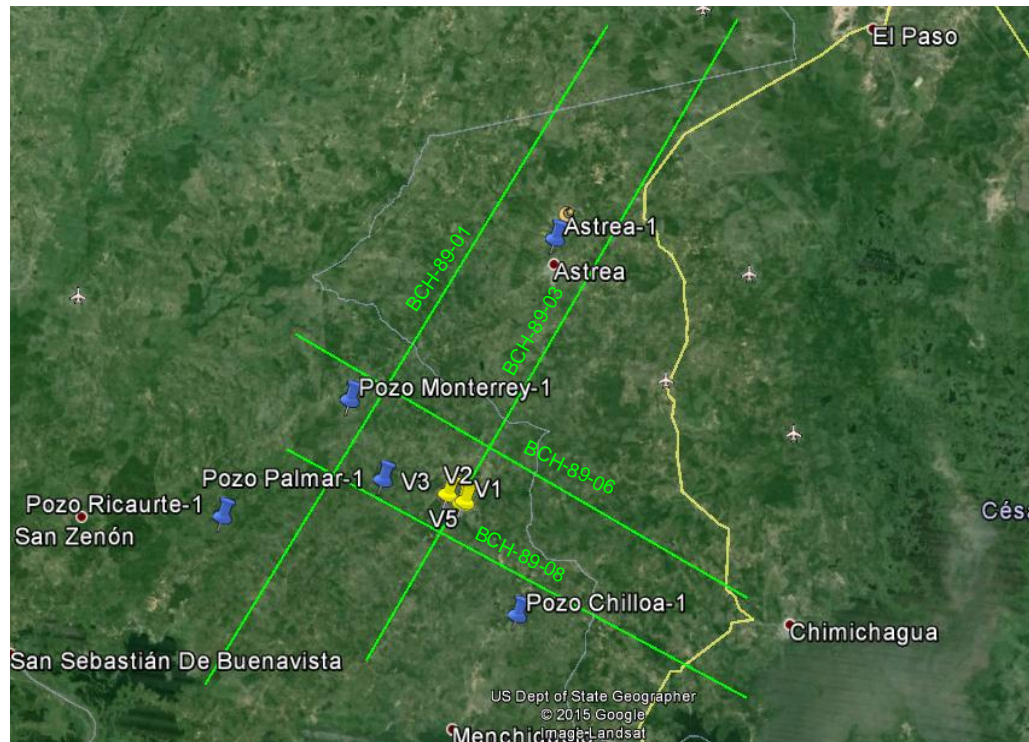
Extracción Soxhlet

Por medio del análisis de Extracción Soxhlet en las muestras **LR-01**, **LR-02**, **LR-03**, **LR-04** y **LR-05**, se reporta la presencia de un derivado ftálico (aditivo en plásticos) detectable por GC-MS (DB-5MS, 60m; EI, 70 eV, full scan). Estos derivados ftálicos están presentes generalmente en el entorno humano provenientes de varios polímeros como aditivos. En la mayoría de los casos soportan la esterilización con purgas por lo que son muy difíciles de eliminar.

5.6. INTERPRETACION DE LINEAS SISMICAS

Por la falta de información superficial en el área y del desconocimiento de la geología en el subsuelo, se buscó información de exploración petrolera en la cuenca del VIM (líneas sísmicas y registros de pozo). Cerca de la zona de estudio varias líneas sísmicas de las cuales las más cercanas que se interpretaron son BCH-89-01, BCH-89-03, BCH-89-06 y BCH-89-08, las cuales fueron suministradas junto con otra información por parte de la empresa Hocol S.A., además cerca de la zona de estudio se encuentran los pozos Astera-1, Monterrey-1, Palmar-1, Chilloa-1 y Ricaurte-1 (**Figura 84**). Las líneas sísmicas se encuentran en TWT (tiempo doble), donde se asoció la profundidad con la información de los pozos presentes en la zona.

Figura 84. Imagen satelital entre los municipios de Chimichagua, San Zenón, Astrea y El Paso. Se observa la ubicación de las líneas sísmicas (en verde), los pozos exploratorios (en azul) y los volcanes de lodo (en amarillo). La línea sísmica BCH-89-01 mide 57.9 kilómetros.



Fuente: Google Earth (4/9/2013).

Línea BCH-89-01

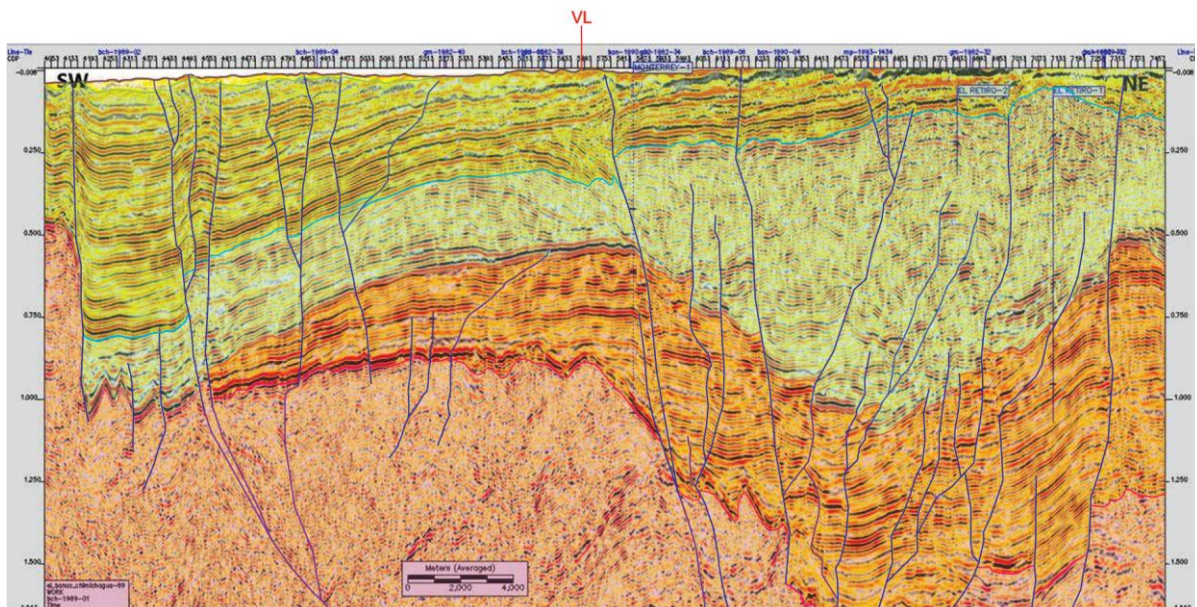
La línea sísmica fue elaborada en 1988 por Geosource Exploration Company para ESSO Colombia en el programa exploratorio El Banco – Chimichagua – 89. La línea mide 57.893 metros y presenta una dirección SW – NE. La línea interpretó manualmente, principalmente presenta los reflectores de las unidades infrayacentes, la ubicación de los pozos cercanos como Monterrey-1, El Retiro-1, y El Retiro-2 con sus respectivos topes de las formaciones; aproximadamente la línea muestra una profundidad de 2500 metros. Especialmente se puede observar un estilo estructural dominado principalmente por fallas normales de alto ángulo, que cortan el basamento, y la mayoría de las fallas toda la secuencia sedimentaria. También se aprecia una variación de los espesores de las formaciones como por ejemplo la Formación Ciénaga de Oro se acuña en un flanco de la sección, la Formación Rancho que cambia su espesor muy bruscamente, la Formación Jesús del Monte que también cambia bruscamente su espesor. Los contactos entre algunas formaciones son discordantes y se aprecia el basculamiento de estas. El espesor de la Formación Zambrano es muy delgado y está afectado por la erosión donde no se aprecia en toda la extensión de la línea sísmica. El basamento se distingue claramente por un reflector bien demarcado, donde se aprecia un paleorelieve.

Debido a la compleja evolución de la cuenca, donde claramente se evidencia en el perfil sísmico, los rasgos estructurales causados por la interacción de las placas tectónicas a lo largo de la historia geológica, donde causaron fracturamiento y formación de bloques en el basamento, en la cual se acomodaron como altos y cañones (horst y grabens), al mismo tiempo existió una depositación en donde se evidencia que algunas formaciones son singenéticas; por ejemplo la existencia de un graben en el costado derecho de la línea sísmica afectando las Formaciones Ciénaga de Oro y Rancho (Oligoceno – Mioceno Inferior) y otro graben más pequeño al costado izquierdo afectando a las Formaciones Rancho y Jesús del Monte (Mioceno); también se puede apreciar la existencia de un alto de basamento en el costado izquierdo donde no hay registro de las formaciones inferiores.

La ubicación de los volcanes de lodo en la línea sísmica se asocia en uno de los flancos del graben más grande, junto a una falla de alto ángulo que proviene desde

basamento y corta toda la secuencia sedimentaria. Los volcanes se encuentran a 9 Km aproximadamente de la línea sísmica en dirección en dirección Sureste.

Figura 85. Línea sísmica BCH-89-01 interpretada. Basamento (rojo) Fm. Ciénaga de Oro (naranja), Fm. Rancho (celeste), Fm. Jesús del Monte (verde) y Fm. Zambrano (amarillo). VL (volcanes de lodos) proyectados sobre la línea sísmica.



Línea BCH-89-03

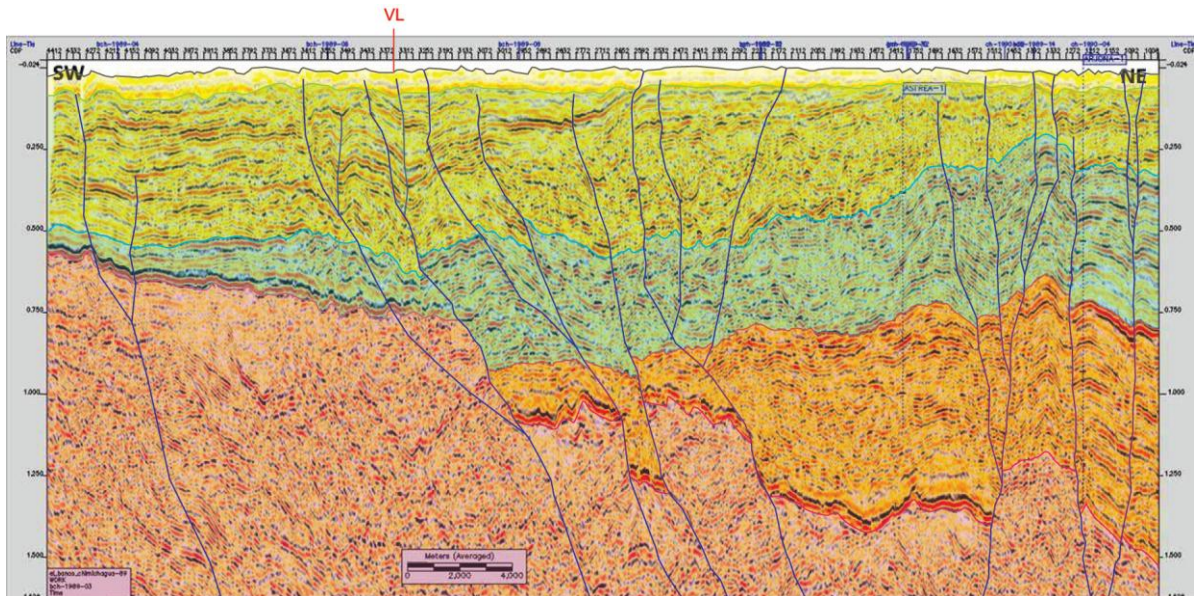
La línea sísmica fue elaborada en 1988 por Geosource Exploration Company para ESSO Colombia en el programa exploratorio El Banco – Chimichagua – 89. La línea mide 55.475 metros y presenta una dirección SW – NE. La línea se interpretó manualmente, principalmente presenta los reflectores de las unidades infrayacentes, la ubicación del pozo cercano Astrea-1 con sus respectivos topes de las formaciones; aproximadamente la línea muestra una profundidad de 3000 metros. Especialmente se puede observar un estilo estructural dominado principalmente por fallas normales con variación en su inclinación, donde se aprecian que hacia la margen derecha están con un alto ángulo casi verticales y

hacia la margen izquierda están con un menor ángulo de inclinación, que cortan el basamento, y la secuencia sedimentaria; también se observa rotación de algunos bloques. Se aprecia una variación de los espesores de las formaciones como por ejemplo la Formación Ciénaga de Oro se onlapo contra el basamento, la Formación Rancho que cambia su espesor muy bruscamente donde se acuña hacia un margen de la línea, la Formación Jesús del Monte presenta un espesor constante. Los contactos entre algunas formaciones son discordantes como por ejemplo las Formaciones Jesús del Monte y Zambrano, y se aprecia el basculamiento de estas. El espesor de la Formación Zambrano es muy delgado pero permanece constante en la extensión de la línea. El basamento se distingue claramente por un reflector bien demarcado, presenta una superficie más homogénea.

Debido a la compleja evolución de la cuenca, donde claramente se evidencia en el perfil sísmico, los rasgos estructurales causados por la interacción de las placas tectónicas a lo largo de la historia geológica, donde causaron fracturamiento y formación bloques en el basamento, en la cual se acomodaron como altos y cañones (horst y grabens), posiblemente existió una depositación singenética, se observa claramente que las formaciones están plegadas en algunos sectores a causa del esfuerzo tectónico que ha sufrido la cuenca.

La ubicación de los volcanes de lodo en la línea sísmica se asocia a un sistema de fallas normales con inclinaciones cercanas de 70° , donde causan un salto de basamento y cortan toda la secuencia sedimentaria. Los volcanes se encuentran a lado y lado de la línea, la Subzona A se encuentra a 610 m aproximadamente de la línea sísmica en dirección Sureste, y la Subzona B se encuentra a 650 m aproximadamente de la línea sísmica en dirección Noroeste.

Figura 86. Línea sísmica BCH-89-03 interpretada. Basamento (rojo) Fm. Ciénaga de Oro (naranja), Fm. Rancho (celeste), Fm. Jesús del Monte (verde) y Fm. Zambrano (amarillo). VL (volcanes de lodos) proyectados sobre la línea sísmica.



Línea BCH-89-06

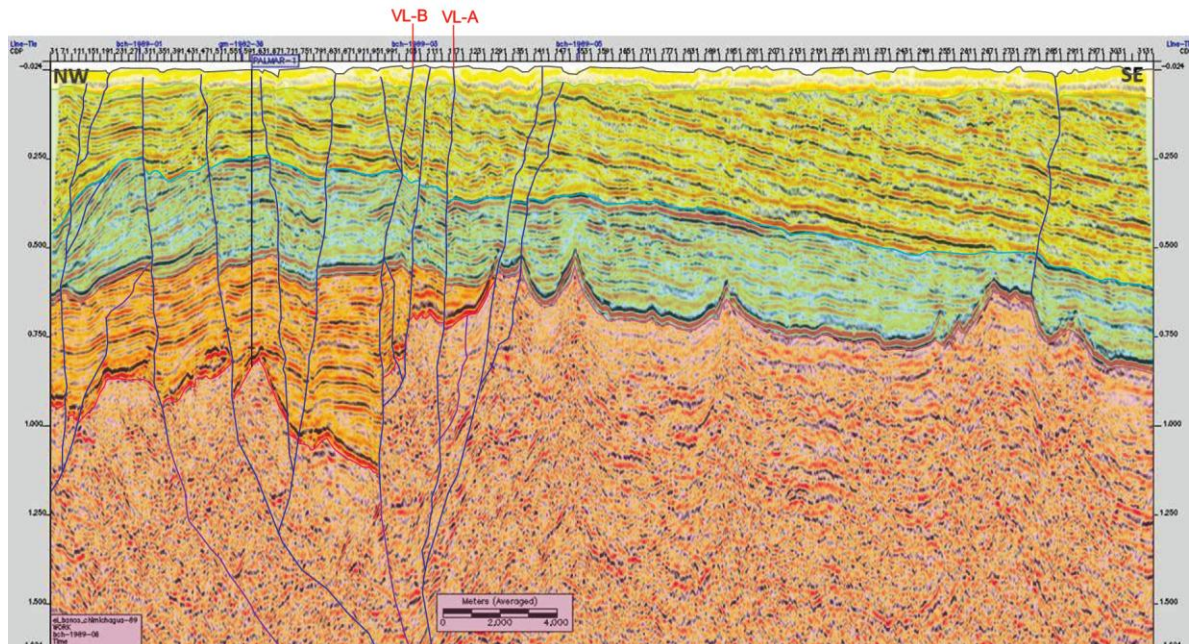
La línea sísmica fue elaborada en 1988 por Geosource Exploration Company para ESSO Colombia en el programa exploratorio El Banco – Chimichagua – 89. La línea mide 39.554 metros y presenta una dirección NW – SE. La línea se interpretó manualmente, principalmente presenta los reflectores de las unidades infrayacentes, la ubicación del pozo cercano Palmar-1 con sus respectivos topes de las formaciones; aproximadamente la línea muestra una profundidad de 2100 metros. Especialmente se puede observar un estilo estructural dominado principalmente por fallas normales que provienen del basamento y las fallas cortan la secuencia sedimentaria en la margen izquierda de la línea, hacia la margen derecha en general es una zona estable donde se observa una continuidad en los estratos los cuales a su vez se encuentran basculados. Los espesores de las formaciones son continuos a excepción de la Formación Ciénaga de Oro donde sufre por fallamiento y se encuentra en onlap con el basamento; Formación Rancho esta plegada localmente, la Formación Jesús del Monte también esta plegada localmente y presenta una discordancia con la Formación Zambrano. La Formación

Zambrano es muy delgada donde permanece constante en la extensión de la línea y está siendo afectada levemente por las fallas. El basamento se distingue claramente por un reflector bien demarcado, presenta picos muy pronunciados a los que asociamos a un paleorelieve.

Debido a la compleja evolución de la cuenca, donde claramente se evidencia en el perfil sísmico, los rasgos estructurales causados por la interacción de las placas tectónicas a lo largo de la historia geológica, donde causaron fracturamiento y formación bloques en el basamento, en la cual se acomodaron como altos y cañones (horst y grabens), posiblemente existió una depositación singenética principalmente en las unidades inferiores, se observa claramente que las formaciones están plegadas en algunos sectores a causa del esfuerzo tectónico que ha sufrido la cuenca.

La ubicación de los volcanes de lodo en la línea sísmica se asocia a un sistema de fallas normales casi verticales donde causan un salto de basamento en el límite de la zona del sistema de fallas presentes y el área estable. Los volcanes se encuentran a 1.5 Km aproximadamente de la línea sísmica en dirección Noroeste.

Figura 87. Línea sísmica BCH-89-06 interpretada. Basamento (rojo) Fm. Ciénaga de Oro (naranja), Fm. Rancho (celeste), Fm. Jesús del Monte (verde) y Fm. Zambrano (amarillo). VL-A (volcanes de lodos de la Subzona A) y VL-B (volcanes de lodos de la Subzona B) proyectados sobre la línea sísmica.



Línea BCH-89-08

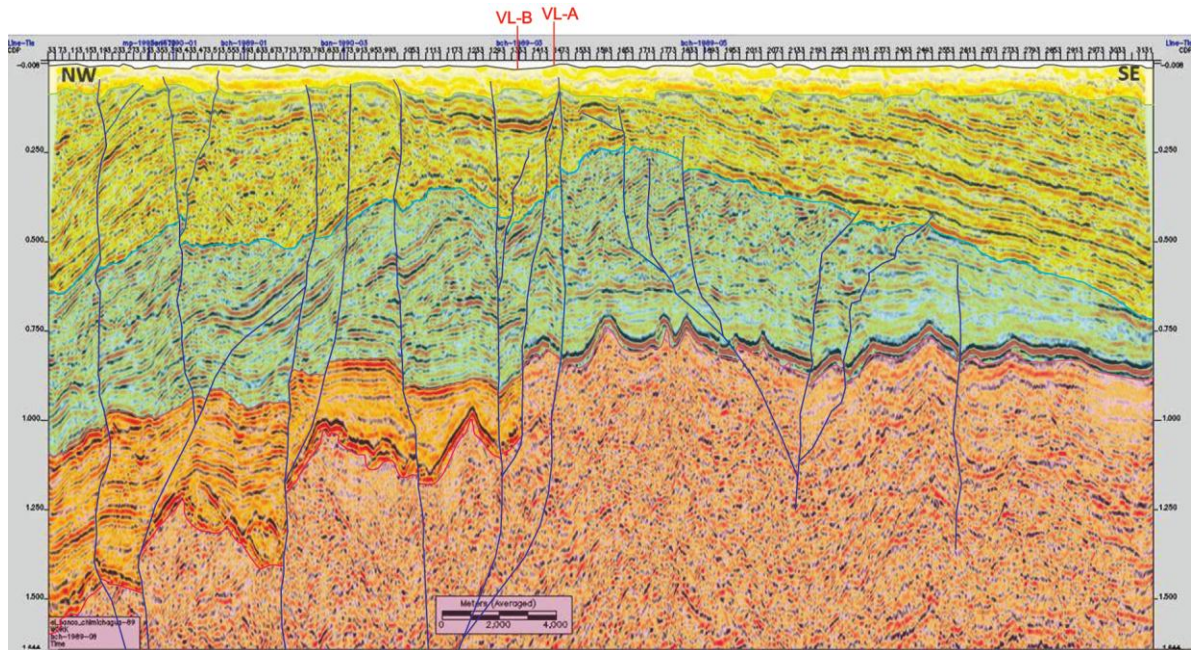
La línea sísmica fue elaborada en 1988 por Geosource Exploration Company para ESSO Colombia en el programa exploratorio El Banco – Chimichagua – 89. La línea mide 39.514 metros y presenta una dirección NW – SE. La línea se interpretó manualmente, principalmente presenta los reflectores de las unidades infrayacentes, no presenta pozos cercanos. Especialmente se puede observar un estilo estructural dominado por fallas normales de alto ángulo que cortan el basamento y la mayoría de las fallas la secuencia sedimentaria principalmente en la margen izquierda de la línea, hacia la margen derecha en general es una zona estable donde se observa un leve cambio de espesor de los estratos los cuales a su vez se encuentran basculados. Se aprecia una variación de los espesores de las formaciones como por ejemplo la Formación Ciénaga de Oro donde sufre fallamiento y se encuentra en onlap con el basamento; la Formación Rancho esta plegada y se acuña hacia la margen derecha de la línea, la Formación Jesús del

Monte también esta plegada y formando una estructura anticlinal, presenta una discordancia con la Formación Zambrano. La Formación Zambrano es muy delgada donde permanece constante en la extensión de la línea y está siendo afectada levemente por las fallas. El basamento se distingue claramente por un reflector bien demarcado, presenta picos muy pronunciados a los que asociamos a un paleorelieve. Los bloques están rotados.

Debido a la compleja evolución de la cuenca, donde claramente se evidencia en el perfil sísmico, los rasgos estructurales causados por la interacción de las placas tectónicas a lo largo de la historia geológica, donde causaron fracturamiento y formación bloques en el basamento, en la cual se acomodaron como altos y cañones (horst y grabens), posiblemente existió una depositación singenética evidenciada principalmente en las unidades sedimentarias, se observa claramente que las formaciones están plegadas y fracturas a causa del esfuerzo tectónico que ha sufrido la cuenca.

La ubicación de los volcanes de lodo en la línea sísmica se asocia a un sistema de fallas normales casi verticales donde causan un salto de basamento en el límite de la zona del sistema de fallas presentes y el área estable. Los volcanes se encuentran a 5.8 Km aproximadamente de la línea sísmica en dirección Suroeste.

Figura 88. Línea sísmica BCH-89-08 interpretada. Basamento (rojo) Fm. Ciénaga de Oro (naranja), Fm. Rancho (celeste), Fm. Jesús del Monte (verde) y Fm. Zambrano (amarillo). VL-A (volcanes de lodos de la Subzona A) y VL-B (volcanes de lodos de la Subzona B) proyectados sobre la línea sísmica.



6. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

La presente investigación es un estudio preliminar de los volcanes de lodos, en donde se reporta la primera evidencia de estos en el VIM, subcuenca de Plato, entre los límites de las regiones Tectóno-estratigráfica de la Depresión de Plato y la Plataforma de Chimichagua. El estudio caracteriza los materiales emanados por los volcanes, dando una hipótesis para la explicación de su génesis.

El estudio de los volcanes de lodos se realizó dividiendo la zona en dos Subzonas (A y B) enmarcadas en 6 Kilómetros cuadrados, en la Subzona B se encuentra el mayor número de volcanes de lodos, mientras que en la Subzona A se encuentran dos a una distancia considerable; se sospecha que los volcanes de la Subzona B hacen parte de un mismo complejo por la cercanía que hay entre uno y otro volcán, además de otras características similares, los materiales emanados, el color de los lodos y algunos minerales como Cuarzo, Albita, Calcita, Sericita y Caolinita.

La identificación de la mayoría de los volcanes de lodo se realizó por el comportamiento plástico del terreno, en algunos se hizo una medición apreciativa en profundidad, en la que la máxima estimación fue de 4 metros. Los volcanes de lodos varían en tamaño y forma, siendo algunos alargados y otros circulares, esta diferencia hizo clasificar los volcanes según su cono siguiendo a Carvajal *et al.* (2011). La diferencia de color de los flujos emanados por los volcanes hace sospechar la afectación de las diferentes capas sedimentarias, los materiales afectados no se muestran en una proporción equitativa; la variación de color se clasificó según la carta de color del suelo de Munsell (1994).

Es curioso en la Subzona B la presencia de un nacimiento de agua salobre (probablemente sea agua de formación) cerca a los volcanes de lodos 11, 12 13-1, 13,2 y 14 ver **Anexo E**. Los lugareños reportan que este nacimiento se mantiene presente en épocas de verano, donde se supone que disminuye la tabla de agua, lo cual es curioso ya que debería desaparecer.

Se observó que el material expulsado por los volcanes de lodo consiste en lodos con xenolitos de nódulos de óxidos de hierro, calizas y areniscas. Además presenta en menor tamaño y con una redondez muy variable, gran variedad de xenocristales de cuarzo, conchitas y fósiles, fragmentos líticos (micro-xenolitos) y óxidos posiblemente de los clastos.

La mayoría de estos materiales se pueden asociar a la litología de la Formación Zambrano, por lo que se considera que existe un re-trabajamiento de los estratos de la formación, lo cual sería lo más esperado, debido a que es la formación hospedadora de los volcanes. Prueba de ello son los nódulos ferruginosos, la presencia de calizas y fragmentos fósiles. La gran variedad en forma y tamaño de los xenocristales nos muestra una diferencia en el transporte.

El reporte ocasional de Albita y Ortoclasa en el DRX muestran que existen detritos provenientes de las Formaciones infrayacentes, como la Formación Jesús del Monte?, así mismo se observó en las secciones delgadas la presencia de Plagioclasa, lo que ratifica lo expuesto anteriormente. Esto coincide con lo reportado en la literatura para dicha Formación, sin embargo no concuerda con lo reportado en la Formación Zambrano. La presencia de estos minerales es irrisoria en las muestras donde no se pudo apreciar muy bien en las secciones delgadas. Además esta idea es soportada por la variedad en la redondez de los xenocristales, lo más redondeados han tenido mayor transporte en los flujos de lodo que los xenocristales más angulares, como pasa en las brechas, donde lo más redondeados han tenido más desgaste y es más común que haya tal variedad de los granos en la mezcla.

Aunque esta característica de los xenocristales también puede ser propia de las Formaciones sedimentarias en su depositación, cabe aclarar que los granos están altamente fracturados, lo que indica que han estado sometidos a un gran esfuerzo. Es probable que varios de estos xenocristales sean fragmentados y den el origen a granos angulares, sin embargo es muy difícil asegurar todo esto, es más común que haya tal variedad de xenocristales juntos en una mezcla.

El reporte de Cuarzo, Calcita, Sericita, Caolinita y Montmorillonita, se asocian a la Formación Zambrano por ser la formación hospedadora y por lo reportado en la

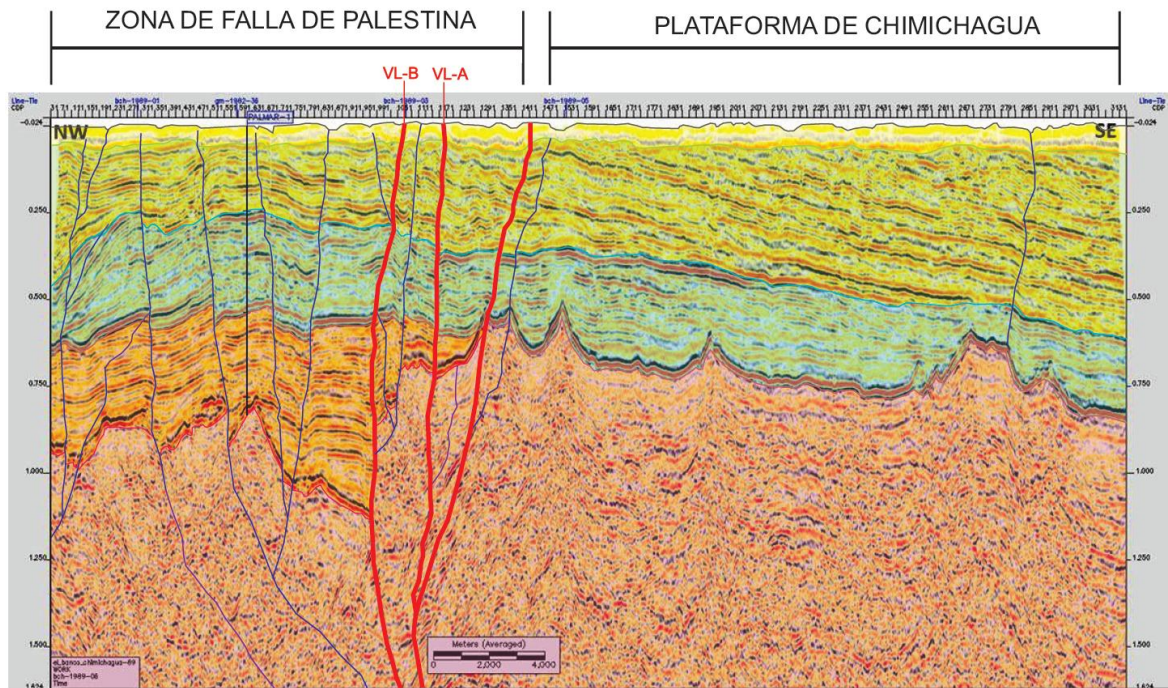
literatura, aunque el Cuarzo y algunas arcillas también se encuentran presentes en las formaciones infrayacentes. No es posible determinar exactamente qué minerales son de cada Formación a diferencia de la Albita y Ortoclasa.

En la literatura se evidencia la presencia del Sistema de Fallas de Palestina en el subsuelo, que tiene influencia en la zona de estudio, los volcanes de lodo se encuentran sobre dicha zona de influencia. Actualmente no hay reporte en superficie de la falla, pero es posible que la presencia de los volcanes de lodo sea una expresión morfológica en superficie de dicha falla. También se aprecia en el área una fisura en el suelo de tamaño considerable con una dirección SW-NE, lo cual nos está indicando la influencia del esfuerzo ejercido por el ascenso de los lodos que generan una sobrepresión a lo largo de las formaciones superficiales.

La interpretación sísmica confirma que sobre el área de estudio hay una gran influencia estructural de fallas normales con alto ángulo cortando la secuencia sedimentaria y el basamento, principalmente hacen parte del Sistema de Falla de Palestina, en donde los volcanes de lodos están sobre los límites de las estructuras más evidentes como por ejemplo la zona del sistema de Falla de Palestina y la Plataforma de Chimichagua (**Figura 89**). La mayoría de los límites de estas estructuras son fallas profundas que ocasionan saltos en el basamento. En forma general, es probable que algunas fallas hayan sufrido una inversión tectónica a causa de la compleja historia tectónica de la cuenca.

A primera vista se aprecian estructuras que favorecen el escape de hidrocarburos que se encuentran a profundidad y que en superficie se reconoce por la presencia de estos pequeños volcanes de lodos. Relacionando el análisis de cromatografía de gases, que muestra la presencia de volátiles en los lodos como Metano, Etano, Eteno, Propano y Propileno, podría decirse que estos gases se pueden asociar a un escape de un reservorio con hidrocarburos livianos en profundidad, tal como se ha reportado en la cuenca del VIM donde apuntan a la existencia de un sistema petrolero. La concentración de Metano a comparación de los demás volátiles, es mucho mayor debido a su baja reactividad.

Figura 89. Perfil sísmico BCH-89-06 modificado, Volcanes de lodo (VL) sobre los límites de la zona de Falla de Palestina y la Plataforma de Chimichagua.



Se considera que los planos de anisotropía son estructuras que favorecen el escape de hidrocarburos que se encuentran a profundidad y que en superficie se reconoce por la presencia de estos pequeños volcanes de lodos. Relacionando el análisis de cromatografía de gases, que muestra la presencia de volátiles en los lodos como Metano, Etano, Eteno, Propano y Propileno, podría decirse que estos gases se pueden asociar a un escape de un reservorio con hidrocarburos livianos en profundidad, tal como se ha reportado en la cuenca del VIM donde apuntan a la existencia de un sistema petrolero. La concentración de Metano a comparación de los demás volátiles, es mucho mayor debido a su baja reactividad.

Como se menciona en el marco teórico, en la geoquímica de la cuenca, existen evidencias de trabajos realizados por Ecopetrol, de migración y acumulación de hidrocarburos a partir de la Formación Ciénaga de Oro, la cual las rocas que componen dicha formación hacen parte de las rocas madre y reservorio, como también la Formación Rancho (Porquero) que posee estratos de rocas reservorios. Los sedimentos que produjeron los hidrocarburos poseen un TOC alrededor del 2% constituido principalmente por kerógeno tipo III (generador de gas seco) y estos

alcanzaron una maduración de ventana de generación de petróleo (450°C) con reflectancias de Vitrinita entre 0,9 a 1,2 %.

Además se aprecia en los perfiles sísmicos que las estructuras que favorecen el escape de los fluidos son fallas normales de alto ángulo que causan saltos de basamento donde ponen en contacto lateral la Formación Ciénaga de Oro con el basamento. Estas fallas se comportan generalmente como estructuras abiertas por donde viajan flujos de diferentes materiales. Posiblemente estas estructuras se están comportando como corredores por donde se da el escape de los hidrocarburos que están en migración por las capas de roca reservorio desde la cocina más cercana, (**Ver Figura 90**). Durante el escape los gases, estos arrastran materiales finos y por contraste de densidad entre materiales de diferente composición migran desde zonas de alta presión a zonas de baja presión. Asimismo en los perfiles sísmicos no se aprecia una estructura regional importante como un anticlinal o diapirismo de lodo en donde migren los flujos, por lo cual los flujos ascienden por los planos de anisotropía asociados a las fallas.

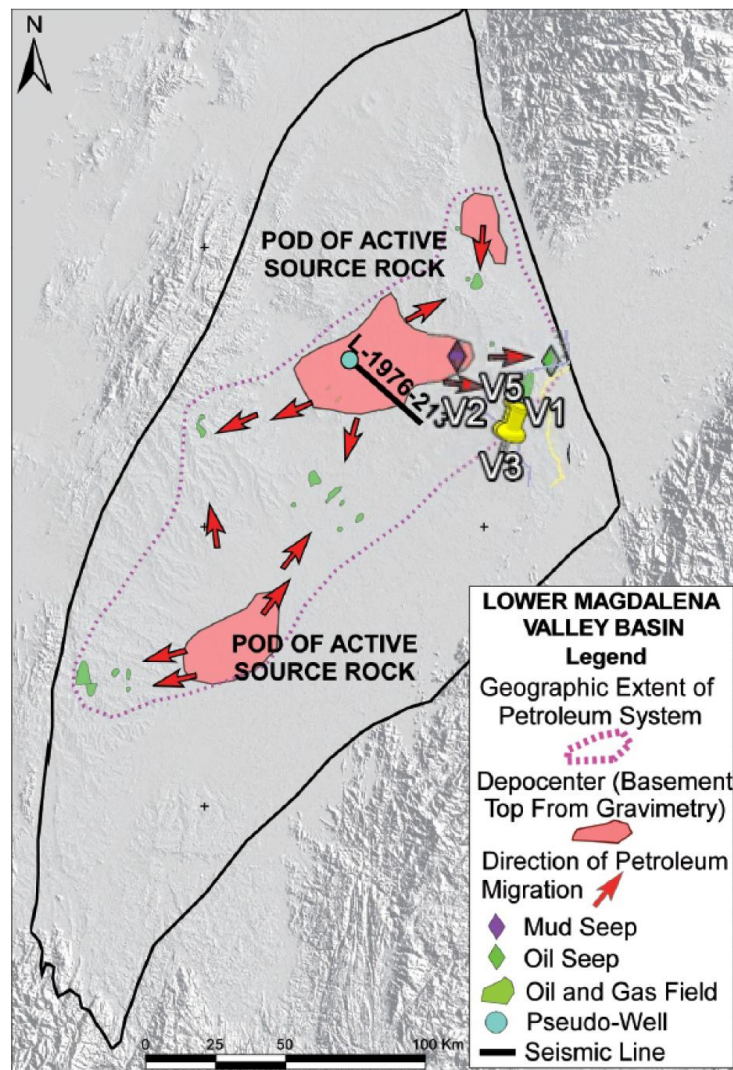
En los análisis de SPME no se encontró ningún componente posiblemente por la sensibilidad del detector en el equipo GC-MS (DB-5MS, 60 m; EI, 70 eV; full scan). En la Extracción Soxhlet hay una identificación tentativa de una cantidad relativa (%) de un derivado Ftálico (aditivo en polimeros común en el entorno humano) por contaminación de la muestra probablemente por manipulación y transporte. Esto pudo ocurrir en el laboratorio durante los análisis, por el recipiente donde la esterilización no eliminó dicho componente, o durante la recolección de la muestra en campo.

En los volcanes de lodo no se evidenció un burbujeo como el que se reporta en los volcanes de lodos presentes en los cinturones plegados de los terrenos Sinú y San Jacinto por Carvajal *et al.* (2011).

No se descarta que haya actividad supérgena en los volcanes, prueba de ellos son los minerales reportados en el DRX como Halloisita, Pirita, y mineraloides como Amorfos y otros. La cantidad de amorfos y otros encontrados en las muestras presentan porcentajes entre el 30 % y 40 % de los sólidos totales, lo que prueba

que los eventos supérgenos tienen una gran participación en la zona donde están los volcanes. Es probable que dentro de la cantidad de amorfos exista la presencia de Halloisita y Alofana que se están formando en superficie.

Figura 90. Mapa del Sistema Petrolero para la Cuenca del VIM con la ubicación de los volcanes de lodo, con la zona hipotética del área de influencia de los sistemas petroleros.



Fuente: Arminio *et al.* (2011), modificada por los autores.

Por otro lado se debe considerar que el terreno donde se encuentra la zona de estudio presenta características húmedas similares a zonas pantanosas, ambiente propicio para la proliferación de microorganismos que descomponen materia orgánica, que podrían generar Metano. Sin embargo el Metano de origen biogénico está prácticamente exento de Etano y Propano, mientras que en el Metano de origen termogénico la proporción de Etano y Propano es minoritaria pero claramente detectable (Rejas, 2009); por ello no se descarta que en los resultados de Cromatografía exista una mezcla de Metano de origen biogénico y termogénico.

7. CONCLUSIONES.

- Los volcanes de lodo se encuentran entre los límites de la Plataforma de Chimichagua al oeste y la Depresión de Plato al sureste, bajo la influencia de la zona de falla de Palestina. Este sería el primer reporte de volcanes de lodos en el VIM, Subcuenca Plato.
- El análisis de la composición mineralógica de los xenolitos en los volcanes de lodos, se observa que la mayoría provienen del desmantelamiento de la Formación Zambrano (nódulos ferruginosos, y fragmentos fósiles), que es la hospedadora. No obstante los análisis de DRX y microscopía óptica arrojan la presencia de xenocristales de Albita y Ortoclasa, que no se reportan en la Formación Zambrano según la literatura, pero sí de la Formación infrayacente Jesús del Monte? e incluso de formaciones más profundas.
- Los componentes volátiles analizados en la cromatografía de gases presentes en los lodos son Metano (en mayor proporción), Etano, Eteno, Propano y Propileno, principalmente los alcanos (Metano, Etano y Propano) son estables debido a sus enlaces de carbono por lo cual son pocos reactivos. Por ello estos gases se asocian a un escape de un yacimiento de gas en profundidad, sin embargo es probable que haya metano de origen biogénico.
- Por causas del escape de los gases, estos generan un arrastre de materiales finos y por contraste de densidad entre materiales de diferente composición migran desde zonas de alta presión a zonas de baja presión, dando lugar a la formación de los volcanes de lodos. La Formación Zambrano, por ser la hospedadora de los volcanes, sufre el mayor retrabajamiento evidenciado por los diferentes clastos encontrados en los flujos de lodos.
- Existen fallas normales de alto ángulo profundas que se comportan como corredores por donde ascienden los materiales (lodos, gases, agua etc.) que morfológicamente la expresión en superficie son los volcanes de lodos. Estas fallas se pueden asociar a la influencia de que existe en el área por parte del sistema de Fallas de Palestina.

8. RECOMENDACIONES.

- Buscar alrededor de la zona la posible existencia de diapirismo de lodos u otros volcanes de lodos, considerando un contexto geológico similar para evidenciar un estrés tectónico local, posiblemente controlado por el sistema de Fallas de Palestina.
- Para estudios posteriores realizar una caracterización del Hidrógeno y del Carbono de los gases para poder conocer la asignatura isotópica de estos y poderlos relacionar concretamente con fuentes hipógenas y no con derivados producidos por procesos biogénicos.
- Realizar otros estudios geofísicos como Geoeléctrica, Gravimetría y Magnetometría para conocer con mayor detalle las estructuras presentes.
- Se propone un reconocimiento en los alrededores de la zona para programas de exploración y explotación de Hidrocarburos reconsiderando el límite del sistema petrolero para el VIM en donde posiblemente habría yacimientos de gas, puesto que los volcanes de lodos se encuentran a las afueras de dicho límite. Teniendo en cuenta lo mencionado anteriormente, se consideraría realizar la perforación de un pozo petrolero de exploración sobre el área de estudio en busca de un yacimiento de gas.
- Considerar realizar una cartografía más a detalle de la plancha 47 de Chiriquaná para generar mapas geológicos y geomorfológicos.
- Los volcanes de lodos son una posible amenaza para la población local, ya que estos, según Carvajal *et al.* (2011), pueden ocasionar expulsión violenta de gases inflamables, lanzamientos de bloques, incendios, flujos de lodo, hundimientos, levantamientos y fracturamiento del terreno en los alrededores del cráter, por lo que se recomienda no realizar construcciones de toda índole (casas, vías, torres, oleoductos, etc...) cerca de ellos debido a que el empuje

progresivo de la masa ascendente de lodo provoca con el tiempo deformaciones progresivas del relieve, que pueden eventualmente afectar las construcciones.

- Para fines turísticos en la región se sugiere realizar estudios detallados a los lodos para definir sus usos potenciales terapéuticos y cosméticos sobre el ser humano (Carvajal *et al.*, 2011).

BIBLIOGRAFÍA

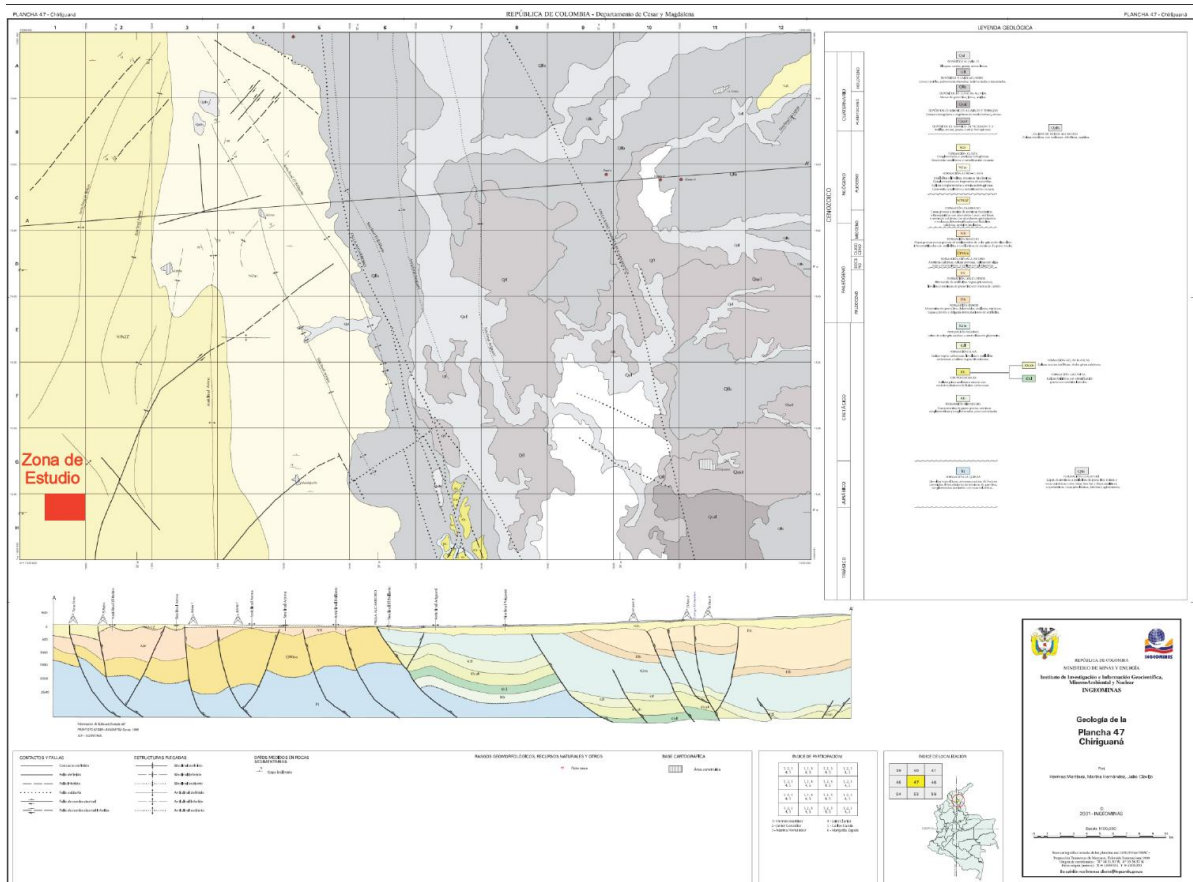
- Aguilera R.; 2011; Petroleum Geology of Colombia, Sinú and San Jacinto Basin, vol. 12
- Arminio J. F., Yoris F., Porras L., Garcia E., Diluca M.; 2011; Petroleum Geology of Colombia, Lower Magdalena Valley, vol. 10
- Barrero D., Pardo A., Vargas C. A., Martínez J. F.; 2007; Colombian Sedimentary Basin: Nomenclature, Boundary and Petroleum Geology, a New Proposal
- Carvajal J. H., Mendivelso D.; 2011; Catálogo de "Volcanes de lodo" Caribe Central Colombiano. Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas).
- Carvajal J. H., Mendivelso D., Obando G., Forero H., Gómez J.F., Vásquez L., Mora H., Cárdenas R., Castiblanco C.R., Franco J.V., Ruge G., Pinzón L., Prada M.A., Imbachi O.; 2011; Características del "Volcanismo de Lodo" del Caribe Central Colombiano; Servicio Geológico Colombiano
- Casanova C. M., Gonzales R. H.; 2006; Rocas Almacenadoras de Hidrocarburos del Eoceno-Oligoceno en el Valle Inferior del Magdalena y Cinturón Plegado de San Jacinto.
- Cerón J. F., Kellogg J.N., Ojeda G. Y., Ecopetrol, University of South Carolina, Instituto Colombiano del Petróleo (ICP); 2007; Basement Configuration of the Northwestern South America - Caribbean Margin From Recent Geophysical Data.
- Chaudhuri H., Ghose D., Bhandari R. K., Sen P., Sinha B.; 2012; A geochemical approach to earthquake reconnaissance at the Baratang mud volcano, Andaman and Nicobar Islands
- Cruz L. E., Caballero V. M.; 2007; Manual de Sedimentología, Descripción y Clasificación de Rocas Terrígenas por su Textura, Laboratorio No 1 Guía para la Descripción de la Textura de Rocas Terrígenas
- Feininger T.; 1970; The Palestina Fault, Colombia; Geological Society of America Bulletin
- González H., Londoño A. C.; 2002; Mapa Geológico del Departamento de Córdoba, Geología, Recursos Minerales y Amenazas Naturales, Memoria Explicativa, Ingeominas

- González J., Hernández M., Martínez.; 2002; Geología de las Planchas 40 Bosconia y 47 Chiriguaná, Escala 1:100000, Memoria Explicativa
- Heller C., Blumenberg M., Hoppert M., Taviani M., Reitner J.; 2012; Terrestrial mud volcanoes of the Salse di Nirano (Italy) as a window into deeply buried organic-rich shales of Plio-Pleistocene age
- Hernández M., 2001. Geología de las Planchas 11 Santa Marta Y 18 Ciénaga. Memoria Explicativa; Ingeominas
- Hernández R., Ramírez V., Reyes J. P.; 2003; Evolución Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia
- Manga M., Brumm M., Rudolph M.L.; 2009; Earthquake triggering of mud volcanoes
- Martínez H., Hernández M., Clavijo J.; 2001; Geología de la Plancha 47 Chiriguaná, Escala 1:100000; Ingeominas
- Mora A., García A.; 2006; Cenozoic Tectono-Stratigraphic Relationships between the Cesar Sub-Basin and the Southeastern Lower Magdalena Valley Basin of Northern Colombia
- Munsell Color; 1994. Carta de colores del suelo de Munsell. Baltimore.
- Niño H., Ojeda G., Torres V., Suarez M.; 2006; Consideraciones Para Un Mapa Paleoambiental Del Oligoceno, Cuenca Del Valle Inferior Del Magdalena, Colombia
- Onderdonk N., Mazzini A., Shafer L., Svenfen H.; 2011; Controls on the geomorphic expression and evolution of gryphons, pools, and caldera features at hydrothermal seeps in the Salton Sea Geothermal Field, southern California
- Peñalver A. M.; 2002; Aplicación de la Microextracción en fase sólida al análisis medioambiental. Tesis de grado para optar a Doctorado en Química.
- Rejas M.; 2009; Génesis De Carbonatos Autigénicos Asociados A Volcanes De Fango Del Golfo De Cádiz (SW España): Influencia De Procesos Bioquímicos Y Desestabilización De Hidratos De Gas;
- Reyes A., Montenegro G., Gómez P. D., Ecopetrol, Instituto Colombiano Del Petróleo, Geocivil Ltda; 2000; Evolución Tectono-estratigrafica Del Valle Inferior Del Magdalena, Colombia

- Reyes J., Instituto Colombiano del Petróleo – Ecopetrol, Mantilla M., González J., Consorcio G y G; 2000; Regiones Tectono-Sedimentarias del Valle Inferior del Magdalena, Colombia
- Royero J. M., Clavijo, J.; 2000; Mapa Geológico Generalizado del Departamento Magdalena Escala 1:300000. Memoria Explicativa; Ingeominas
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.; 2003; Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal; Society of Economic Geologists; Special Publication
- Sun C., Chang S., Kuo C., Wu J., Shao P., Oung J.; 2010; Origins of Taiwan's mud volcanoes: Evidence from geochemistry
- Vargas L., Mantilla M.; COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil; Hocol S.A. Bogotá, Colombia; 2006; Modelo de Carga de Hidrocarburos en el Sector Suroccidental de la Subcuenca de Plato, Valle Inferior del Magdalena (VIM), Colombia

ANEXOS

Anexo A. Geología de la Plancha 47 Chiriguana Modificada, Mostrando la Zona de Estudio.



Fuente: Martínez *et al.* (2001), modificado por los autores.

Anexo B. Descripción de la Elaboración de los Recipientes Metálicos.

Para el análisis de Cromatografía de Gases, se realizó la adecuación de los recipientes metálicos de $\frac{1}{4}$ de galón con el fin que las muestras pudieran estar herméticas para facilitar la realización de la Cromatografía de Gases siguiendo las indicaciones del laboratorio. Esta adecuación se realizó artesanalmente donde la tapa (**Imagen 1B**) se perforó con una broca de $\frac{1}{4}$ de pulgada con un taladro (**Imagen 2B**), esto para colocar más fácilmente un septum (corcho de goma, **Ver Imagen 3B**) suministrado por el Centro de Cromatografía y Espectrometría de Masas (CROM-MASS) y mide aproximadamente 0,8 cm de diámetro, con el fin de permitir la extracción de gases liberados por los lodos contenidos en recipientes. Los septums también se adecuaron formando una muesca de aproximadamente 0.2 cm (**Imagen 4B**) para poder introducirlos fácilmente y quedaran firmemente sujetos, y no cedieran a los cambios de presión. Para asegurar que no hubiera filtraciones alrededor del septum al final se le aplicó en la parte externa de la tapa un pegamento de cianoacrilato conocido comercialmente como gota mágica (**Imagen 5B**).

Imagen 1B: Adecuación de la tapa del recipiente metálico. Se puede observar un antes y un después de la perforación.



Los recipientes metálicos se esterilizaron con el fin de eliminar residuos que pudieran estar presentes y que podrían alterar la muestra, se les realizó un lavado (se purgaron) con hidróxido de potasio (KOH), luego se lavaron bien con agua y jabón, e inmediatamente se les hizo un lavado con agua destilada, se purgaron con 10 mL de metanol, se dejaron secar por 10 minutos en el horno a 90° C.

Seguidamente se purgaron los recipientes con diclorometano, y para finalizar se purgaron con hexano donde se dejaron secando al aire libre a temperatura ambiente.

Imagen 2B: Realización de la perforación en la tapa de los recipientes metálicos con una broca de $\frac{1}{4}$ de pulgada.



Imagen 3B: Septums (corchos de goma).



Imagen 4B: Realización de muesca de 2mm aproximadamente a los septums.

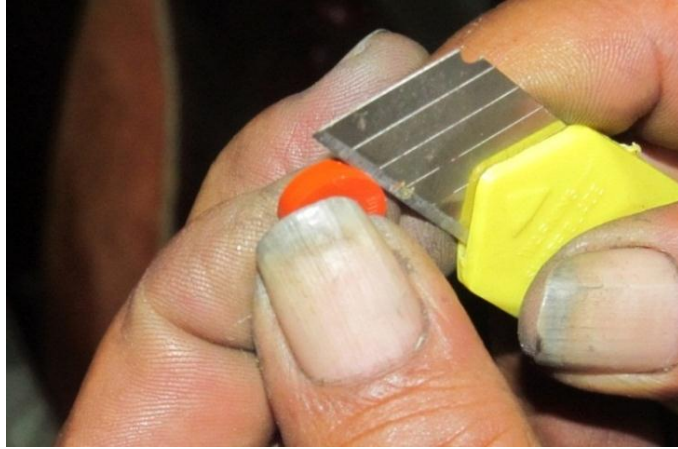


Imagen 5B: Resultado final de la adecuación de los recipientes metálicos.



Anexo C. Descripción de la Elaboración de las Secciones Delgadas.

La elaboración de las secciones delgadas, se realizó en el laboratorio de preparación de muestra de la Escuela de Geología, sede Principal de la Universidad Industrial de Santander (UIS). En la preparación de las muestras primero se realizó un secado, para ello fue necesario depositar las muestras de lodos en cajas de fósforos pequeñas, donde se colocaron en una mufla marca Elconap, a sesenta (60) grados centígrados aproximadamente por veinticuatro (24) horas, fue necesario repetir el proceso en algunas muestras debido a la cantidad de agua presente en los lodos, y de este se obtuvo la cantidad de material necesaria para la elaboración de las secciones delgadas. Luego, se procedió a la impregnación, se realiza para endurecer los sedimentos y ocupar todos los espacios vacíos para facilitar su manipulación, las muestras deben permanecer calientes al impregnarse para que actúe la resina epóxica (**Imagen 1C**).

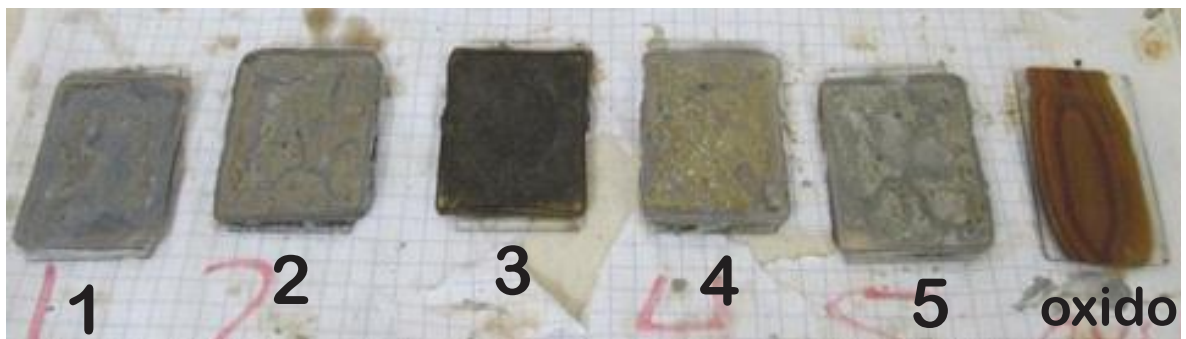
Imagen 1C: Preparación de la muestra de lodo en la cajilla de fósforos, luego de haberse secado la impregnación de la resina epóxica.



Para la preparación de la resina epóxica se utilizó una relación 1:5, es decir, por cada parte de endurecedor, se utilizan 5 partes de resina. Esta mezcla se hace dentro de un recipiente, el cual, es pesado previamente en una balanza analítica, luego se agrega la cantidad precisa de resina y endurecedor necesarios para la preparación de la de resina epóxica que se necesite en la impregnación de las muestras.

Después se realiza el pulido, este proceso se realiza en una desbastadora marca Buheler con abrasivo de carburo de silicio, para crear una superficie plana y continua, prontamente se procede a afirmar el portaobjeto de vidrio, para ello se ingresan las muestras de nuevo a la mufla, para poder pegar el portaobjeto con resina epóxica. Después que el portaobjeto esta adherido, se procede a la desbastación, con este proceso se busca deshacer parte de la muestra para poder reducirla a un espesor aproximado de 30 micras (**Imagen 2C**). Esto se hace con varios tamaños de abrasivos de carburo de silicio (320, 400, 600 y 1000) se lleva a cabo en la desbastadora, sobre un vidrio de 15 X 15 cm y con vidrios pequeños de 0.8 X 0.8 cm aproximadamente. Cuando se consigue el espesor ideal, se procede al brillo, para esto se coloca sobre la pulidora de paño para alúmina (de tamaño 0.05) marca Montasupal. Por último el pegado del cubreobjeto, se ingresa la muestra de nuevo la mufla para secarlas y calentarlas, así poder pegarles el cubreobjeto con resina epóxica.

Imagen 2C: Preparaciones de la muestras para sección delgada durante el proceso de desbastación.



Anexo D. Descripción de los Diferentes Análisis de Cromatografía de Gases.

El proceso para el análisis mediante la inyección de una alícuota de la fase vapor de la muestra sólida se llevó a cabo la extracción de la fase de vapor, para ello fue necesaria la esterilización de la jeringa para no contaminar la muestra, la jeringa se insertó dentro del septum en los recipientes metálicos donde se extrajo una cantidad relativa de gas para el análisis (**Imagen 1D**). Luego, se procedió al diagnóstico, se realiza con el equipo GC-FID, donde se inyecta la cantidad de gas extraída con la jeringa por la boquilla del cromatógrafo (**Imagen 2D**), el cromatógrafo arranca el análisis en donde los gases atraviesan la columna separándose en los diferentes compuestos gaseosos, durante el arranque los gases experimentan un aumento de temperatura previamente asignado dependiendo del análisis realizado, este proceso tarda entre 10 a 15 minutos. Al final en la pantalla de un ordenador se muestran los resultados en un software especial que muestra en un cromatograma, en el cual se comparan los resultados con un cromatograma de una muestra estándar con valores conocidos previamente analizada.

Imagen 1D: Extracción de la muestra de gas de modo Split.

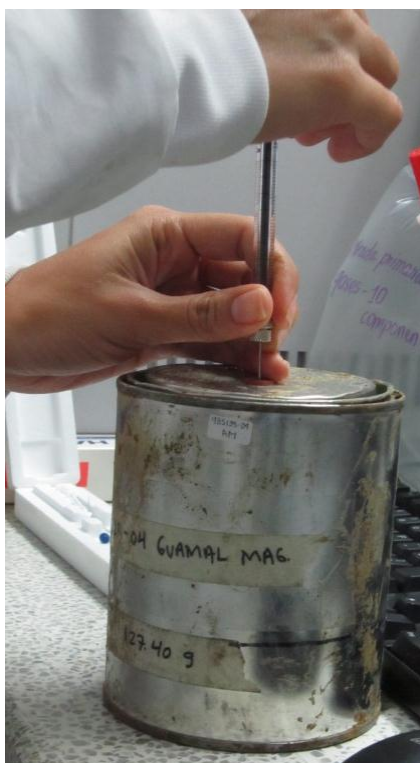
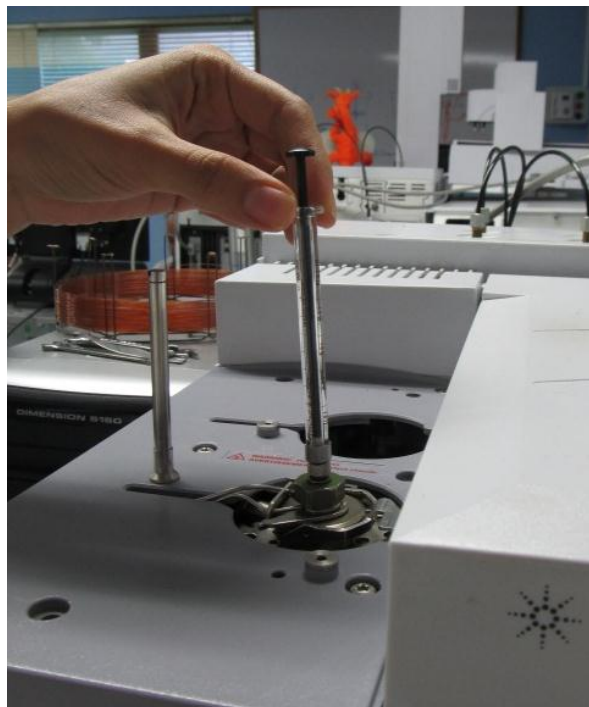


Imagen 2D: Inyección de la muestra de gas con la jeringa en la boquilla del cromatógrafo.



El proceso de identificación de la composición química (identificación presuntiva) de la fase de vapor de muestras solidas por HS-SPME se lleva a cabo realizando un calentamiento, para ello se colocó los viales de 10mL con muestra sobre un calentador, en el cual se llevó a una temperatura de 80° C por 10 minutos, para poder equilibrar la muestra (**Imagen 3D**). Luego se realizó la extracción, en donde inyecta la fibra de Poliacrilato dentro de los viales, para ponerla en contacto con los gases en el espacio gaseoso del vial (**Imagen 4D**), así generar una migración de analitos a la fibra para que queden adheridos, esto dura 30 minutos. Después, se procedió al diagnóstico, realizado con el equipo GC-MS, en la cual se retira la fibra de los viales y se inyecta al detector de masas por la boquilla del cromatógrafo (**Imagen 5D**), el equipo arranca el análisis en donde los analitos atraviesan la columna separándose en los diferentes compuestos gaseosos, los analitos experimentan un aumento de temperatura previamente asignado dependiendo del análisis a realizar, este proceso tarda 122 minutos. Al final en la pantalla de un ordenador se muestran los resultados en un software especial, en este caso AESPLITCIC SPME que muestra los resultados en un cromatograma.

Imagen 3D: Montaje del vial sobre el calentador, el termómetro me indica la temperatura para poder controlar el análisis y no dañar la muestra.



Imagen 4D: Inyección del dispositivo de SPME en el vial para colocar la fibra de Poliacrilato en contacto con la fase gaseosa.



Imagen 5D: Inyección de la fibra del dispositivo de SPME con la muestra en la boquilla del cromatógrafo.

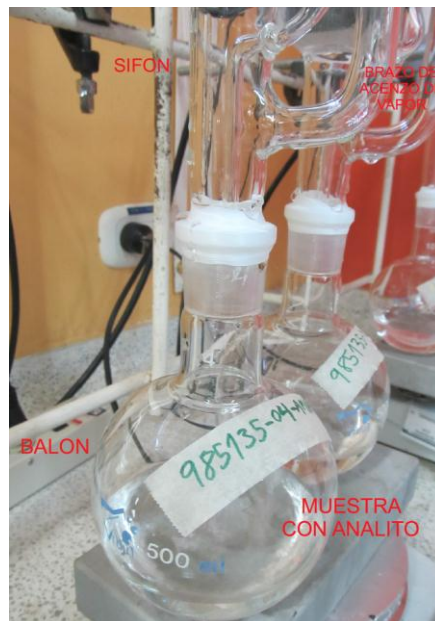


Para la determinación de la composición química (identificación presuntiva) de la fracción volátil de muestras sólidas con base en el método EPA 3540c Extracción Soxhlet, en este proceso se llevó a cabo un calentamiento, se colocó el solvente (Diclorometano) en el balón de 500 mL y se llevó a una temperatura de 60° C para poder evaporarlo; previamente se realizó en montaje de la estructura para este método, este debe quedar hermético (**Imagen 6D**). Luego, se procedió a la condensación, donde el solvente en vapor sube por el brazo de ascenso de vapor al condensador, ahí se condensa por el cambio brusco de temperatura, este cambio brusco es producido por agua fría. Después, se realiza la extracción del analito, el solvente cae en forma de goteo al cuerpo del extractor y entra en contacto con la muestra (sedimentos de los lodos) envueltos en una bolsa (papel de arroz) que sirve como filtro y deja pasar el solvente con los analitos diluidos. Luego, se realiza la depositación, en donde el solvente con analito sube por el sifón y vuelve a llegar en el balón, ahí es calentado el solvente nuevamente para que se evapore y repita el ciclo, en el balón queda en concentración el analito (**Imagen 7D**). Este proceso se realiza durante 24 horas, para poder extraer una buena concentración de analito en el balón junto al solvente. Finalmente en la concentración que queda en el balón, el solvente es cambiado, sacando el Diclorometano e introduciendo Hexano, para la extracción total del Diclorometano se realiza por evaporación, y para queda junto a una pequeña cantidad de analito para re embazarlo en un pequeño vial y poder analizarlo en un cromatógrafo de gases.

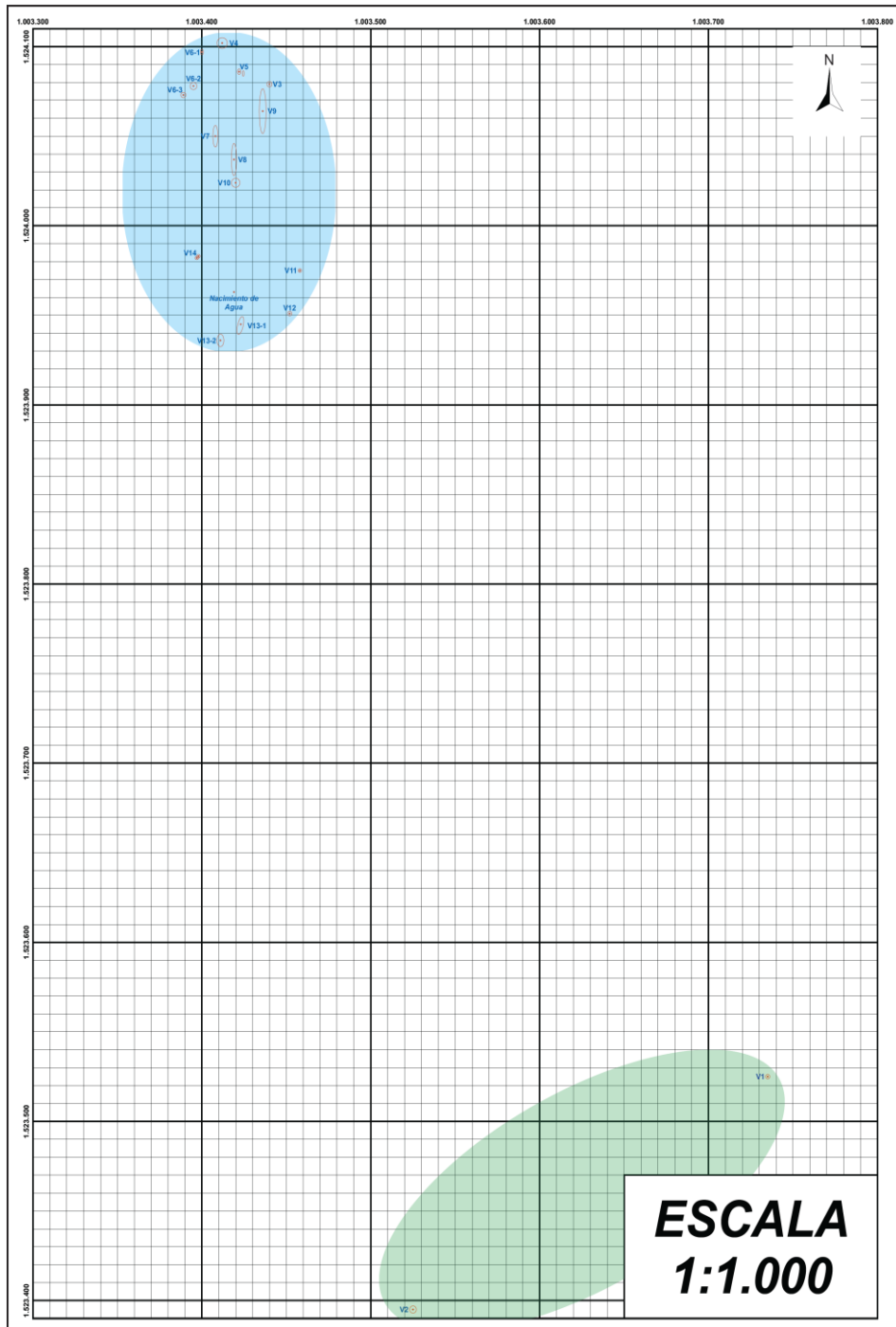
Imagen 6D: Montaje de la estructura para la Extracción Soxhlet, se observan los diferentes componentes de la estructura.



Imagen 7D: Deposición del solvente con el analito de la muestra, el solvente es evaporado para que repita el ciclo y ser reutilizado en el proceso, dejando la concentración del analito.



Anexo E. Mapa de las Subzonas del Area de Estudio, Mostrando la Distribución de los Volcanes de Lodo. En Verde la Subzona A y en Azul la Subzona B.



Anexo F. Catálogo de los Volcanes de Lodo en la Zona de Estudio.

SUBZONA A

VOLCAN 1

Coordenadas: Norte: 1'523.592

Este: 1'004.736.

Altura: 52 msnm.

Error: ± 3 .

Imagen 1F: Volcán de Lodo #1, donde no se aprecia una estructura cónica, se clasifica como Tipo O.



El cuerpo se localiza en la finca de la familia Narváez, éste se encuentra totalmente tapado bajo mucha vegetación y es de muy difícil acceso, justamente en medio de un arroyo seco. No se aprecia estructura o cono por lo que se clasifica como un Tipo "O" y su boca está a ras de piso. El diámetro no se pudo determinar por la abundante vegetación, pero se estima que es mayor de 5 m. Los colores de los lodos expulsados son negros y grises. Además presentan baja viscosidad. El volcán fue uno de los seleccionados para la realización de los diferentes análisis. La muestra es la LR-01.

VOLCAN 2.

Coordenadas: Norte: 1'523.395.

Este: 1'004.523.

Altura: 53 msnm

Error: ± 3

Imagen 2F: Volcán de Lodo #2, donde no se aprecia una estructura cónica, se clasifica como Tipo O.



El cuerpo se localiza en la finca de la familia Narváez, éste se encuentra cercado para evitar que el ganado caiga en él. La vegetación es poca, hay presencia de agua y es de difícil acceso, también se encuentra aproximadamente en medio de un arroyo. No se aprecia estructura o cono por lo que se clasifica como un Tipo "O" y su boca está a ras de piso. El diámetro no se pudo determinar por el difícil acceso, pero se estima que es mayor de 7 m. El color del lodo es negro y presenta una viscosidad media. El volcán fue uno de los seleccionados para la realización de los diferentes análisis. La muestra es la LR-02.

SUBZONA B.

VOLCAN 3.

Coordenadas: Norte: 1'524.076

Este: 1'003.438

Altura: 71 msnm.

Error: ± 4

Imagen 3F: Volcán de Lodo #3, se aprecia perfectamente la estructura cónica sobre un arroyo, se clasifica como Tipo C.



El cuerpo se localiza en la finca de la familia Guerra, éste se encuentra medio de un arroyo intermitente. No hay vegetación, en épocas secas no tiene y es de fácil acceso. No se aprecia estructura o cono debido a la erosión que le ocasiona dicho arroyo y se clasifica como un Tipo "C", su boca se eleva pocos centímetros de la superficie; el diámetro no se pudo determinar por el mismo hecho de erosión, pero se estima que es de 2.5 m. El color del lodo es negro y presenta una viscosidad media. En los flujos de lodos se hallan algunos fragmentos de roca.

VOLCAN 4.

Coordenadas: Norte: 1'524.102

Este: 1'003.412

Altura: 68 msnm.

Error: ± 5

Imagen 4F: Volcán de lodo #4, es uno de los más grandes y se aprecia perfectamente la estructura cónica, se clasifica como Tipo B.



El cuerpo se localiza en la finca de la familia Guerra, éste es uno los más grandes y desarrollados. Alrededor de él hay mucha vegetación, y es de fácil acceso. Se encuentra cercado para evitar que el ganado caiga en él. Se encuentra próximo a un arroyo y se aprecia bien su estructura o cono, por lo que se clasifica como un Tipo "B", su boca se eleva casi un metro sobre la superficie. El diámetro se estima que es de 9 m. Los colores del lodo son amarillos claros y oscuros, y gris. La viscosidad es de media a baja. En los flujos de lodo se encuentran fragmentos de roca de diferentes tamaños. El volcán fue uno de los seleccionados para la realización de los diferentes análisis. La muestra es la LR-05.

VOLCAN 5.

Coordenadas: Norte: 1'524.085

Este: 1'003.423

Altura: 66 msnm.

Error: ± 3

Imagen 5F: Volcán de Lodo #5, se aprecian bien 2 estructuras cónicas muy cercanas donde se asocian a un mismo flujo de lodo, se clasifican como Tipo B.



El cuerpo se localiza en la finca de la familia Guerra, éste se encuentra cercano a un arroyo intermitente. Alrededor se encuentra mucha vegetación y es de fácil acceso. Se aprecia dos estructuras o conos que se conservan debido a las raíces de la vegetación y se mimetizan con el terreno, incluso se puede caminar sobre los domos, se clasifica como un Tipo "B", sus bocas se eleva unos 0.7 metros sobre la superficie. El diámetro es de 3 metros y 5 metros respectivamente, este último al parecer tiene dos bocas. El color del lodo es amarillo y negro, además presenta una viscosidad media. En los flujos de lodo se encuentran fragmentos de roca de diferentes tamaños.

VOLCAN 6.

Estos cuerpos se encuentran en la finca la Historia de la familia Hernández. Debido a las condiciones agrestes del terreno, principalmente la vegetación, el acceso es limitado por lo que no se pudo describir los volcanes de lodos. Sin embargo se observaron 3 domos a los que solo se pudo tomar las respectivas coordenadas, las cuales mencionamos enseguida. Al parecer los 3 cuerpos son Tipo "B", dado a que no se aprecian bien las estructuras debido a que se mimetizan con la vegetación. No se pudo apreciar la emanación de material lodoso en los volcanes 6-2 y 6-3, el 6-1 se destapo en que se aprecia el color del lodo es amarillo, además presenta una viscosidad alta.

Coordenadas del volcán 6-1: Norte: 1'524.097

Este: 1'003.400

Altura: 60 msnm.

Error: ± 9

Imagen 6F: Volcán de Lodo #6-1, debido a la espesa vegetación, no se aprecia a simple vista el volcán, por lo que se cortó la vegetación para tener acceso a él, la estructura no se aprecia bien pero se clasifica como Tipo B.



Coordenadas del volcán 6-2:

Norte: 1'524.078

Este: 1'003.396

Altura: 73 msnm.

Error: ± 4

Coordenadas del volcán 6-3:

Norte: 1'524.073

Este: 1'003.389

Altura: 72 msnm.

Error: ± 4

VOLCAN 7.

Coordenadas: Norte: 1'524.050

Este: 1'003.408

Altura: 60 msnm.

Error: ± 3

Imagen 7F: Volcán de Lodo #7, debido a la espesa vegetación, no se aprecia a simple vista el volcán, la estructura es cónica alargada, se clasifica como Tipo B; las líneas en rojo me indican los arboles inclinados a causa del volcán.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra rodeado de árboles, de los cuales algunos se han inclinado o están caídos por la inestabilidad que ocasionan los volcanes de lodo y es de difícil acceso. Se aprecia una estructuras o conos alargados con una longitud aproximada de 12 metros y un ancho de 3 metros, se eleva sobre la superficie unos 0.7 metros y se clasifica como un Tipo "A". El color de los lodos es amarillo y gris. Además presenta una viscosidad alta.

VOLCAN 8.

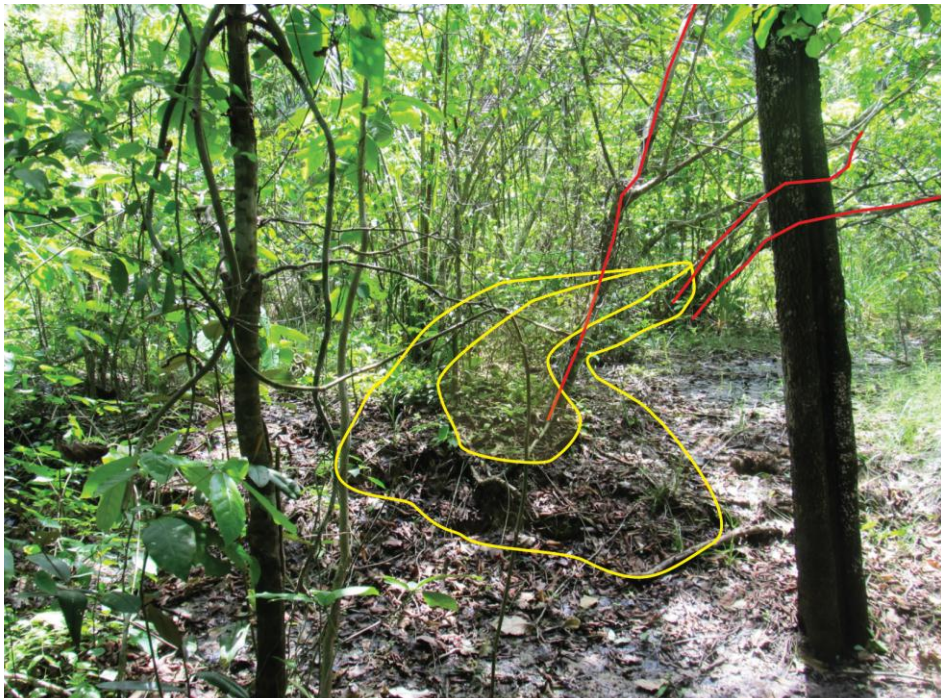
Coordenadas: Norte: 1'524.037

Este: 1'003.419

Altura: 69 msnm.

Error: ± 3

Imagen 8F: Volcán de lodo #8, es uno de los más grandes y se aprecia una estructura cónica alargada, se clasifica como Tipo A; las líneas en rojo me indican los arboles inclinados a causa del volcán.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra rodeado de árboles, de los cuales algunos están caídos por la inestabilidad que ocasionan los volcanes de lodo y es de difícil acceso, se mimetiza con el terreno. Se aprecia una estructura o cono alargado con una longitud aproximada de 20 metros y un ancho de 3 metros, se eleva sobre la superficie unos 1,3 metros y se clasifica como un Tipo "A". El color de los lodos es amarillo y gris. Además presenta una viscosidad alta. . El volcán fue uno de los seleccionados para la realización de los diferentes análisis. La muestra es la LR-04.

VOLCAN 9.

Coordenadas: Norte: 1'524.064

Este: 1'003.436

Altura: 58 msnm.

Error: ± 4

Imagen 9F: Volcán de lodo #9, es el más grande con 30 metros de largo aproximadamente, se aprecia una estructura cónica alargada de perfil, se clasifica como Tipo A.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra rodeado de vegetación y es de difícil acceso, aunque la estructura se aprecia a primera vista. La estructura o cono alargado presenta una longitud aproximada de 30 metros y un ancho de 5 metros, se eleva sobre la superficie más de un metro y se clasifica como un Tipo "A". El color de los lodos es gris. Además presenta una viscosidad media.

VOLCAN 10.

Coordenadas: Norte: 1'524.026

Este: 1'003.420

Altura: 61 msnm.

Error: ± 4

Imagen 10F: Volcán de lodo #10, se aprecia la estructura cónica, se clasifican como Tipo A.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra cubierto por vegetación, y es de difícil acceso. Al parecer es la continuación de la estructura del volcán 8. Se aprecia una estructura o cono semicircular con un diámetro de 5 metros, se eleva sobre la superficie unos 0.5 metros y se clasifica como un Tipo "A". El color de los lodos es gris. Además presenta una viscosidad de media a baja.

VOLCAN 11.

Coordenadas: Norte: 1'524.974

Este: 1'003.458

Altura: 64 msnm.

Error: ± 4

Imagen 11F: Volcán de Lodo #11, donde no se aprecia una estructura cónica, se clasifica como Tipo O.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra en medio de un arroyo y es de fácil acceso. No se aprecia una estructura o cono, debido a la erosión del arroyo, pero presenta un diámetro aproximado de 3 metros, por lo que se clasifica como un Tipo "O". El color de los lodos es amarillo y gris. Además presenta una viscosidad de media a baja. . El volcán fue uno de los seleccionados para la realización de los diferentes análisis. La muestra es la LR-03.

VOLCAN 12.

Coordenadas: Norte: 1'523.951

Este: 1'003.452

Altura: 59 msnm.

Error: ± 3

Imagen 12F: Volcán de Lodo #12, donde no se aprecia una estructura cónica y el volcán se encuentra sobre un arroyo, se clasifica como Tipo O.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra en medio de un arroyo y es de fácil acceso. No se aprecia una estructura o cono, debido a la erosión del arroyo, pero presenta un diámetro aproximado de 2 metros, por lo que se clasifica como un Tipo "O". El color de los lodos es amarillo. Además presenta una viscosidad alta.

VOLCAN 13.

Estos cuerpos se encuentran en la finca la Historia de la familia Hernández. Se observaron dos estructuras alargadas, y rodeadas por árboles, de los cuales algunos se han caído por la inestabilidad del terreno, ocasionado por la presencia de los volcanes de lodo. Los dos cuerpos son similares y tienen aproximadamente una longitud de 10 y 7 metros, y un ancho de 3, para ambos, respectivamente. Se clasifican como Tipo "B", presentan alta viscosidad y sus lodos son de color amarillo y gris.

Coordenadas del volcán 13-1: Norte: 1'523.945

Este: 1'003.423

Altura: 65 msnm.

Error: ± 4

Imagen 13F: Volcán de lodo #13-1, es uno de los más grandes y se aprecia una estructura cónica alargada, se clasifica como Tipo B; las líneas en rojo me indican los árboles caídos o inclinados a causa del volcán.



Coordenadas del volcán 13-2: Norte: 1'523.935

Este: 1'003.411

Altura: 56 msnm.

Error: ± 3

VOLCAN 14.

Coordenadas: Norte: 1'523.981

Este: 1'003.397

Altura: 72 msnm.

Error: ± 3

Imagen 28: Volcán de Lodo #14, donde se aprecia una estructura cónica muy plana, se clasifica como Tipo C.



El cuerpo se localiza en la finca la Historia de la familia Hernández, éste se encuentra cubierto por vegetación y se mimetiza con el terreno, además es de fácil acceso. Se aprecia una estructura o cono muy pequeño, que alcanza pocos centímetros de altura y se clasifica como un Tipo “C”. El color de los lodos es gris y presenta una viscosidad de media a baja.

OBSERVACIÓN.

Cerca de los volcanes de lodos 12, 13-1 13-2 y 14 mencionado anteriormente, se encuentra un nacimiento de agua salobre rodeada por mucha vegetación y el cual tiene aproximadamente unos 3 metros de longitud, 2 metros de ancho y 1 metro de profundidad. Los lugareños reportan que el nacimiento nunca se seca en épocas de tiempo seco, donde se supone que disminuye el nivel freático.

Nacimiento De Agua

Coordenadas: Norte: 1'523.963

Este: 1'003.419

Altura: 67 msnm.

Error: ± 3

Imagen 29: Nacimiento de Agua

