



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL Y POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DEL RÍO VICHADA, COLOMBIA

Jhon Jairo Valenzuela Valencia

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá D.C, Colombia
2025

MODELO GEOLÓGICO CONCEPTUAL Y POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO DE LA ESTRUCTURA DEL RÍO VICHADA, COLOMBIA

Jhon Jairo Valenzuela Valencia

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magíster en Ciencias - Geología

Director:

Ph.D. Orlando Hernández Pardo

Línea de investigación:

Exploración de aguas subterráneas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá D.C, Colombia

2025

*A mi familia,
especialmente a mi padre Hipólito Valenzuela*

Agradecimientos

Al profesor Dr. Orlando Hernández extendiendo mi más sincera gratitud por fomentar mi crecimiento personal y profesional a través de su amistad y sabios consejos, por creer en este proyecto y aportar significativamente en la dirección y enriquecimiento de esta investigación.

Agradezco a TEP LTDA por facilitar gran parte de los instrumentos geofísicos utilizados en la adquisición de datos. A la Dirección Técnica de Recursos Minerales del Servicio Geológico Colombiano por suministrar la base datos de información aerogeofísica. Asimismo, a la Unidad de Servicios Públicos de la Alcaldía de Cumaribo, especialmente al Ing. José Omar Quiceno, por proporcionar la información disponible sobre las captaciones de agua del municipio.

A Sergio Torrado por su invaluable colaboración en campo y por las múltiples discusiones alrededor de este proyecto, además de su valiosa amistad durante tantos años. A mis colegas, Álvaro Suárez y Sergio Montes, por sus aportes y conversaciones que hemos tenido para enriquecer la base de este proyecto. A José Mahan, Daniel Sanabria, Rafael Quintana y a todos aquellos que me brindaron su asesoría en software de interpretación sísmica. A las Fincas Paratebueno y La Esperanza, Hacienda Camaira, y a la comunidad de Palmarito por su cálida acogida y hospitalidad.

Agradecimiento especial a mi padre, Hipólito Valenzuela, por su apoyo incondicional y su motivación diaria, por siempre creer en mí para alcanzar esta meta. A mi madre Fanny, a Paula Andrea y Lina, por todo su amor y constante apoyo en los ires y venires de esta etapa. ¡Gracias por tanto!

Resumen

La estructura del Río Vichada es un posible cráter de impacto de meteorito ubicado al oriente de Colombia, en el municipio de Cumaribo, departamento del Vichada. Fue propuesta inicialmente como una estructura compleja de 50 km de diámetro, debido a la prominente flexión semicircular que experimenta el río Vichada en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales. Análisis geofísicos previos identificaron en la estructura una cuenca sedimentaria concéntrica con hasta 1 km de espesor, lo que plantea la posibilidad de que esta contenga aguas subterráneas de interés para el aprovechamiento en la región. En este estudio se plantea un modelo geológico y geofísico con el objetivo de evaluar la presencia de formaciones acuíferas en la secuencia sedimentaria y contribuir al avance científico sobre el origen de esta estructura. Para ello, se integraron la interpretación de magnetometría terrestre y aerotransportada, gamma espectrometría, sísmica de reflexión, sondeos eléctricos verticales y análisis petrofísicos, junto con el análisis litológico y petrográfico de muestras de pozo y superficie. El modelo realizado sugiere la presencia de un basamento granítico del Precámbrico sobre el que reposa una secuencia sedimentaria del Neógeno compuesta por las formaciones Carbonera, León, Guayabo y depósitos cuaternarios de origen aluvial y eólico como cobertura superficial. Esta cuenca se profundiza en sentido SE-NW y exhibe un espesor variable entre 186 m y 586 m como valor máximo. Se identificaron niveles acuíferos de alto potencial en la Formación Guayabo y el miembro C1 de la Formación Carbonera, y acuíferos de menor extensión en los depósitos cuaternarios de penillanura. La interpretación sísmica propone un intervalo de intensa deformación con discontinuidades en las reflexiones sísmicas y hundimientos en forma de terrazas en niveles de la Formación Guayabo, así como la posible presencia de un levantamiento central en el sector Jamurí, coincidente con una anomalía magnética concéntrica observada en la integración de datos de magnetometría terrestre y aerotransportada. El análisis petrográfico realizado reveló rasgos de microdeformación planar (PM) en granos de cuarzo presentes en muestras de superficie y ripios de perforación del intervalo de profundidad de 24 m a 30 m de un pozo estratigráfico ubicado 19 km al oeste del posible levantamiento central de la estructura.

Palabras clave: Vichada, cráter de impacto, aguas subterráneas, modelamiento geológico-geofísico, magnetometría, resistividad eléctrica, sísmica.

Abstract

Conceptual geological model and hydrogeological potential of the Río Vichada structure, Colombia

The Río Vichada structure is a possible meteorite impact crater located in eastern Colombia, in the municipality of Cumaribo, Vichada department. It was initially proposed as a 50 km-diameter complex structure, based on the prominent semicircular bending of the Vichada River in the distal part of the Llanos Orientales basin. Prior geophysical analyses have identified a concentric sedimentary basin with a thickness of up to 1 km within the structure, suggesting the potential for groundwater of economic value for development in the region. The present study proposes a geological and geophysical model to evaluate the presence of water-bearing formations in the sedimentary sequence, thereby contributing to scientific progress on the origin of the structure. To this end, the integration of various geophysical methods, including ground and airborne magnetometry, gamma spectrometry, seismic reflection, vertical electrical sounding, and petrophysical analysis, was undertaken alongside a lithological and petrographic analysis of borehole and surface samples. The model suggests the presence of a Neogene sedimentary sequence comprising the Carbonera, León and Guayabo formations and Quaternary deposits of alluvial and eolian origin as surface cover, overlying a Precambrian granitic basement. The basin exhibits a deepening trend in a SE-NW direction, with variable thickness, ranging from 186 m to 586 m at its deepest point. Furthermore, high-potential aquifer levels were identified in the Guayabo Formation and the C1 member of the Carbonera Formation, and more limited aquifers were identified in the peneplain Quaternary deposits. Seismic interpretation revealed an interval of intense deformation, characterised by discontinuities in seismic reflections and terrace-like slump blocks in the upper Guayabo Formation, as well as the potential presence of a central uplift located near the Jamurí sector, coincident with a concentric magnetic anomaly observed in the ground and airborne magnetic integration data. Petrographic analysis indicates the occurrence of planar microstructures (PM) in

quartz grains within surface samples and borehole cuttings from the 24 m to 30 m depth interval of a stratigraphic borehole situated 19 km west of the potential central uplift of the structure.

Keywords: Vichada, impact crater, groundwater, geological and geophysical modelling, magnetic, electrical resistivity, seismic.

Contenido

	Pág.
Resumen.....	VII
Introducción	1
Justificación y planteamiento del problema.....	2
Objetivos	4
General.....	4
Específicos	4
Antecedentes	4
1. Generalidades del área de estudio	7
1.1 Localización	7
1.2 Marco geográfico	8
1.2.1 Aspectos demográficos	9
1.2.2 Actividades económicas del municipio.....	10
1.2.3 Acceso a servicios públicos	11
1.3 Aspectos meteorológicos	11
1.4 Contexto geológico regional	13
1.4.1 Estratigrafía.....	14
1.5 Contexto hidrogeológico.....	18
2. Marco teórico y enfoque metodológico.....	20
2.1 Marco teórico	20
2.1.1 Magnetometría	20
2.1.2 Espectrometría de rayos gamma	24
2.1.3 Método sísmico	26
2.1.4 Método de resistividad eléctrica.....	29
2.1.5 Estructuras de impacto	32
2.2 Metodología	36
2.2.1 Compilación de información.....	37
2.2.2 Adquisición de información.....	40
2.2.3 Análisis de laboratorio	43
2.2.4 Procesamiento de la información geofísica.....	44
2.2.5 Interpretación de resultados	46
3. Modelo geológico	47
3.1 Cartografía geológica	47
3.2 Muestreo geológico de superficie	54
3.3 Muestreo geológico de pozo	56
3.3.1 Basamento	57

3.3.2	Formación Carbonera.....	59
3.3.3	Formación León	61
3.3.4	Formación Guayabo.....	62
3.4	Análisis petrográfico	64
3.4.1	Estimación de la porosidad	66
4.	Modelo volumétrico	69
4.1	Geofísica de pozo.....	69
4.1.1	Análisis petrofísico	73
4.2	Gamma espectrometría	78
4.2.1	Imagen ternaria	79
4.2.2	Dominios radiométricos	80
4.3	Magnetometría	85
4.3.1	Reducciones magnéticas	86
4.3.2	Anomalía regional y residual	87
4.3.3	Señal analítica	89
4.3.4	Continuación analítica hacia arriba (UPWC).....	91
4.3.5	Derivada del ángulo de inclinación (TDR)	92
4.4	Prospección sísmica	96
4.4.1	Amarre sísmica-pozo	96
4.4.2	Interpretación sísmica	97
4.4.3	Conversión a profundidad.....	105
4.5	Prospección geoelectrica.....	106
4.5.1	Perfiles geoelectricos	110
5.	Integración de resultados	115
5.1	Potencial hidrogeológico.....	115
5.2	Aportes al conocimiento de la estructura de impacto del Río Vichada	120
6.	Conclusiones y recomendaciones	129
6.1	Conclusiones	129
6.2	Recomendaciones.....	131
	Bibliografía	133

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1. Localización del área de estudio. La estructura del Río Vichada se ubica en el municipio de Cumaribo, departamento del Vichada.	8
Figura 1-2. Fotografía aérea panorámica del área de la estructura del Río Vichada mostrando su vegetación típica.	9
Figura 1-3. Comportamiento de los valores medios mensuales multianuales de precipitación total, evaporación total y temperatura en la estación climática del casco urbano del municipio de Cumaribo.....	12
Figura 1-4. Comportamiento de la evapotranspiración real e interceptación (ETIa) en el área de estudio.....	13
Figura 1-5. a) Mapa de ubicación de la cuenca Llanos Orientales, el pozo estratigráfico SALTARIN ST-1A y el perfil esquemático A-A'. b) Perfil esquemático de la cuenca Llanos Orientales y la parte oriental del piedemonte de la Cordillera Oriental. c) Tabla de correlación estratigráfica de las unidades encontradas en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales y sus equivalentes en las cuencas Piedemonte y Catatumbo.	17
Figura 2-1. a) Rangos y valores promedio de susceptibilidad magnética para algunas de las rocas ígneas y sedimentarias más comunes. b) Susceptibilidades magnéticas de algunos minerales.....	24
Figura 2-2. Rangos de velocidades de onda P para diferentes litologías.	28
Figura 2-3. Rangos de resistividad para distintos tipos de roca.	30
Figura 2-4. Esquema de la metodología de adquisición de datos de resistividad eléctrica mediante sondeos eléctricos verticales (SEV), utilizando arreglo de electrodos Schlumberger.	31
Figura 2-5. Esquema de las diferentes etapas y procesos involucrados en la formación de cráteres de impacto simples y complejos.	35
Figura 2-6. Mapa de localización de la información geológica y geofísica utilizada en este estudio.	37
Figura 2-7. Polígono de información aerogeofísica utilizada en este trabajo (ver recuadro en verde), extraído de los bloques 11-Vichada y 13-Vichada W de la base de datos del Servicio Geológico Colombiano.....	39
Figura 2-8. Reconocimiento geológico del área a lo largo de las transectas de adquisición geofísica. a) Sector de Puerto Casanare. b) Sector Camaira.	40
Figura 2-9. Adquisición de datos de magnetometría terrestre remolcada. a) Instalación del magnetómetro base y su fuente de energía. b) Estructura del accesorio moto transportado para la adquisición eficiente de datos magnéticos mediante un magnetómetro móvil. c) Metodología para la adquisición moto transportada.	41

Figura 2-10. Adquisición de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) mediante equipo de resistividad eléctrica ABEM SAS 1000 en los sectores de a) La Primavera - SEV 2, b) Camaira – SEV 11, c) Jamurí – SEV 7.	43
Figura 2-11. a) Medición de susceptibilidad magnética y espectrometría gamma en muestras de ripios de perforación del pozo SD. b) Descripción litológica de ripios de perforación del pozo SD. c) Descripción petrográfica de secciones delgadas de muestras de superficie y pozo.	44
Figura 3-1. Mapa geológico del área de estudio elaborado a partir de la cartografía geológica oficial del SGC, la interpretación de sensores remotos y observaciones de campo.	49
Figura 3-2. a) Cobertura de vegetación densa boscosa que comúnmente ocurre sobre los Depósitos de penillanura (Qp) del área de estudio. b) Talud erosivo exhibiendo arcillas y arcillas limosas ferruginosas asociadas a Depósitos de penillanura (Qp) que sufrieron procesos de laterización. ...	50
Figura 3-3. a) Morfología plana característica de los Depósitos de penillanura con cobertura eólica (Qpe) en las vastas sabanas del área. b) Cárcava en la vía de Camaira a Puerto Casanare, que muestra una capa superficial de suelo y arcillas rojizas ferruginosas, y un nivel de arenas blancas a la base. c) Evidencia de manantiales que ocurren en los depósitos arenosos de penillanura Qpe y Qp, observados durante la temporada seca. d) Arenas finas cuarzosas, deleznales que exhiben estratificación inclinada asociadas a los Depósitos Qpe.	50
Figura 3-4. Expresión morfológica de los Depósitos de terrazas (Qt) al norte del cauce del río Vichada entre los sectores de Marsella y La Primavera.	52
Figura 3-5. Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf) aflorando en el área de estudio.	53
Figura 3-6. Mapa de ubicación del muestreo geológico de superficie.	55
Figura 3-7. Muestras de roca colectadas durante la fase de reconocimiento geológico de superficie.	56
Figura 3-8. Registro gráfico compuesto del pozo SD incluyendo la columna litológica elaborada a partir de la descripción de ripios de perforación e interpretación de registros eléctricos.	58
Figura 3-9. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando la litología presente en la parte superior del basamento cristalino.	59
Figura 3-10. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando las litologías representativas de la Formación Carbonera.	60
Figura 3-11. Fragmento fósil de diente de tiburón encontrado en muestras de ripios de perforación del pozo SD en el intervalo 1160-1180 ft, en un nivel asociado a la parte inferior del miembro C2 de la Formación Carbonera.	61
Figura 3-12. Muestras de ripios de perforación del pozo SD en el intervalo 780-800 ft mostrando los fragmentos de los niveles de arcillolitas grisáceas características de la Formación León.	62
Figura 3-13. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando litologías representativas de la Formación Guayabo.	63
Figura 3-14. Microfotografías de muestras de mano y de pozo.	65
Figura 3-15. Estimación de la porosidad de las secciones delgadas VIC 01, 03A, 04, 05A, 05B, 05C Y 05F.	67
Figura 4-1. Datos de susceptibilidad magnética (SM) y espectrometría gamma obtenidos para el pozo SD.	71
Figura 4-2. Modelo petrofísico para el pozo SD, resaltando los niveles interpretados como acuíferos definidos a partir del análisis del volumen de shale (V_{sh}), de porosidad (Φ) y la saturación de agua (S_w).	77

Figura 4-3. Conteo total de rayos gamma obtenido a partir de datos aerotransportados.	79
Figura 4-4. Mapas temáticos e interpretación de los datos de espectrometría gamma aerotransportada.	84
Figura 4-5. Anomalías magnéticas de los datos de magnetometría terrestre.	89
Figura 4-6. Anomalías magnéticas de los datos de magnetometría aerotransportada.	90
Figura 4-7. a) Esquema ilustrativo de la continuación analítica hacia arriba (UPWC) de los datos de magnetometría terrestre remolcada. b) Comparación de los datos magnéticos aerotransportados y datos terrestres continuados 100 m hacia arriba.	92
Figura 4-8. Interpretación de la derivada <i>tilt</i> (TDR) de los datos magnéticos.	95
Figura 4-9. Amarre sísmica-pozo entre la línea L-3 y el pozo SD.	97
Figura 4-10. Ilustraciones de las facies sísmicas representativas para los datos sísmicos interpretados.	100
Figura 4-11. Sección sísmica L-2 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior.	103
Figura 4-12. Sección sísmica L-3 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior.	103
Figura 4-13. Sección sísmica L-6 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior.	104
Figura 4-14. Sección sísmica L-7 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior.	104
Figura 4-15. Mapas de isovalores en el dominio del tiempo para las superficies sísmicas interpretadas.	105
Figura 4-16. Mapas estructurales en el dominio de la profundidad para las superficies sísmicas interpretadas.	106
Figura 4-17. Curvas de resistividad aparente de los sondeos eléctricos verticales (SEV) adquiridos.	107
Figura 4-18. Esquema de correlación del registro eléctrico y litológico del pozo SD con los SEV 1, 2, 3 y 10, incluyendo la interpretación de las unidades geoelectricas A, B y C.	109
Figura 4-19. Ubicación de los sondeos eléctricos verticales (SEV) y los perfiles geoelectricos generados.	111
Figura 4-20. Perfil geoelectrico 1 mostrando la correlación de los SEV 2, 11, 8, 7, 5 y 6.	112
Figura 4-21. Perfil geoelectrico 2 mostrando la correlación de los SEV 9, 11, 10 y 3.	113
Figura 4-22. Perfil geoelectrico 3 mostrando la correlación de los SEV 2, 1, 3, 4 y el registro eléctrico del pozo SD.	114
Figura 5-1. Esquema 3D del modelo geológico del área de la estructura del Río Vichada.	120
Figura 5-2. Sección sísmica del extremo oriental de la línea L-3 detallando el área de la estructura del Río Vichada.	125
Figura 5-3. Microfotografías de granos de cuarzo con rasgos de microdeformación planar (PM) en la sección delgada del intervalo de profundidad 80-100 ft del pozo SD.	127
Figura 5-4. Microfotografías en luz polarizada cruzada (XPL) de las secciones delgadas VIC 05A y el intervalo 1180-1200 ft del pozo SD.	128

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1. Estadística general de la base de datos de espectrometría gamma aerotransportada del área de estudio.....	38
Tabla 2-2. Estadística general de la base de datos de magnetometría aerotransportada del área de estudio.....	39
Tabla 2-3. Localización de los sondeos eléctricos verticales (SEV) adquiridos. Coordenadas geográficas referidas al sistema WGS-84.	42
Tabla 3-1. Topes estratigráficos interpretados para las unidades geológicas en el pozo SD.	57
Tabla 4-1. Intervalos interpretados a partir del comportamiento de la susceptibilidad magnética (SM) y la espectrometría gamma (SGR) en el pozo SD.	72
Tabla 4-2. Registros eléctricos del pozo SD	74
Tabla 4-3. Parámetros del lodo de perforación del pozo SD.	74
Tabla 4-4. Resumen de la interpretación petrofísica final del pozo SD.....	76
Tabla 4-5. Parámetros obtenidos del modelo IGRF para la corrección de los datos magnéticos terrestres y aerotransportados.....	87
Tabla 4-6. Estimación de la resolución de las líneas sísmicas interpretadas.	96
Tabla 4-7. Correlación geológica de las unidades geoelectricas interpretadas.	108
Tabla 5-1. Potencial hidrogeológico de las unidades geológicas del área de estudio.	116
Tabla 6-1. Prognosis de las profundidades de las unidades geológicas y geoelectricas en los pozos exploratorios recomendados para los centros poblados de Palmarito y Chaparral.	132

Introducción

La estructura del Río Vichada fue inicialmente propuesta como una posible estructura de impacto de meteorito por Rocca (2004), quien reconoció rasgos geomorfológicos de un posible gran cráter, basado en la interpretación de imágenes satelitales Landsat. En particular, destacó la flexión semicircular perfecta que exhibe el río Vichada en esta zona, característica que da origen al nombre de la estructura. Según Acevedo et al. (2015), la configuración de la estructura del Río Vichada se asemeja a una forma de múltiples anillos y pico central, compuesta por un anillo externo de aproximadamente 50 km de diámetro, un anillo interno de 30 km de diámetro y una depresión central circular de 20 km de diámetro asociada a una cuenca. De acuerdo con la revisión bibliográfica de estudios geológicos regionales, Rocca (2004) plantea que esta cuenca presenta rocas graníticas y metasedimentarias del Precámbrico, cubiertas por una potente secuencia sedimentaria con litologías variables que incluyen conglomerados, areniscas y arcillolitas, con edades que abarcan desde el Oligoceno al Plioceno.

La estructura se ubica en jurisdicción del municipio de Cumaribo, en la región central del departamento del Vichada, Colombia. Las investigaciones realizadas para la caracterización del posible cráter se han centrado en la interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas a partir del análisis de datos satelitales y terrestres (Hernández et al., 2009, 2011; Khurama, 2007; Torrado-Perez, 2019). De acuerdo con estos estudios, la estructura presenta una anomalía gravimétrica positiva, central y circular, rodeada por una anomalía negativa en forma de anillo, que es característica del levantamiento central que define los cráteres de impacto complejos. Por lo tanto, se sugiere la existencia de una espesa cuenca sedimentaria circular al interior del cráter, con aproximadamente 50 km de diámetro y un espesor variable entre 100 m en los bordes y 1000 m en la parte central de la estructura (Hernández et al., 2009, 2011). Esta cuenca ha sido rellenada por sedimentos desde el Paleógeno hasta depósitos cuaternarios recientes (Hernández et al., 2009).

Las características litológicas de las unidades que han sido interpretadas en el subsuelo de la estructura, así como los depósitos que afloran en su superficie, muestran que tienen propiedades que favorecen el almacenamiento de agua subterránea, por lo que se convierten en potenciales acuíferos.

Además, la gran extensión y espesor de la cuenca sedimentaria asociada al posible cráter, así como la elevada precipitación registrada en la zona hidrográfica del Vichada, sugieren la necesidad de evaluar la estructura del Río Vichada como una cuenca sedimentaria no convencional de especial relevancia hidrogeológica.

Justificación y planteamiento del problema

El proceso de formación de cráteres de impacto en la Tierra no solo se considera un evento catastrófico, sino que se establece como un proceso importante para la generación de condiciones geológicas esenciales para la acumulación de recursos de interés económico (Osinski et al., 2022), en los que se incluye el agua subterránea. En todo el mundo, la mayoría de las grandes estructuras de impacto albergan recursos minerales que actualmente se explotan o tienen el potencial de convertirse en importantes recursos económicos en el futuro (Reimold et al., 2005). Incluso las estructuras desprovistas de mineralizaciones tienen potencial como grandes reservorios de agua superficial, lo que las convierte en interesantes desde el punto de vista del abastecimiento de agua, así como para el establecimiento de atracciones turísticas, recreativas y educativas.

Un buen ejemplo del beneficio hidrológico y económico de las estructuras de impacto es el embalse de Manicouagan, ubicado al norte de Quebec, en Canadá (Reimold y Koeberl, 2014). Este cráter, de 100 km de diámetro, ha sido utilizado para la generación de energía hidroeléctrica (Grieve, 1990; Reimold et al., 2005). En este contexto, si bien actualmente la estructura del Río Vichada tiene el estatus de probable, con un largo trayecto para poder confirmar su origen de impacto (Crósta et al., 2019b, 2019a), la hipótesis de que la cuenca sedimentaria asociada a esta contiene una cantidad de agua subterránea interesante desde el punto de vista económico y social, requiere la realización de estudios que proporcionen los insumos técnicos necesarios para estimar su potencial hídrico.

Pese a que en Colombia se han realizado múltiples estudios de exploración de aguas subterráneas, el país cuenta con información técnica limitada adquirida para investigaciones hidrogeológicas en la parte distal de la Orinoquía y la Amazonía colombiana. Destacan los estudios realizados a nivel país por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) y compilados en el Estudio Nacional del Agua (ENA), así como el Atlas de aguas subterráneas y el Mapa de litopermeabilidades a escalas 1:500000, elaborados por el Servicio Geológico Colombiano (SGC). A escala regional y local, el escaso conocimiento que se tiene de la hidrogeología se centra en las unidades superficiales y se ha generado puntualmente a partir de datos colectados para proyectos de

exploración de hidrocarburos y minería, y excepcionalmente para la perforación de pozos para la captación de agua subterránea somera en los centros poblados de la región.

Ante la ausencia de estudios regionales que evalúen las aguas subterráneas en gran parte de la Orinoquía y la Amazonía colombiana, en las denominadas cuencas frontera, este trabajo constituye un referente para la aplicación de una metodología de exploración de aguas subterráneas a partir de información geofísica inicialmente adquirida para otros fines exploratorios, tales como la prospección de minerales e hidrocarburos. La cobertura de estudios regionales de exploración de aguas subterráneas muestra vastas áreas donde la información disponible es limitada o incluso inexistente. Sin embargo, se dispone de múltiples bases de datos que contienen información geofísica, incluidos métodos que no suelen formar parte de los estudios convencionales, pero que pueden proporcionar información valiosa para el modelamiento del subsuelo como insumo para la hidrogeología.

Según el Plan de Desarrollo Municipal 2024-2027, solo el 22.6 % de la población del municipio de Cumaribo cuenta con cobertura de acueducto (Alcaldía de Cumaribo, 2024). Desde 2018 se ha logrado avanzar en materia de cobertura, acceso y calidad del agua un 11.6 % (Alcaldía de Cumaribo, 2016). Fuera del casco urbano, en el área rural, únicamente nueve centros poblados cuentan con un sistema de abastecimiento de agua, de los cuales el 56% tienen su sistema conformado por captación mediante pozo profundo y el 44 % restante captan agua superficial mediante bocatoma (Alcaldía Cumaribo, 2020). Esto demuestra que, a pesar de que existe una riqueza hídrica superficial en el municipio de Cumaribo, las aguas subterráneas cobran cada vez más relevancia en el abastecimiento de las comunidades y sus diferentes actividades económicas.

La baja cobertura, la deficiencia en la prestación del servicio de acueducto y la mala calidad del agua representan un desafío significativo para el municipio (Alcaldía de Cumaribo, 2024). Esta situación plantea la necesidad de aprovechar el potencial de las aguas subterráneas como estrategia para garantizar una mejor calidad del servicio en el área urbana y proporcionar soluciones efectivas de acceso al agua a los habitantes de las zonas rurales, con el fin de contribuir al bienestar y la mejora de la calidad de vida de los habitantes de Cumaribo.

El propósito de este estudio es llevar a cabo una investigación geológica y geofísica integral basada en la información disponible de sensores remotos, cartografía actualizada, magnetometría y espectrometría de rayos gamma aerotransportada, sísmica de reflexión y registros eléctricos de

pozos. Además, de adquirir y analizar nueva información de magnetometría terrestre, sondeos eléctricos verticales, muestras de sedimentos y roca para análisis petrográfico, con el objetivo de evaluar la presencia de niveles potencialmente acuíferos que permitan la explotación y el aprovechamiento del recurso hídrico subterráneo. De esta manera, al caracterizar la secuencia sedimentaria, se generan modelos geofísicos que contribuyen al avance científico de la génesis de la estructura del Río Vichada.

Objetivos

General

Evaluar la posible presencia de formaciones acuíferas asociadas a la estructura del Río Vichada, mediante la interpretación de información geológica y geofísica, las cuales permitan potencialmente la protección, explotación y aprovechamiento del recurso agua subterránea.

Específicos

- Realizar el modelo volumétrico (3D) de la estructura del Río Vichada a partir de datos geofísicos de resistividad eléctrica.
- Caracterizar con datos geofísicos de resistividad eléctrica la secuencia sedimentaria más superficial asociada a la estructura y eventualmente la profundidad de basamento cristalino.
- Definir zonas potencialmente acuíferas que se puedan utilizar en la explotación de agua subterránea para consumo humano y agroindustrial.
- Contribuir al modelo hidrogeológico conceptual de la zona de influencia de la estructura del Río Vichada.

Antecedentes

De acuerdo con Rocca (2004), la formación de la estructura del Río Vichada ocurrió antes de 30 millones de años (Ma), asumiendo un impacto en el basamento cristalino precámbrico y de acuerdo con la edad de la secuencia sedimentaria del Oligoceno y Mioceno que lo cubre. Posterior a su propuesta, se han realizado estudios que han contribuido al avance en el modelamiento de la estructura. Hernández et al. (2009) utilizaron datos del modelo gravitacional satelital EGM-96 (*Earth Gravitational Model 1996*) para identificar una anomalía de aire libre positiva asociada a una concentración de masa (*mascon*). Esta anomalía fue interpretada como un adelgazamiento de la

corteza que se encuentra rodeado por una depresión de 50 km de diámetro, coincidente con la ubicación propuesta de la estructura. El estudio sugiere la presencia de un tapón del manto con dimensiones de 30 km de ancho y 5 km de espesor, que, de acuerdo con su interpretación, se formó por el rebote de la corteza en el proceso de impacto de un meteorito.

Hernández et al. (2011) presentan el modelamiento estructural de la zona a partir de datos de gravimetría y magnetometría terrestre adquiridos inicialmente por Khurama (2007). La adquisición abarcó un total de 88 km lineales, distribuidos en dos perfiles, que cubrieron parcialmente la zona exterior norte, nororiente y centro oriente de la estructura. El análisis realizado reveló la presencia de anomalías locales magnéticas y de Bouguer positivas, atribuidas a los anillos interno y externo de la estructura. Además, se presenta un reconocimiento geomorfológico y geológico de superficie, en el que se destaca la presencia de fallas normales con terrazas asociadas a los bordes de la estructura, y bloques erráticos, considerados como posible evidencia del material de eyecta. Por otra parte, el modelamiento directo de anomalías gravimétricas y magnéticas comparadas con los datos observados de los perfiles terrestres, les permitió descartar otros cuerpos geológicos causativos y sugerir el fenómeno de impacto como el origen más probable para la estructura del Río Vichada (Hernández et al., 2009; Khurama, 2007).

Con el propósito de orientar las futuras campañas de campo destinadas a la búsqueda de evidencia geológica de impacto, Hernández y Alexander (2018) presentan un escenario hipotético de los efectos ambientales producidos por un impacto de meteorito en el área de la estructura del Río Vichada. La simulación asumió un asteroide de 3.2 km de diámetro de composición condritica, como cuerpo causativo del cráter. Entre los resultados más destacados se encuentra el espesor promedio de los depósitos de eyecta, que supera los 20 m en zonas incluidas en un radio de 50 km de distancia de la estructura.

Crósta et al. (2019b, 2019a) presentan una revisión del registro de impactos en Suramérica, en la que se incluye la estructura del Río Vichada en la sección de cráteres propuestos. Los autores mencionan que las descripciones geológicas de superficie y las anomalías geofísicas reportadas en publicaciones previas, “no pueden aceptarse como evidencia alguna de un impacto en el Río Vichada” (Crósta et al., 2019a, p. 206).

Posteriormente, Torrado-Perez (2019) presenta los primeros resultados asociados a una adquisición de magnetometría terrestre moto transportada, de sondeos eléctricos verticales y de muestreo

geológico de mayor cobertura de la estructura. El autor interpreta anomalías geofísicas que le permiten sugerir un mayor tamaño para la estructura, proponiendo un anillo externo de 70 km de diámetro, un anillo interno de 40 km de diámetro y un levantamiento de pico central de 6-8 km de diámetro. Además, expone la presencia de montículos en el área nororiental de la estructura, así como de zonas de debilidad en superficie denominadas cárcavas, localizadas principalmente en el costado suroccidental y orientadas en forma radial.

Pati y Reimold (2007) señalan que, si bien los estudios geofísicos y las observaciones de sensores remotos han desempeñado un papel fundamental en la ubicación y caracterización de varias estructuras de impacto probadas, la aceptación de estos descubrimientos debe, en todos los casos, estar respaldada por estudios de deformación por choque en rocas y minerales. En este sentido, aunque el objetivo principal del presente trabajo no es definir el origen de la estructura de impacto del Río Vichada, este documento presenta información geológica y petrográfica valiosa para el avance de las investigaciones sobre el origen de esta estructura.

1. Generalidades del área de estudio

1.1 Localización

La estructura del Río Vichada se encuentra en la parte oriental del municipio de Cumaribo, específicamente en las inspecciones de Palmarito y Chaparral (Figura 1-1). Esta área se ubica a una distancia de 44 km del casco urbano. La ruta que conecta a Cumaribo con Santa Rita y Puerto Nariño (a orillas del río Orinoco), recorre la parte norte de la estructura, mientras que el río Vichada sirve de límite sur. La posible ubicación del centro de la estructura ha experimentado una evolución a medida que se ha profundizado en su conocimiento, pero se ha mantenido entre los sectores de Camaira y La Caneca. Algunos de los sectores ilustrados en la Figura 1-1 obedecen a nombres de fincas que no corresponden a la localización de un punto específico, sino que pueden abarcar un área, por lo que, en este trabajo se utilizan como referencia para efectos prácticos de ubicación en esta extensa zona.

De la hidrografía local de la estructura se resaltan los cauces de los caños Áriba y Arreita. El caño Arreita fluye desde la parte norte del casco urbano de Cumaribo, pasando por el sector Paratebueno donde sufre una flexión que le lleva a que recorra la parte norte de la estructura hasta su desembocadura en el río Tuparro. El caño Áriba, presenta un recorrido menos extenso, captando aguas de la parte central de la estructura, caracterizada por una densa vegetación de selva, y de drenajes al suroriente del centro poblado Palmarito, hasta desembocar en el río Vichada en el costado oriental de la estructura.

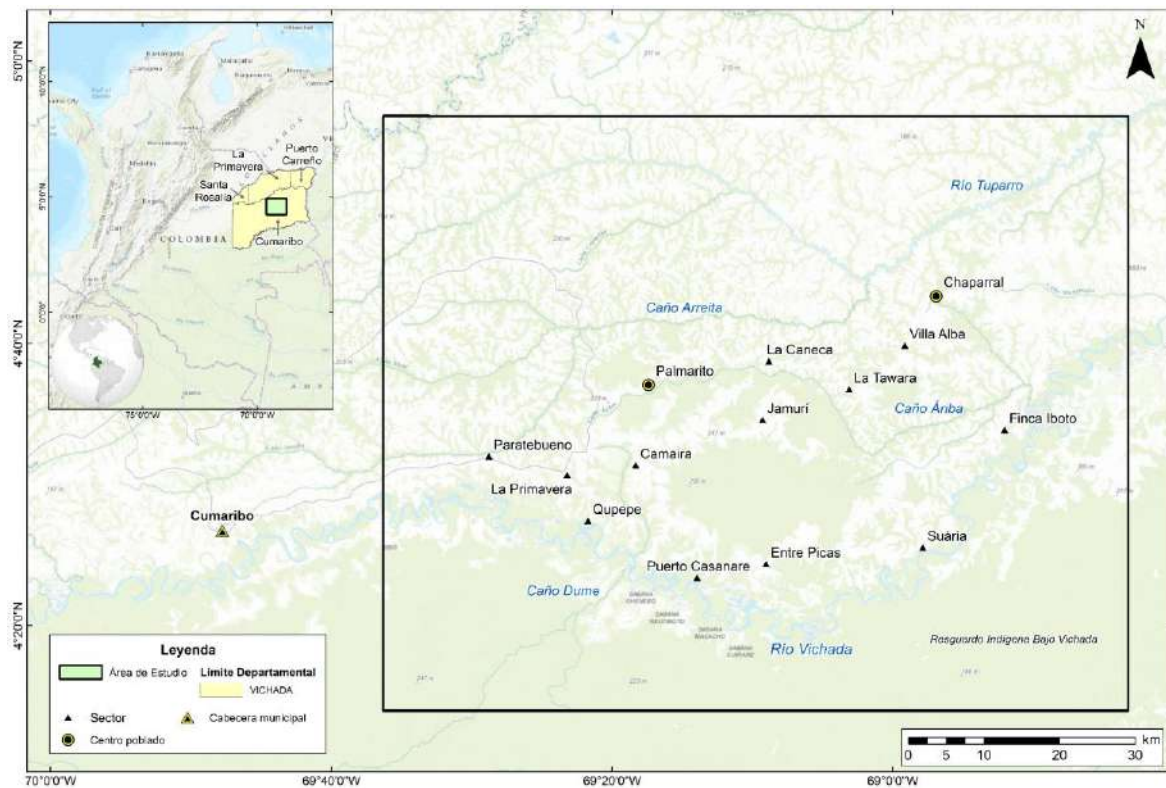


Figura 1-1. Localización del área de estudio. La estructura del Río Vichada se ubica en el municipio de Cumaribo, departamento del Vichada.

1.2 Marco geográfico

El municipio de Cumaribo es uno de los cuatro municipios que conforman el departamento del Vichada. Con una extensión de 65204 km² ocupa el título de municipio más extenso en el territorio colombiano. En la división política del departamento, este municipio limita al norte con los municipios de Santa Rosalía, La Primavera y Puerto Carreño, en la zona sur, con el departamento del Guaviare, al occidente con el departamento del Meta y al oriente con la República de Venezuela por el trazo del río Orinoco (Alcaldía de Cumaribo, 2016).

Para acceder al municipio se tienen tres opciones. Por vía terrestre, se puede llevar a cabo en la temporada seca, generalmente de diciembre a marzo, a través de la ruta que conecta Villavicencio con Puerto Gaitán (Meta) y Cumaribo. Por vía fluvial, seis puertos principales: Puerto Oriente, San José de Ocné y Santa Rita, situados sobre el río Vichada; Puerto Nariño, ubicado en el río Orinoco; Puerto Príncipe, en Caño Segua; y Güerima, situado en el río Uva. De estos, la ruta que registra un mayor volumen de tránsito es la que conecta desde el municipio de Puerto Gaitán, en el departamento

del Meta, hasta el puerto fluvial de Cumaribo, situado sobre el río Vichada. En lo que respecta al transporte aéreo, existen servicios comerciales y de carga desde el aeropuerto de Villavicencio hacia el municipio de Cumaribo.

En el municipio de Cumaribo se identifican cinco tipos de vegetación (Figura 1-2). En primer lugar, se encuentra la vegetación de sabanas, que se caracteriza por extensas áreas de pastizales y arbustos. En segundo lugar, se identifican los bosques de galería o bosques naturales fragmentados por la actividad antrópica de tala de árboles y la ampliación de zonas agrícolas. Además, se encuentra la vegetación de selva de transición, que se distingue por su vegetación densa, así como los bosques plantados y los humedales, donde se encuentra la palma de moriche (Geominas-Gemi, 2014).



Figura 1-2. Fotografía aérea panorámica del área de la estructura del Río Vichada mostrando su vegetación típica. En la parte inferior se observa la flexión del río Vichada. Fotografía tomada hacia el norte en la ruta Puerto Inírida-Bogotá.

1.2.1 Aspectos demográficos

El municipio de Cumaribo cuenta con una población estimada de 87018 habitantes (TerriData, 2024). En lo que respecta a la composición étnica, hacen presencia las comunidades negras, mulatas, raizales, población palenquera, gitana y, predominando en el territorio, población indígena compuesta por cerca de 77662 habitantes, distribuidos en 24 resguardos, de los cuales 23 se encuentran en la sabana y un gran resguardo unificado denominado Selva de Matavén. La etnia predominante es la Sikuni, aunque también se encuentran presentes los pueblos Piaroa, Puinave, Curripaco, Piapoco y Cubeo (Alcaldía de Cumaribo, 2024).

En el casco urbano habita una población de 3093 habitantes, equivalente al 3.6 % de la población total. El área rural se divide en seis zonas: Suroccidental, Occidental Gaviotas, Centro Cumaribo,

Oriental Orinoco, Sur Eje Río Guaviare y Nororiental Tuparro. En estas zonas residen 83925 habitantes, lo que representa el 96.4 % de los habitantes del municipio (TerriData, 2024), y se encuentran un total de 19 centros poblados.

1.2.2 Actividades económicas del municipio

Las actividades económicas principales del municipio de Cumaribo son la agricultura de subsistencia y la producción pecuaria. La agricultura se centra en cultivos permanentes, tales como el plátano, cuya producción alcanza aproximadamente 10250 toneladas anualmente. Además, se cultivan otros productos de manera transitoria, como la yuca, el maíz y el arroz, entre otros (TerriData, 2024). De acuerdo con el estudio de suelos y zonificación de tierras del Vichada elaborado por IGAC (2014), el municipio de Cumaribo tiene áreas aptas para la producción agrícola, ganadera y forestal. Sus vastos terrenos presentan un gran potencial de ampliación en los cultivos de soya, maíz y arroz, con miras al desarrollo agroindustrial y a la ganadería extensiva, que destaca como la principal producción pecuaria. En las últimas décadas, se ha producido un notable incremento en la expansión de los cultivos forestales, con predominio de especies de acacias, eucaliptos, caucho y pino (Alcaldía de Cumaribo, 2024).

A pesar de su abundancia en recursos hídricos, las sabanas inundables del territorio de Cumaribo presentan una disminución significativa del agua superficial durante la temporada seca, sin alcanzar niveles que impliquen un desabastecimiento total para la ganadería y fauna silvestre. Esta disminución de las fuentes hídricas ha experimentado un incremento gradual a lo largo de los años, principalmente debido a la deforestación y los incendios forestales cada vez más severos (Alcaldía Cumaribo, 2020). Ante el inminente desarrollo de las actividades agroindustriales en el área, se hace imperativo contar con investigaciones que evalúen la calidad del agua subterránea, a fin de implementar medidas que preserven y administren adecuadamente este recurso.

A pesar de su potencial, el sector turístico en Cumaribo es una de las actividades que menos prioridad e intervenciones ha tenido en el transcurso histórico del territorio. Este escaso aprovechamiento se atribuye a múltiples factores, entre ellos, la limitada disponibilidad de servicios públicos esenciales para el desarrollo turístico, el difícil acceso y altos costos asociados, además de la ausencia de estrategias de promoción y conservación del patrimonio natural y cultural. Asimismo, existe desconocimiento por los locales de las riquezas del territorio en materia de patrimonio geológico, cultural, ecológico y paisajístico del territorio (Alcaldía Cumaribo, 2020).

1.2.3 Acceso a servicios públicos

La cobertura de acueducto en el municipio de Cumaribo se restringe a la cabecera municipal y a los centros poblados de Palmarito, Tres Matas, Chupave, Guanape, Santa Rita, Chaparral, El Progreso, El Tuparro y La Catorce. Los centros poblados restantes, así como las zonas rurales dispersas y los territorios indígenas, carecen de infraestructura y, por lo tanto, buscan abastecerse de agua con soluciones individuales que comúnmente implican la utilización de pozos artesanales con profundidades aproximadas de 20 a 30 metros (Alcaldía de Cumaribo, 2024).

A pesar de los esfuerzos realizados para incrementar el porcentaje de acceso al agua potable en el municipio, los planes de desarrollo municipal de los últimos años (Alcaldía Cumaribo, 2020; Alcaldía de Cumaribo, 2016, 2024) señalan problemáticas constantes al respecto. Entre las problemáticas más destacadas, se encuentran la contaminación de las aguas superficiales que abastecen los sistemas de suministro de agua, la intermitencia en la prestación del servicio de agua a causa de pozos profundos con producciones insuficientes, y la contaminación de la fuente de abastecimiento de agua subterránea por la presencia de pozos sépticos alrededor de los pozos de captación.

1.3 Aspectos meteorológicos

El área de estudio está incluida en la zona hidrográfica del Vichada, en la que se encuentran las cuencas de los ríos Tomo, Tuparro, Vichada, Guaviare y el Caño Matavén. Esta zona cuenta con una oferta hídrica superficial anual de 27722 millones de metros cúbicos (Mm^3) para una extensión de 26212 km^2 , junto a condiciones climáticas con régimen de precipitación monomodal que superan en gran medida los valores de evapotranspiración potencial anual. En este sentido, se considera que el departamento del Vichada se caracteriza por un clima tropical con una humedad media del 80 % (IDEAM, 2014; Ochoa, Ríos, et al., 2014).

La estación climática del IDEAM, ubicada en el casco urbano del municipio de Cumaribo, ha registrado datos de precipitación, temperatura y evaporación desde finales de 1983 (Figura 1-3). Tras el análisis mensual multianual de 40 años de series de tiempo, se observa que las variaciones de los valores mensuales de precipitación total oscilan entre 30 y 684 mm. La época lluviosa ocurre entre mayo y octubre, siendo junio y julio los meses más lluviosos, con una media de precipitación superior a 410 mm. Históricamente, el año más lluvioso fue 2012, con 3307 mm de precipitación total anual.

La temperatura media mensual se mantiene cerca a los 26 °C, sin mayores cambios a lo largo de los años. Las temperaturas más altas se registran entre enero y marzo, mientras que las más bajas tienden a ocurrir entre julio y agosto. La evaporación, por otra parte, presenta un comportamiento con altos valores al inicio y final del año, y bajos valores hacia mediados del año. De enero a marzo se produce la mayor evaporación, con valores mensuales de 155 mm. La evaporación histórica más baja en los años registrados se presentó en 1992, con una evaporación total anual de 1714 mm.

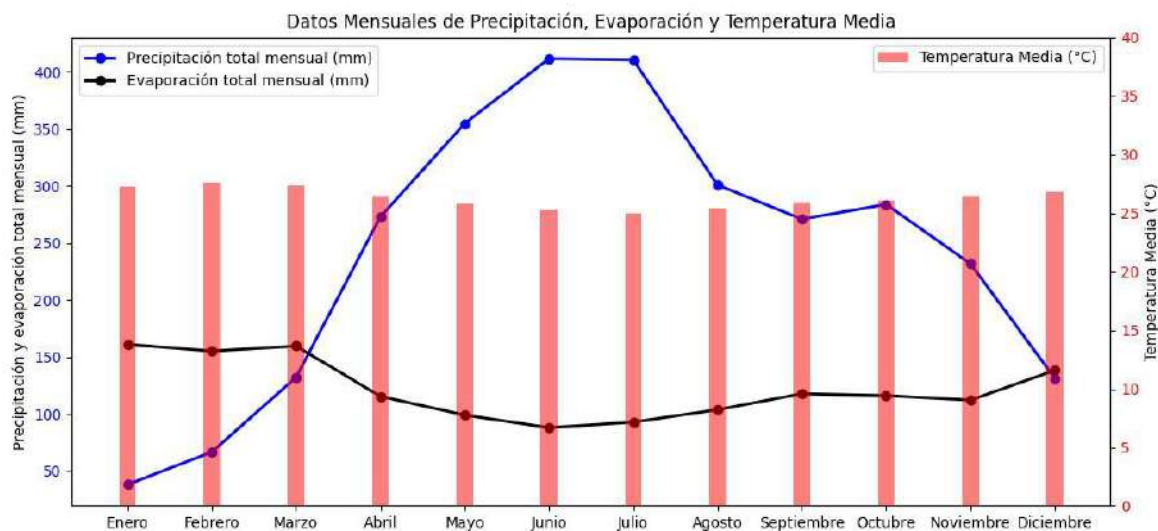


Figura 1-3. Comportamiento de los valores medios mensuales multianuales de precipitación total, evaporación total y temperatura en la estación climática del casco urbano del municipio de Cumaribo. Periodo histórico 1983-2024. Gráfico construido a partir de los datos del IDEAM.

A partir de información satelital, el programa WaPOR v3 (*Water Productivity Open-access portal*) estima la evapotranspiración real e interceptación (ETIa) mensual y anual con una resolución espacial de 300 metros. El parámetro ETIa representa la suma de la evaporación del suelo, la transpiración de las plantas y la evaporación de la lluvia interceptada por las hojas (Er, 2024). La serie temporal mensual de ETIa para el área de estudio, comprendida entre enero de 2018 y diciembre de 2024, muestra valores mensuales que oscilan entre un mínimo de 55.6 mm y un máximo de 116.2 mm, concentrando los valores más altos principalmente en enero y febrero, mientras que los más bajos se registran entre abril y mayo (Figura 1-4a). Este patrón, influenciado por factores estacionales, se relaciona con la precipitación y la temperatura en época seca y lluviosa (Figura 1-3). Para los seis años analizados, se identifica una tendencia creciente en la evapotranspiración, con un incremento total de 4 mm.

La variabilidad espacial de la ETIa en el área de la estructura del Río Vichada se ve fuertemente influenciada por la cobertura vegetal (Figura 1-4b). La evapotranspiración acumulada en el año 2024 oscila entre 358 y 1140 mm, con valores elevados en áreas con vegetación de selva de transición y bosques de galerías, particularmente en la zona central de la estructura y en la región sur del río Vichada, dentro de la Selva de Matavén. Por otra parte, la vegetación de sabana, caracterizada por extensas áreas de pastizales, presenta los valores más bajos de evapotranspiración.

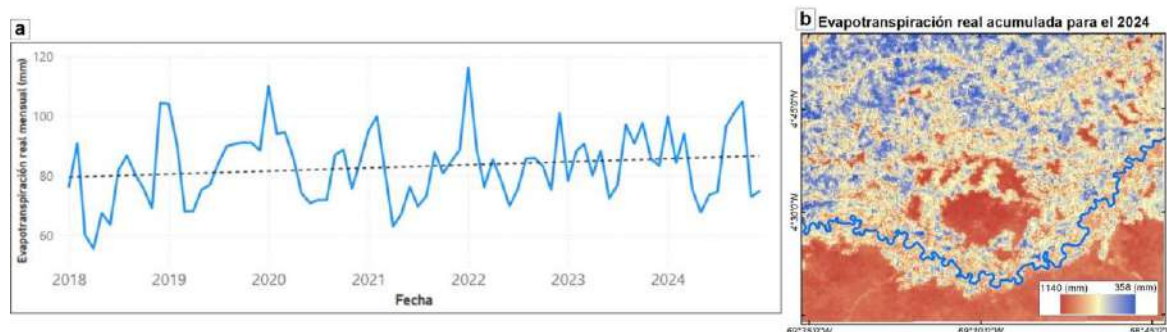


Figura 1-4. Comportamiento de la evapotranspiración real e interceptación (ETIa) en el área de estudio. **a)** Serie histórica de la variación de la evapotranspiración mensual desde enero de 2018 a diciembre de 2024. **b)** Variación espacial de la evapotranspiración total anual para el año 2024 a lo largo del área de estudio. Gráficos generados con información de FAO WaPOR database.

De acuerdo con los datos históricos compilados del IDEAM y WaPOR, la media del acumulado total anual de precipitación en el área de estudio es de 2905 mm, y la media de la evapotranspiración total anual es de 1019 mm. Por lo tanto, se puede inferir que, tras los procesos de escorrentía superficial, una proporción significativa del agua de precipitación puede infiltrarse y recargar los acuíferos de la zona.

1.4 Contexto geológico regional

La estructura del Río Vichada se encuentra en el margen oriental de la cuenca de los Llanos Orientales (Figura 1-5a). Esta cuenca ha sufrido una evolución que data del Paleozoico, iniciando con una fase de *rift*, para posteriormente convertirse en una cuenca de antepaís (*foreland*) a partir del Maastrichtiano. Desde el Mioceno hasta el tiempo presente, la cuenca ha sido rellenada con gruesos depósitos de naturaleza continental (Barrero et al., 2007). En términos geográficos, la cuenca está delimitada al norte por la frontera con Venezuela, al occidente por el sistema de fallas del borde de la Cordillera Oriental, al sur por la Serranía de la Macarena, el Arco de Vaupés y rocas

metamórficas precámbricas. En su límite oriental, la cuenca se encuentra con el afloramiento de rocas Precámbricas del Escudo Guayanés.

Las denominadas cuencas *foreland* de retroarco se ubican entre un orógeno y un cratón, en donde, como resultado de la carga cortical se generan flexiones en la litósfera que dividen la cuenca en provincias flexurales catalogadas como *foredeep* y *backbulge*, donde ocurre subsidencia, y *forebulge*, donde ocurre levantamiento (Catuneanu, 2004; Duarte et al., 2017). En la cuenca de los Llanos Orientales, de acuerdo con Campos y Mann (2015), estas provincias se asocian a cuatro áreas (Figura 1-5b). El área de cabalgamiento que está conformada por una cuenca profunda con grandes pliegues y cabalgamientos, adyacente a la cordillera, seguida del área de máxima flexión tectónica, que contiene fallas normales. Posteriormente, se encuentra el área de inversión del basamento, equivalente al *forebulge*, donde ocurre un levantamiento que produce fallas de corto desplazamiento asociadas al basamento. En la parte distal de la cuenca, correspondiente al área de estudio de este trabajo, ocurre el área de acuñaamiento, que consiste en una delgada cobertura sedimentaria con terminaciones tipo *onlap* sobre el cratón (Campos y Mann, 2015; Delgado et al., 2012).

La evolución del relleno sedimentario en la cuenca Llanos Orientales inició durante el Paleozoico temprano, con la acumulación marina de sedimentos provenientes del Escudo Guayanés. La regresión marina que tuvo lugar desde el Cretácico hasta el Paleoceno generó condiciones deltaicas en la parte central de la cuenca, mientras que la parte oriental permaneció emergida, lo que resultó en la ausencia de sedimentos de estas edades en la parte distal de la cuenca. En la mayor parte de la cuenca, los ambientes deltaicos prevalecieron hasta el Eoceno medio. Del Eoceno superior al Mioceno inferior inicia el aporte de sedimentos provenientes de la Cordillera Oriental en levantamiento. Durante el Mioceno medio, se depositan sedimentos de muy baja energía, representados por la Formación León, como respuesta al aumento del nivel eustático del mar. Por último, a partir del Mioceno superior, la Cordillera Oriental, ya levantada, se convirtió en la principal fuente de sedimentos de la cuenca, lo que dio lugar a una reducción del aporte del escudo (Campos y Mann, 2015).

1.4.1 Estratigrafía

La estratigrafía del subsuelo del área de estudio está basada en la información proveniente de pozos y su correlación sísmica en campos petroleros cercanos. Dado que la mayor parte de la información disponible se asociada con la exploración de hidrocarburos, este trabajo empleará para las unidades

del subsuelo, la nomenclatura descrita por Bayona et al. (2008) para las unidades del Mioceno en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales (Figura 1-5c). Bayona et al. (2008) presentan el registro litológico realizado a núcleos de perforación del pozo SALTARIN 1A (Figura 1-5a), un pozo ubicado a 100 km al occidente del borde del área de estudio, y a 66 km del pozo SG, que se incluye en el análisis sísmico del presente trabajo. En general, en esta parte de la cuenca se evidencia la ausencia de las rocas del Cretácico al Eoceno, que se registran en la parte occidental de la cuenca y el piedemonte. En consecuencia, los pozos perforados en la zona distal han mostrado una secuencia sedimentaria del Mioceno temprano al reciente, compuesta por las formaciones Carbonera, León y Guayabo, las cuales eventualmente reposan directamente sobre el basamento.

▪ **Basamento**

La zona oriental de la cuenca de los Llanos Orientales se desarrolla sobre un basamento cristalino Precámbrico, representado por la unidad Granito de Parguaza (Bonilla et al., 2014; Espriella et al., 1990; Gonzalez y Pinto, 1990). Aunque, existen referencias de rocas metamórficas precámbricas compuestas por metareniscas cuarzosas, estas han sido reportadas puntualmente en la esquina nororiental del departamento del Vichada, en el cerro El Carajo, en cercanías al río Bitá (Espriella et al., 1990; Gonzalez y Pinto, 1990).

El Granito de Parguaza se extiende desde el territorio venezolano, donde se encuentra su localidad tipo, hasta el territorio colombiano, aflorando a lo largo de la margen occidental del río Orinoco como cerros aislados, al oriente de la estructura del Río Vichada (Gonzalez y Pinto, 1990). Esta unidad se define como un granito alcalino de tipo *rapakivi*, grueso granular, con predominio del feldespató potásico sobre la plagioclasa y el cuarzo. Bonilla et al. (2014) reportan edades de 1.4 Ga para esta unidad en Colombia, situándola en el Mesoproterozoico.

▪ **Formación Carbonera**

La Formación Carbonera registra estratos de origen fluvio-deltáico de edad Eoceno superior a Mioceno inferior. La unidad consta de una espesa secuencia de intercalaciones de miembros predominantemente arenosos, denotados en la nomenclatura petrolera como C 1, 3, 5 y 7, con miembros lodosos, denotados como C 2, 4, 6 y 8 (Torrado et al., 2020). El espesor de la unidad varía en la cuenca entre 61 m en su borde oriental y 1220 m en las proximidades del piedemonte (ANH, 2006 en L. Torrado et al., 2020). El espesor reportado por Bayona et al. (2008) para la parte superior de esta unidad en el pozo SALTARIN 1A es de 124 m.

Bayona et al. (2008) dividen la Formación Carbonera del pozo SALTARIN-1A en tres miembros informales, de base a tope: C3, C2 y C1. El miembro C3 exhibe un espesor perforado de 16 m, en donde registra una sucesión de lodolitas grises laminadas hacia la base, con intervalos de lodolitas arenosas, lodolitas carbonosas, carbones y areniscas cuarzosas a subarcosas macizas hacia el tope. El miembro C2 presenta un espesor de 46 m en el pozo y está compuesto por una sucesión homogénea de lodolitas grises, verdes y blancas, en la que se ha identificado material carbonoso y restos fósiles de plantas, escamas de peces, dientes de tiburón y crustáceos de afinidad marina, entre otros. Por otra parte, el miembro C1 registra un espesor de 61 m, exhibiendo sucesiones de areniscas cuarzosas de diversos tamaños de grano, así como areniscas conglomeráticas e intercalaciones de lodolitas con materia orgánica. Los análisis palinológicos indican edades Mioceno inferior para los miembros C2 y C3, y Mioceno Medio para el miembro C1. Además, el análisis de procedencia sugiere a las rocas ígneas intrusivas félsicas del Escudo Guayanés como el área fuente de los sedimentos de la Formación Carbonera en esta área de la cuenca (Bayona et al., 2008).

▪ **Formación León**

La Formación León es un importante marcador estratigráfico y sello regional a lo largo de la cuenca de los Llanos Orientales, incluyendo en su secuencia un evento de máxima inundación (Campos y Mann, 2015; Duarte et al., 2017). Esta unidad, datada del Mioceno medio, se caracteriza por una secuencia homogénea de lodolitas laminadas de coloraciones verde claro, gris verdoso y amarillentas, con presencia de láminas arenosas al tope, nódulos de siderita y material carbonoso. Su espesor reportado en el pozo SALTARIN-1A es de 105 m. Asimismo, su ambiente de formación se ha interpretado como lacustre de condiciones someras y con ligera influencia salobre (Bayona et al., 2008).

▪ **Formación Guayabo**

La Formación Guayabo representa el registro sedimentario continental de la cuenca de los Llanos Orientales depositado desde el Mioceno superior al Pleistoceno (Campos y Mann, 2015; Duarte et al., 2017; Torrado, 2012). Esta secuencia está constituida por la alternancia de arcillolitas y areniscas mal seleccionadas de grano fino a muy grueso, a veces con niveles conglomeráticos, y ocasionalmente con presencia de niveles carbonosos. Su espesor alcanza los 3900 m en el piedemonte de la cordillera, mientras que en la parte central de la cuenca varía de 600 a 2500 m. Hacia los bordes de la cuenta su espesor disminuye (ANH, 2012).

En el pozo SALTARIN-1A esta unidad registra un espesor de 441 m. Hacia la base, muestra una serie de sucesiones granocrecientes, compuestas por lodolitas varicoloreadas, areniscas lodosas y areniscas muy finas a finas, con intercalaciones de carbón y lodolitas carbonosas. En la sección media a superior, las capas de areniscas exhiben un mayor espesor, son de naturaleza deleznable y presentan un incremento en la proporción de líticas y feldespatos en su composición. Las areniscas que se encuentran en el tope de la unidad son de grano medio, y composición cuarzosa, con bajo porcentaje de líticas. En toda la unidad, son comunes los signos de bioturbación y las esferulitas ferruginosas, evidenciadas por restos de material limoso oxidado. La proveniencia de los sedimentos indica aportes de rocas ígneas del Escudo Guayanés, rocas pre-Cretácicas del sur de la cuenca y una posible influencia de la Cordillera Oriental para el tope de la unidad (Bayona et al., 2008).

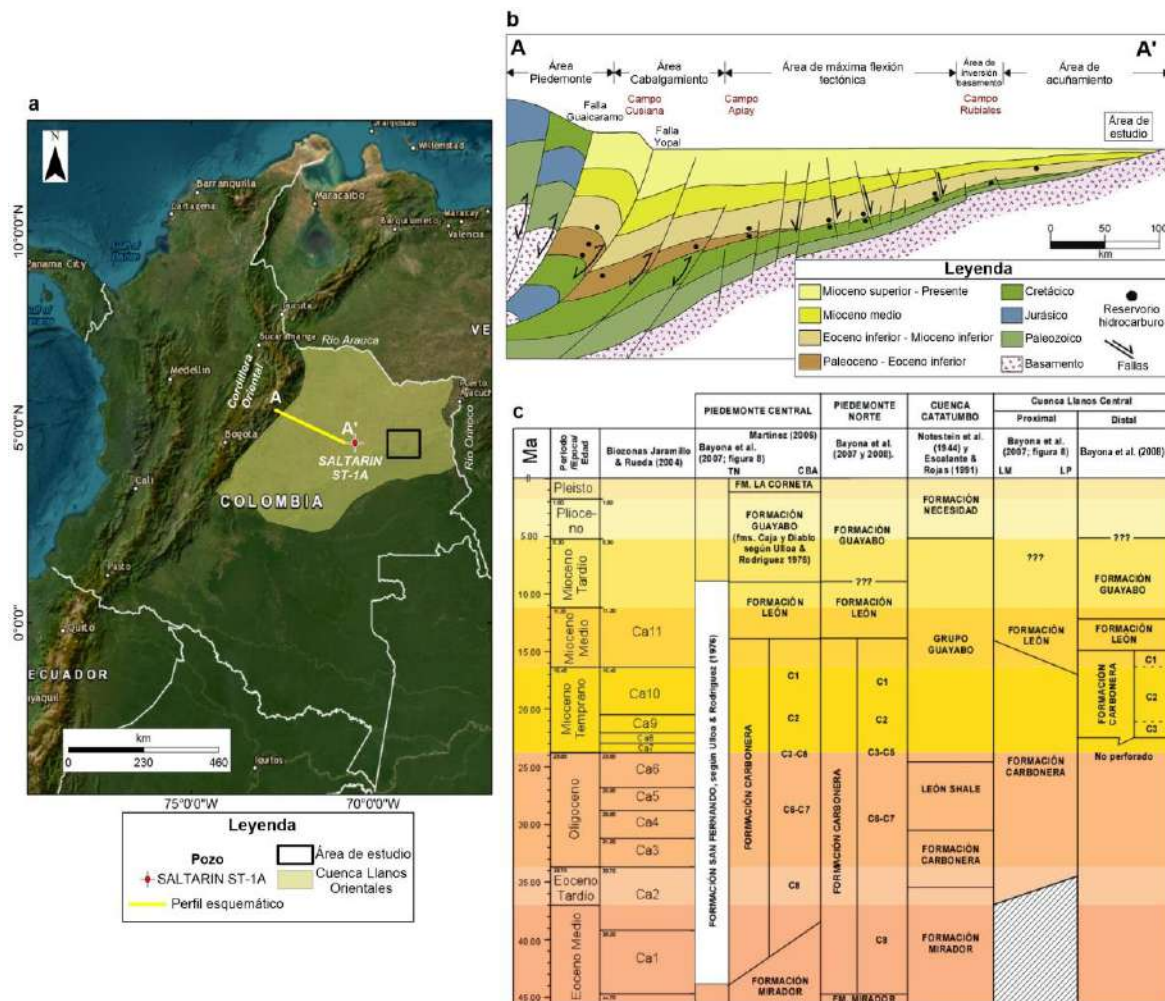


Figura 1-5. a) Mapa de ubicación de la cuenca de los Llanos Orientales, el pozo estratigráfico SALTARIN ST-1A y el perfil esquemático A-A'. **b)** Perfil esquemático de la cuenca Llanos Orientales y la parte oriental del piedemonte de la Cordillera Oriental. Tomado de Campos y Mann

(2015) y L. Torrado et al. (2020). **c)** Tabla de correlación estratigráfica de las unidades encontradas en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales y sus equivalentes en las cuencas Piedemonte y Catatumbo. Tomado de Bayona et al. (2008)

1.5 Contexto hidrogeológico

El área de estudio forma parte de la provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales (IDEAM, 2010, 2014). En esta provincia se han realizado estudios específicos para investigar los sistemas acuíferos de su parte occidental, principalmente en los departamentos de Arauca, Casanare y Meta. A pesar de que la provincia de los Llanos Orientales contiene el 41 % de las reservas hídricas subterráneas del país (IDEAM, 2010), no se cuenta con estudios hidrogeológicos que caractericen los sistemas acuíferos de la parte distal de la cuenca. Sin embargo, investigaciones de carácter regional que emplean datos satelitales de misiones como GRACE han permitido evaluar la variación temporal del almacenamiento de agua subterránea y estimar un alto potencial hidrogeológico a escala de provincia (e.g Cárdenas, 2022; Ospina, 2016).

En general, en la provincia se identifican acuíferos libres a semiconfinados en los depósitos recientes, así como un potencial hidrogeológico en acuíferos confinados para las unidades geológicas Mirador, Guayabo/Caja, Necesidad y Corneta. De acuerdo con el mapa de permeabilidades de Colombia, los sedimentos de los depósitos aluviales, las terrazas aluviales, y las rocas del Mioceno presentes en el área de estudio se caracterizan por una permeabilidad alta a media. En contraste, los sedimentos eólicos se clasifican como de media a baja permeabilidad, mientras que el Granito de Parguaza se cataloga como de baja permeabilidad (Pacheco et al., 2008, 2010).

Localmente, en el municipio de Cumaribo, se han realizado estudios del componente hidrogeológico especialmente para la formulación de Estudios de Impacto Ambiental (EIA) de proyectos de exploración de hidrocarburos, además de la prospección geoeléctrica de puntos específicos, con el objetivo de recomendar la perforación de pozos para el abastecimiento de aguas subterráneas. Sin embargo, es importante destacar que estos estudios se limitan a la investigación de los niveles acuíferos más superficiales. En la actualidad, no existen estudios que evalúen la calidad del agua subterránea en el área de la estructura del Río Vichada, su afectación por la variabilidad climática ni su impacto en las actividades económicas de esta área. Tampoco se han adoptado estrategias para la conservación del recurso. A nivel municipal, se evidencia la ausencia de un inventario que recopile información sobre los pozos profundos activos, así como la falta de estudios hidrogeológicos que caractericen el rendimiento, la calidad y el caudal óptimo de las captaciones de aguas subterráneas.

En este sentido, a pesar de que la ubicación de los estudios hidrogeológicos referenciados a continuación resulta puntual y se encuentra a una distancia considerable del área de estudio, estos permiten una contextualización del marco hidrogeológico regional y una idea generalizada de los potenciales acuíferos en los niveles superficiales de la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales.

En el estudio realizado por Consorcio Quimbayas 1 (2014), se presenta una caracterización hidrogeológica de los acuíferos superficiales del bloque CPE-4, ubicado a más de 110 km al oeste del área de estudio, en el límite entre los departamentos del Vichada y Meta. En este estudio, se identifican tres unidades hidrogeológicas, asociadas a los sedimentos de costras ferruginosas, los depósitos aluviales y los depósitos eólicos y de penillanura eólica. De estos, los depósitos eólicos y de penillanura eólica presentan el mayor potencial. En el análisis químico de las aguas subterráneas, se observó una baja mineralización, baja conductividad, y altos valores de hierro, aunque con buena calidad en general (Consorcio Quimbayas 1, 2014).

Diversos centros poblados del municipio de Cumaribo optan por el abastecimiento de una fuente de agua superficial mediante soluciones puntuales, frecuentemente a través de bocatomas artesanales, sin contar con plantas de tratamiento de agua potable ni redes de distribución adecuadas para satisfacer las necesidades de toda la población. En el caso de Palmarito (Figura 1-1), la captación superficial se abastece del caño Guio, el cual en época de invierno presenta un caudal cercano a los 4 m³/s, mientras que en la época de verano su caudal se reduce a tan solo 0.3 litros por segundo (lps), lo que no garantiza la demanda hídrica de la comunidad (Unidad de Servicios Públicos AAA, 2015). Por otra parte, se cuenta con el informe de una prueba hidráulica realizada en 2017 a un pozo de 28 m profundidad ubicado en el barrio Nicolino Mattar del casco urbano de Cumaribo. La prueba de bombeo, realizada con un caudal constante de 6.5 lps, arrojó como resultado una capacidad específica de 0.78 lps/m y una transmisividad de 53 m²/día (Fundacyti Colombia, 2017), lo que permite obtener información general sobre las características de los acuíferos superficiales de la zona.

2. Marco teórico y enfoque metodológico

2.1 Marco teórico

En esta sección se aborda una introducción a los fundamentos teóricos de los métodos geofísicos empleados en el presente estudio. Los métodos incluyen: magnetometría, espectrometría de rayos gamma, sísmica de reflexión y resistividad eléctrica. Además, se brindan las definiciones básicas de las estructuras de impacto, sus componentes y su proceso de formación.

2.1.1 Magnetometría

Los métodos geofísicos de campos potenciales han sido tradicionalmente empleados en el estudio de cráteres de impacto de meteoritos (Henkel, 1992). En esta categoría se incluyen las técnicas de gravimetría y magnetometría. La gravimetría se fundamenta en la medición de las variaciones del campo gravitacional ocasionadas por los contrastes de densidad dentro del subsuelo (Hinze et al., 2013). Por su parte, el objeto de la magnetometría radica en la identificación y descripción de regiones de la corteza terrestre que presentan magnetizaciones inusuales o anómalas (Lowrie, 2007). Estos métodos han demostrado su eficacia en zonas donde la geología de superficie no expone evidencias directas de impacto debido al alto grado de erosión (Hinze et al., 2013).

Los métodos potenciales resultan de especial utilidad en el subsuelo somero, donde los objetos de búsqueda son de menor tamaño en relación con el volumen de la región de estudio y, a su vez, presentan un alto contraste de propiedades físicas en comparación con materiales circundantes. Sin embargo, cabe señalar que la resolución de estos métodos presenta limitaciones para la diferenciación interna de secuencias sedimentarias. Por lo tanto, se recomienda el uso combinado de varios métodos geofísicos, ya que las restricciones mutuas establecidas por cada método pueden conducir a una ambigüedad significativamente menor en su interpretación (Hinze et al., 2013).

En el caso de la magnetometría, se han desarrollado diversos instrumentos y metodologías para medir y separar los componentes del campo magnético de la Tierra. Estos instrumentos abarcan desde mediciones terrestres en pozo y superficie, pasando por mediciones marinas, hasta plataformas aerotransportadas y satelitales. Su implementación ha permitido el análisis detallado de las perturbaciones del campo magnético causadas por cambios laterales y verticales en la magnetización de los materiales del subsuelo (Hinze et al., 2013).

▪ **Campo magnético terrestre**

Las corrientes eléctricas asociadas a los movimientos convectivos que ocurren en el núcleo externo de la Tierra constituyen el principal fenómeno causante del campo magnético terrestre, el cual es denominado campo principal o interno. Por otra parte, los campos asociados a la interacción de los plasmas solares con el campo interno que ocurre en la ionósfera contribuyen con la mayor parte del campo restante, denominado campo externo. Los campos interno y externo varían tanto espacial como temporalmente. A estos campos principales se suma un tercer componente del campo magnético, que se produce por efecto de los contrastes de magnetización que ocurren internamente en los materiales del subsuelo en su parte superior. Este último constituye el objeto de interés para los propósitos de la exploración magnética (Hinze et al., 2013).

El campo magnético terrestre exhibe una naturaleza dipolar, de manera que se puede entender como un dipolo magnético localizado en el centro de la Tierra (Hinze et al., 2013). A modo ilustrativo, en ausencia de otros campos magnéticos, una aguja de acero no magnetizada, suspendida en su centro de gravedad, se alinearía con el campo magnético total de la Tierra, en una dirección que no es horizontal y que diverge de los meridianos geográficos. El vector del campo terrestre principal se define mediante tres componentes: su magnitud o intensidad F , su inclinación o buzamiento respecto a la horizontal I , y la declinación D , referida al ángulo formado con el norte geográfico (Telford et al., 1990).

En el Sistema Internacional de Unidades (SI), la magnitud del campo magnético se mide en teslas (T). No obstante, bajo la premisa de que el campo magnético de la Tierra alcanza intensidades máximas del orden de 6×10^{-5} T, y que los instrumentos de medición, denominados magnetómetros, alcanzan sensibilidades de 10^{-9} T, se ha adoptado el nanotesla (nT), equivalente a 10^{-9} T, como unidad estándar para la exploración magnética. En el sistema de unidades CGS, el nanotesla es equivalente a la unidad conocida como gamma (γ), la cual, a su vez, es equivalente a 10^{-5} gauss (Lowrie, 2007).

El término polo magnético se puede definir como el punto en la superficie de la Tierra donde el campo magnético es vertical, es decir donde se observa una inclinación magnética de 90 grados (Merril et al., 1996). Mientras que en el polo norte magnético la dirección del campo apunta hacia el interior de la Tierra, en el polo sur magnético, la dirección del campo apunta hacia el exterior; y en el ecuador magnético la dirección de polarización es horizontal. En consecuencia, el polo norte magnético corresponde al sur geográfico, e inversamente, el polo sur magnético corresponde al norte geográfico (Nettleton, 1971). Este fenómeno da lugar a que las anomalías magnéticas se compongan, en general, de dos partes combinadas, una positiva y otra negativa. A diferencia de las anomalías gravitacionales, las anomalías magnéticas más grandes tienden a concentrarse en los límites laterales del cuerpo magnetizado (Ernstson, 2009). Con el fin de centrar las anomalías magnéticas asimétricas sobre su cuerpo causativo y facilitar su interpretación, se realizan las transformadas de reducción al polo y al ecuador magnético (Zhang et al., 2014).

A lo largo del tiempo, el campo magnético experimenta fluctuaciones tanto en su magnitud como en su dirección, lo que origina que en cualquier lugar sobre la Tierra el campo magnético no sea constante en el tiempo. Estas variaciones se denominan seculares y son apreciables en periodos de observación de décadas o siglos, con una tasa de cambio que oscila en torno a los 80 nT/año (Hinze et al., 2013; Lowrie, 2007). Con el propósito de establecer un modelo de aproximación al campo magnético que sea reconocido a nivel internacional, cada 5 años se genera el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés). Por lo tanto, es indispensable incluir las variaciones seculares mediante el IGRF para el análisis e integración de estudios magnéticos adquiridos en diferentes años (Hinze et al., 2013).

▪ **Propiedades magnéticas de las rocas**

La magnetización es una función de la fuerza de un campo magnético y del volumen del objeto a magnetizar, y representa la propiedad física operativa del método magnético en la exploración geofísica. Esta corresponde a la suma vectorial de las magnetizaciones inducida y remanente (Hinze et al., 2013). A modo explicativo, cuando un material se expone a un campo magnético, adquiere una magnetización en la dirección del campo, fenómeno conocido como magnetización inducida o polarización magnética. El componente inducido se pierde cuando se retira el campo magnético, pero, bajo efectos de campos más fuertes, la dirección adquirida se mantiene después de la eliminación del campo aplicado, lo que da origen al componente remanente o permanente. En consecuencia, en el contexto terrestre, toda roca compuesta parcialmente por minerales magnéticos

puede exhibir ambos tipos de magnetización (Kearey et al., 2002). La intensidad de la magnetización inducida J_i es proporcional a la fuerza de magnetización H del campo inductor y está representada por la ecuación 2.1:

$$J_i = kH \quad (2.1)$$

Donde k denota la susceptibilidad magnética del material e indica la facilidad con la que este se magnetiza bajo la acción de un campo magnético. H es equivalente a la intensidad del campo magnético terrestre (Kearey et al., 2002). La susceptibilidad es una magnitud adimensional en el sistema internacional de unidades (SI), y puede tener un valor positivo o negativo.

En términos generales, todos los materiales son magnéticos a escala atómica, sin embargo, su fuerza de magnetización disminuye con el aumento de la temperatura, hasta el punto de desaparecer una vez que se alcanza la temperatura de Curie (Kearey et al., 2002). Esta temperatura, variable en los distintos materiales, es inferior a los 600 °C para los minerales magnéticos más comunes (Hinze et al., 2013).

La susceptibilidad de las rocas se encuentra intrínsecamente relacionada al magnetismo de los minerales que constituyen su estructura. Los minerales diamagnéticos, tales como la calcita y el cuarzo, presentan susceptibilidades negativas que oscilan en torno a 10^{-5} , mientras que los minerales paramagnéticos exhiben susceptibilidades positivas que varían entre 10^{-4} y 10^{-2} . Por otra parte, los minerales ferrimagnéticos, como la magnetita, que presenta una susceptibilidad entre 1 y 10 SI, constituyen un elemento muy importante para la magnetización de las rocas (Ernstson, 2009). La Figura 2-1 ilustra la relación de valores promedio y rangos de susceptibilidad magnética comúnmente observados en diversas clases de rocas y minerales.

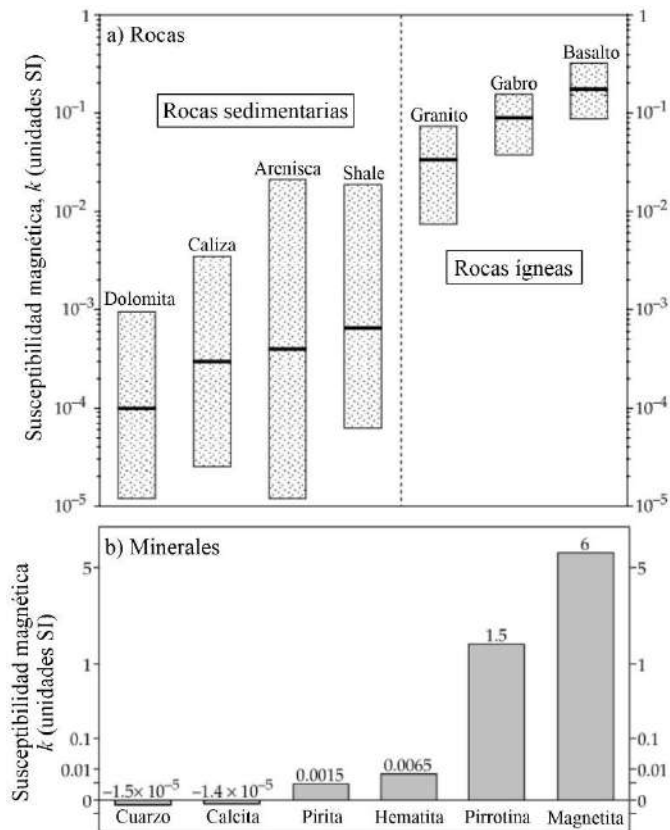


Figura 2-1. a) Rangos y valores promedio de susceptibilidad magnética para algunas de las rocas ígneas y sedimentarias más comunes. **b)** Susceptibilidades magnéticas de algunos minerales. Tomado de Lowrie (2007)

2.1.2 Espectrometría de rayos gamma

El método geofísico de espectrometría de rayos gamma, o espectrometría gamma, se centra en la medición de la radioactividad natural que emiten los materiales de la superficie terrestre (Griffiths y King, 1981). Aunque existen más de 50 isótopos radiactivos de forma natural (Kearey et al., 2002), la mayoría son muy raros o su radioactividad es demasiado débil. De estos elementos, únicamente el uranio (U), el torio (Th) y el potasio (K) poseen radioisótopos que producen rayos gamma de suficiente energía e intensidad para contribuir de forma apreciable al campo de radiación que se mide mediante instrumentos denominados espectrómetros. Los isótopos ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K representan el principal interés de la exploración radiométrica (International Atomic Energy Agency, 2003).

Los rayos gamma son un tipo de radiación electromagnética de alta energía que son liberados durante la desintegración de los núcleos excitados (Kearey et al., 2002). Esta radiación se caracteriza por presentar frecuencias superiores a 10^{16} Hz. La capacidad de penetración de estos rayos es altamente

variable, y está determinada por la energía de la radiación, así como por la densidad y el número atómico del medio que se atraviesa. Para que la radiación gamma sea completamente detenida, se requiere una capa de varios centímetros de plomo, lo que en la superficie terrestre equivaldría a un alcance de 50 a 70 cm de profundidad de investigación, en presencia de sedimentos o roca (Telford et al., 1990).

La propagación de los rayos gamma a través del aire se caracteriza por una atenuación de carácter exponencial, lo que constituye el fenómeno que impulsa la adquisición radiométrica en plataformas aerotransportadas. A una altitud aproximada de 100 metros, la amplitud de la radiación experimenta una reducción del 50% en comparación con su nivel en el suelo, mientras que a 120 metros de altura, la amplitud se reduce a un 35% (International Atomic Energy Agency, 1991). Durante su recorrido, los rayos gamma interactúan con los átomos de la materia en diversos procesos conocidos como el efecto fotoeléctrico, la dispersión Compton y la producción de pares (International Atomic Energy Agency, 2003). Estos procesos se deben tener en cuenta para el procesamiento de los datos radiométricos y la aplicación de correcciones.

Las concentraciones promedio en la corteza terrestre de los elementos investigados en la espectrometría de rayos gamma se encuentran en un rango de 2 a 2.5% para el potasio, las de uranio de 2 a 3 ppm, y las de torio de 8 a 12 ppm. El isótopo ^{40}K , al desintegrarse, genera ^{40}Ar , emitiendo rayos gamma con una energía de 1.46 MeV. El ^{40}K , ocurre en una proporción de 0.0012% del potasio natural, lo que permite estimar la cantidad de potasio presente en los materiales a partir de la medición de los rayos gamma. Por otra parte, el uranio ocurre naturalmente en los isótopos ^{238}U y ^{235}U , originando una serie de decaimiento que termina en los isótopos estables ^{206}Pb y ^{207}Pb , emitiendo 1.76 MeV. El torio, por su parte, se encuentra como isótopo ^{232}Th , el cual experimenta un proceso de decaimiento hacia el isótopo estable ^{208}Pb , emitiendo 2.62 MeV. (International Atomic Energy Agency, 2003)

Los picos de frecuencia de radiación gamma que se generan durante las series de desintegración permiten expresar este proceso de decaimiento en términos de niveles de energía. En el espectro de radiación gamma, son los niveles de energía los que permiten discriminar entre las diferentes fuentes (Kearey et al., 2002). Es así, como los espectrómetros de rayos gamma emplean la proporcionalidad directa existente entre la energía de los rayos entrantes y la amplitud del pulso de salida del detector para diagnosticar la fuente de la radiación. Las unidades empleadas para expresar la concentración de radioelementos en rocas son: el conteo total, el porcentaje de potasio, y las partes por millón

(ppm) de uranio y torio. Es importante destacar que la estimación de U y Th por espectrometría de rayos gamma es indirecta, lo que significa que, en sentido estricto, este método calcula la concentración en partes por millón de uranio/torio equivalente. El término equivalente se agrega para denotar que la estimación se basa en el supuesto de equilibrio radioactivo en las series de desintegración del ^{238}U y ^{232}Th (International Atomic Energy Agency, 2003).

2.1.3 Método sísmico

Los métodos de exploración sísmica se fundamentan en los desarrollos obtenidos a partir de la sismología, una ciencia cuyo propósito es el estudio de la propagación de las ondas sísmicas. El concepto básico de la exploración sísmica se centra en la generación de ondas sísmicas mediante perturbaciones y la medición del tiempo que les toma a estas en recorrer la distancia desde la fuente hasta los sensores, denominados geófonos. De esta manera es posible reconstruir la trayectoria de las ondas sísmicas a partir de los tiempos de viaje y sus velocidades, lo que permite la obtención de información sobre las propiedades del medio en que se propagan (Telford et al., 1990).

Las ondas sísmicas generadas se propagan en el subsuelo de acuerdo con las propiedades elásticas de los materiales, experimentando diversos fenómenos físicos entre los que se resaltan la refracción, reflexión, difracción y atenuación. De acuerdo con el análisis de las trayectorias de las ondas sísmica, los métodos sísmicos se dividen en dos grandes grupos, la sísmica de refracción y la sísmica de reflexión (Reynolds, 2011).

El método de reflexión sísmica destaca como una de las técnicas geofísicas de mayor uso a nivel global. Ha sido ampliamente aplicado a la exploración de hidrocarburos apoyando el mapeo geológico y la generación de imágenes del subsuelo a profundidades de investigación de varios kilómetros. A partir de la década de los 80 sus aplicaciones se han diversificado, incrementado su utilización en investigaciones someras para estudios ambientales y la exploración de aguas subterráneas (Reynolds, 2011). Este incremento se ha atribuido a la alta resolución y la capacidad del método para delimitar cuerpos y estructuras geológicas en el subsuelo. En Colombia la exploración mediante el método de reflexión sísmica se inició a comienzos de la década de 1960, con un enfoque en las cuencas sedimentarias del Valle Medio e Inferior del río Magdalena, Putumayo y Catatumbo. La adquisición de datos sísmicos se desarrolló inicialmente mediante arreglos 2D y avanzó hacia el cubrimiento 3D en la década de 1980. En el año 2022, el Servicio Geológico

Colombiano reportó en su base de datos una cobertura sísmica 3D de 50000 km² para el país (Checa Jiménez, 2022).

▪ Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son paquetes de energía de deformación elástica que se propagan desde una fuente a velocidades determinadas por el módulo elástico y la densidad del medio que atraviesan. En el método sísmico, la tensión y deformación fuera de las proximidades de la fuente sísmica se consideran pequeñas y se ajustan al comportamiento elástico de los materiales. Se distinguen dos categorías principales de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo, las cuales se propagan a través de medios elásticos, y las ondas superficiales que se restringen a la interfaz entre medios con propiedades elásticas contrastantes, especialmente la superficie del suelo (Reynolds, 2011).

En la categoría de las ondas de cuerpo se encuentran las ondas P y S, siendo las ondas P las más relevantes para el método sísmico. Este tipo de onda se conoce como longitudinal, compresiva o primaria por ser el primer evento que se registra en un terremoto, y se caracteriza porque las partículas oscilan en la dirección de propagación de la onda. Por otra parte, la onda S, conocida como transversal, de cizallamiento o secundaria, se define por el movimiento de las partículas perpendicular a la dirección de propagación de la onda (Sheriff y Geldart, 2012b).

▪ Velocidades sísmicas

El conocimiento de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas resulta vital para la estimación de parámetros físicos a partir de imágenes sísmicas. En general, la velocidad de las ondas sísmicas en las rocas incrementa con el aumento de la densidad, aunque su comportamiento es altamente variable y depende de múltiples factores entre los que se resaltan la porosidad, litología, cementación, profundidad, presencia de fracturas y de fluidos (Sheriff y Geldart, 2012a). La Figura 2-2 consolida rangos de velocidad de onda P representativos para algunas litologías, obtenidos a partir de mediciones *in situ* y de laboratorio en múltiples estudios. Estos valores se consideran orientativos y muy generales, y se presentan como complemento al análisis detallado de velocidades en las condiciones particulares del área de estudio.

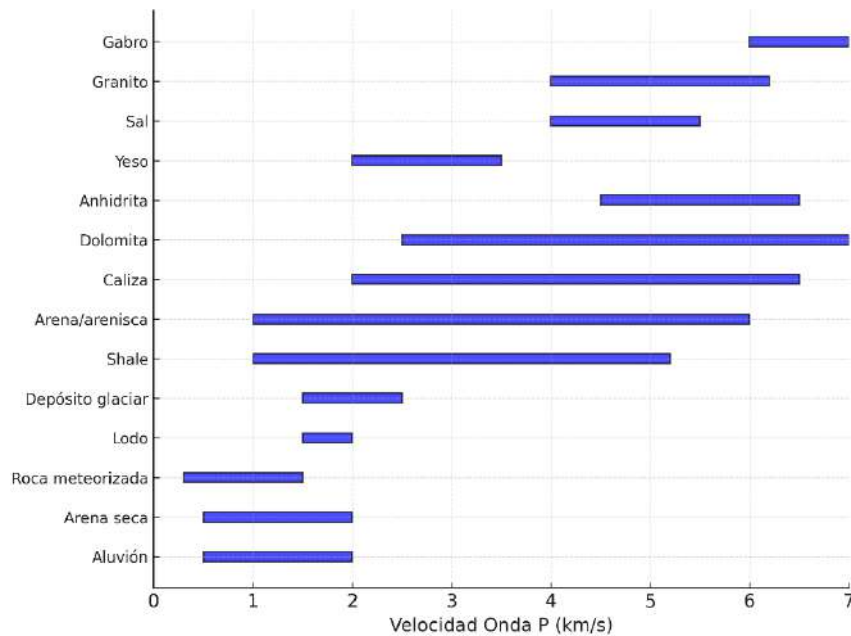


Figura 2-2. Rangos de velocidades de onda P para diferentes litologías. Tomado de Sheriff y Geldart (2012a)

■ Amarre sísmica pozo

La mayor parte de los métodos directos empleados para estimar velocidades requieren de información de pozo perteneciente al área de estudio. En consecuencia, el amarre sísmica-pozo resulta fundamental para la interpretación adecuada de las imágenes sísmicas y para su conversión tiempo-profundidad. Este amarre puede ser entendido como la capacidad de identificar la conexión entre la geología, representada en el pozo, y los datos sísmicos (Simm y Bacon, 2014). Existen metodologías para la adquisición de datos sísmicos de pozo, entre las que destacan el método convencional Checkshot, el perfil sísmico vertical (VSP, por sus siglas en inglés) y el registro sónico (DT). El método Checkshot, empleado para el amarre sísmica-pozo en el presente trabajo, consiste en medir el tiempo de viaje sísmico desde la superficie del pozo hasta una profundidad conocida, mediante la utilización de múltiples geófonos dispuestos en su interior y la generación de perturbaciones en superficie, con el fin de obtener una tabla de la relación tiempo-profundidad representativa del pozo (Sheriff y Geldart, 2012a).

En un registro de Checkshot, se puede obtener la velocidad promedio entre la superficie y una profundidad z a partir de la relación z/t , siendo t el tiempo de viaje vertical. Asimismo, al realizar la resta de profundidades y los tiempos de dos fuentes, se calcula la velocidad intervállica V_i , que

corresponde a la velocidad promedio en el intervalo $z_m - z_n$, conforme a la ecuación 2.2 (Sheriff y Geldart, 2012a)

$$V_i = \frac{z_m - z_n}{t_m - t_n} \quad (2.2)$$

▪ Resolución sísmica

El entendimiento de la resolución de la sísmica resulta clave para garantizar una interpretación acorde a la realidad de los datos y sus limitantes. Existe un límite inferior para el espesor de las capas que se puede resolver para una imagen sísmica, el cual está condicionado por el ancho de banda y la forma de la ondícula, y que conlleva incertidumbres en la detectabilidad e interpretación de capas delgadas. A este fenómeno se le denomina resolución temporal o vertical, y corresponde al punto donde dos reflexiones se convierten en una, y ya no es posible identificarlas por separado. La resolución de la sísmica se utiliza para evaluar la calidad de las secciones sísmicas y su capacidad para mostrar información vertical. En la práctica, se estima a partir del espesor de ajuste (*tuning*) mediante las ecuaciones 2.3, 2.4 y 2.5, donde λ corresponde a la longitud de onda, F_d es la frecuencia dominante, V_p es la velocidad de propagación de la onda P en el medio, y T es el periodo medido en la sección sísmica de interés (Simm y Bacon, 2014).

$$Resolución\ vertical = \frac{\lambda}{4} \quad (2.3)$$

$$\lambda = \frac{V_p}{F_d} \quad (2.4)$$

$$F_d = \frac{1}{T} \quad (2.5)$$

2.1.4 Método de resistividad eléctrica

Los métodos de resistividad eléctrica son técnicas de exploración indirecta que emplean una fuente artificial de energía para generar un flujo de corriente que se introduce en el suelo con el fin de determinar la resistividad aparente del subsuelo. Esta propiedad se refiere a la capacidad de un material de oponerse a un flujo de corriente bajo un campo eléctrico, y sus unidades se expresan en ohmio-metro (Ωm) (Telford et al., 1990). La base teórica del método se fundamenta en la ley de Ohm, la cual establece que la corriente eléctrica I en un conductor con resistencia R es directamente proporcional a la diferencia de potencial U a través del conductor (Lowrie, 2007).

La corriente eléctrica puede transmitirse a través de las rocas mediante conducción electrolítica, electrónica y dieléctrica. En la mayoría de las rocas, la transmisión de la corriente ocurre por conducción electrolítica, gracias a los fluidos contenidos en los poros que actúan como electrolitos y permiten el movimiento relativamente lento de iones. La conducción electrónica u óhmica se produce en metales por el rápido movimiento de electrones que transportan carga eléctrica. Por otra parte, la conducción dieléctrica se presenta en materiales poco conductivos, conocidos como aislantes, debido al desplazamiento atómico de los electrones en sus núcleos al aplicarse una corriente alterna externa, pero su efecto se considera insignificante a las frecuencias de medición empleadas en el método de resistividad eléctrica (Reynolds, 2011).

La resistividad de los materiales geológicos varía ampliamente en función de factores como la litología, la porosidad, la permeabilidad, el tipo de fluido contenido, la mineralogía y la edad, entre otros. En general, las rocas ígneas tienden a tener la mayor resistividad, mientras que las rocas sedimentarias, gracias a los fluidos contenidos en sus poros tienden a ser más conductoras, y las rocas metamórficas comúnmente presentan resistividades intermedias. Especialmente en las rocas sedimentarias, la resistividad del fluido contenido en el medio poroso es probablemente más relevante que la resistividad de la matriz de la roca (Reynolds, 2011). La Figura 2-3 muestra rangos de resistividad para algunos de los tipos de roca más comunes.

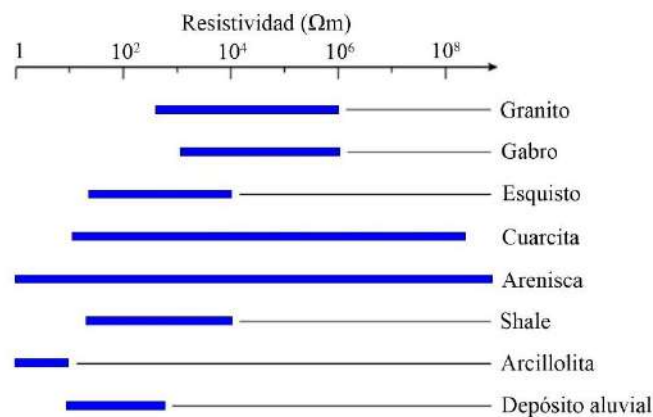


Figura 2-3. Rangos de resistividad para distintos tipos de roca. Tomado de Kearey et al. (2002)

Las técnicas de resistividad eléctrica se han empleado ampliamente en la exploración de aguas subterráneas, estudios ambientales e ingenieriles, localización de fallas, prospección arqueológica, entre muchas otras aplicaciones. Para la prospección hidrogeológica, los sondeos eléctricos verticales (SEV) son una de las técnicas frecuentemente empleadas y con mayor recorrido,

particularmente en entornos geológicos caracterizados por capas horizontales o cuasi horizontales, con el propósito de delimitar zonas donde se presentan capas porosas (Reynolds, 2011).

En los SEV, los electrodos de corriente, denotados como A y B, y de potencial, denominados M y N, se ubican a distancias relativas definidas por un arreglo de electrodos. La metodología de adquisición mediante el arreglo de electrodos Schlumberger se centra en la expansión progresiva de la separación AB a lo largo de una línea, para tomar lecturas a medida que la corriente alcanza profundidades cada vez mayores (Figura 2-4). Estas resistividades se representan gráficamente en función del espaciamiento de electrodos, utilizando una escala logarítmica, y los datos se interpolan a un intervalo continuo, lo que genera una curva de resistividad aparente (ρ_A). Esta última es la base para el proceso de inversión, que permite obtener las relaciones de profundidad y las resistividades de las capas del subsuelo (Kirsch y Yaramanci, 2009). La medición de la resistividad aparente se obtiene mediante instrumentos que incorporan un amperímetro (A) y un voltímetro (V).

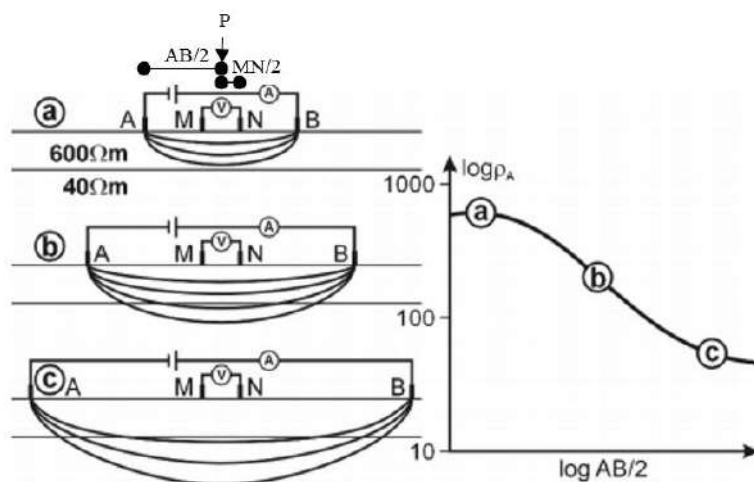


Figura 2-4. Esquema de la metodología de adquisición de datos de resistividad eléctrica mediante sondeos eléctricos verticales (SEV), utilizando arreglo de electrodos Schlumberger. La curva de resistividad aparente compila los datos obtenidos del sondeo. Modificado de Kirsch y Yaramanci (2009)

El arreglo de electrodos tipo Schlumberger posee ventajas prácticas para la adquisición de SEV en comparación con otras configuraciones. En este arreglo, los electrodos de voltaje M y N presentan un espaciamiento reducido entre sí y están fijados al centro del arreglo (P), mientras que los electrodos de corriente A y B se desplazan hacia el exterior. Así, la ley de Ohm para los métodos de resistividad eléctrica puede expresarse como la ecuación 2.6.

$$\rho_A = K \frac{U}{I} \quad (2.6)$$

El factor geométrico, denominado como constante K , se calcula a partir del espaciado de electrodos, mientras que I denota corriente eléctrica y U diferencia de potencial. Para el arreglo Schlumberger simétrico, donde las distancias AB son considerablemente mayores que las distancias MN, se utiliza la ecuación 2.7.

$$K = \frac{\pi}{MN} \left(\frac{AB}{2} \right)^2 \quad (2.7)$$

2.1.5 Estructuras de impacto

El término cráter de impacto es un término general que abarca todos los impactos de un objeto extraterrestre que colisiona a alta velocidad con la Tierra o cualquier otro cuerpo del espacio (Osinski et al., 2022). Estos cráteres son el resultado de la interacción entre el proyectil que impacta, su onda de choque resultante y las rocas o materiales objetivo, proceso que puede conducir a la redistribución, a la concentración o a la formación de nuevos depósitos de interés económico (Westbroek y Stewart, 1996). A la morfología final de la colisión también se le conoce como estructura de impacto.

La formación de cráteres de impacto ha desempeñado un papel crucial como agente modificador de la superficie de gran parte de los cuerpos sólidos en el sistema solar (Reimold y Koeberl, 2014). A la fecha, la base de datos *Earth Impact Database*, reporta 190 estructuras de impacto confirmadas alrededor de la Tierra. De estos, 13 se encuentran en Suramérica, específicamente en Brasil, Argentina, Perú y Chile. Sin embargo, se cree que aún hay numerosos cráteres no identificados, principalmente debido al deterioro o a la destrucción de sus vestigios, como resultado de la erosión y la dinámica terrestre (Hergarten y Kenkmann, 2015; Kenkmann et al., 2014).

▪ Proceso de formación de los cráteres de impacto

Durante el proceso de formación de los cráteres de impacto se liberan grandes cantidades de energía en un área reducida durante un corto periodo de tiempo. Los asteroides impactan la Tierra a una velocidad promedio de 25 km/s, transfiriendo su energía cinética a la superficie una vez colisionan. Dependiendo de su masa, estos cuerpos se pueden desplazar con mayor o menor facilidad dentro de la atmósfera. Mientras un cuerpo con masa mayor a 1000 toneladas se desplaza sin obstáculos en la atmósfera, un cuerpo con masa inferior a 100 toneladas experimenta una reducción de su velocidad de aproximadamente el 50% (Grieve, 1990).

En el instante de la colisión, se genera una onda de choque que viaja a través del subsuelo por las rocas objetivo, alcanzando presiones que pueden exceder los 100 GPa y temperaturas variables entre cinco y seis órdenes de magnitud en grados Celsius. La deformación asociada al impacto ocurre en intervalos de tiempo que abarcan desde microsegundos, en el momento del choque, hasta minutos, cuando se producen movimientos en masa causados por la gravedad (Kenkmann et al., 2014).

El proceso de formación de cráteres de impacto se divide en tres etapas: la etapa de contacto y compresión, la etapa de excavación y la etapa de modificación (Figura 2-5). En la *etapa de contacto y compresión*, la onda de choque se aleja del borde del proyectil en un frente de onda cuasi hemisférico, generando una compresión a medida que viaje en el subsuelo (Figura 2-5a). La onda de choque también viaja de regreso a través del proyectil y, al alcanzar la superficie posterior de este, se refleja hacia adelante como una onda de tensión o rarefacción (Osinski et al., 2022). En el caso de los grandes impactos, las condiciones extremas pueden terminar por fundir y vaporizar por completo el proyectil (Glass y Simonson, 2013).

Una vez que la onda de rarefacción inicia su trayectoria en el subsuelo, comienza la *fase de excavación*. Esta genera una presión opuesta a la dirección de propagación de la onda de choque, lo que resulta en movimientos de rocas hacia arriba y hacia fuera del punto de impacto, que en últimas se agrupa en un flujo de excavación que abre una depresión en forma de cuenca denominada cráter transitorio (Figura 2-5b). En la parte superior de este cráter se ubica la zona de excavación, donde las rocas sufren metamorfismos en varios grados, se fracturan, se excavan y son expulsadas fuera del borde del cráter. En la región inferior, denominada zona desplazada, la roca es empujada hacia abajo y lateralmente, pero no es expulsada fuera del cráter. El material que es expulsado se denomina *eyecta* y, en la mayoría de los casos, se deposita en formas simétricas alrededor del cráter conocidas como mantos de eyección, con excepción de los impactos formados por ángulos muy bajos. La cortina de eyección es la que define el borde exterior del cráter en crecimiento (Glass y Simonson, 2013).

Posteriormente, el cráter experimenta una *etapa de modificación*, caracterizada por el colapso gravitatorio de las paredes del cráter transitorio y la generación de un rebote elástico que eleva el fondo del cráter (Figuras 2-5 c, d y e). En cráteres de gran tamaño, este rebote se manifiesta a gran escala, dando lugar a un levantamiento de pico central compuesto por un anillo central de colinas y

hundimientos en forma de terrazas. El diámetro final del cráter, al concluir la etapa de modificación, es usualmente de 20 a 30 veces el tamaño del diámetro del proyectil (Glass y Simonson, 2013).

▪ **Cráteres simples y complejos**

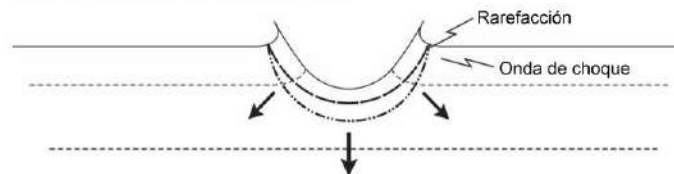
Los cráteres simples y complejos son las dos formas conocidas de cráteres de impacto (Grieve, 1990). Los cráteres terrestres con un diámetro mayor a 4 km exhiben características propias de los cráteres complejos. Estos generalmente son mucho más anchos que profundos, y se caracterizan por una zona central plegada, rodeada por una depresión anular y un borde fracturado con fallas normales (Figura 2-5e). Por debajo de este diámetro, se encuentran los cráteres simples, con una morfología caracterizada por una cavidad en forma de cuenca con bordes elevados y un único colapso en su interior (Strom et al., 1992). En cráteres complejos fuertemente erosionados, el levantamiento central se hace más amplio en profundidad, mientras que la evidencia estratigráfica observable del levantamiento disminuye. Por otra parte, el diámetro del cráter disminuye a medida que se profundiza (Kenkmann et al., 2014).

▪ **Metamorfismo de impacto**

A los efectos particulares causados por la propagación de la onda de choque en las rocas y materiales que reciben un impacto se les denomina metamorfismo de impacto (Kenkmann et al., 2014). Este metamorfismo está condicionado por la presión de impacto, la cual, a su vez, es una función del tamaño y la velocidad del proyectil. A bajas presiones (2-10 GPa), se presenta una deformación frágil que da lugar a la formación de brechas. Por el contrario, a altas presiones (10-45 GPa), se produce una deformación plástica y cambios microestructurales en los minerales (McSween et al., 2019).

Los cambios estructurales en minerales pueden implicar la extinción ondulante, las fracturas planares (PFs) y las características o rasgos de deformación planar (PDFs). Estas estructuras son criterios necesarios para confirmar el origen de impacto de una estructura. Las fracturas planares (PFs) pueden presentarse en todos los tipos de rocas, a manera de fracturas microscópicas abiertas, muy juntas y dispuestas de manera paralela a los planos cristalográficos. En cambio, los PDFs son rasgos microscópicos planos y estrechos en donde material amorfo ha reemplazado la estructura cristalina original (McSween et al., 2019). Conjuntos de múltiples PDFs que cortan distintas orientaciones cristalográficas se pueden presentar en minerales como cuarzo, feldespatos y zircones (Osinski et al., 2022).

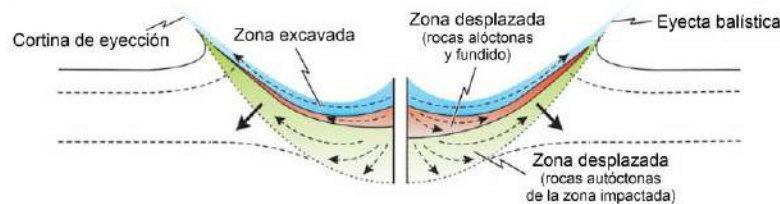
a) Etapa de contacto y compresión:



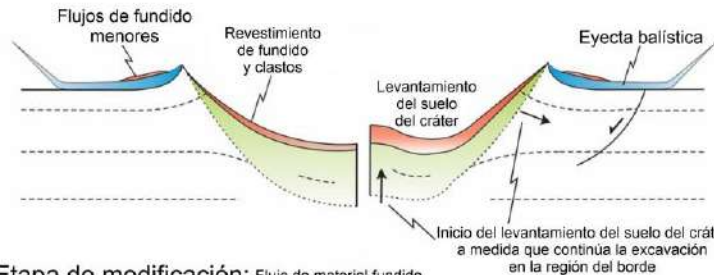
Cráteres simples:

Cráteres complejos:

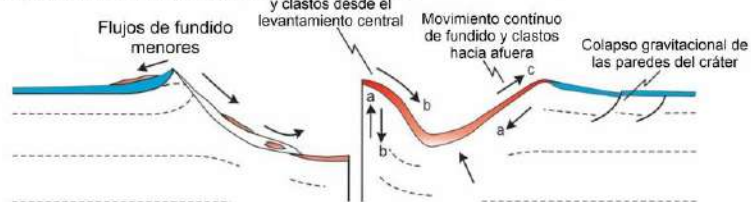
b) Etapa de excavación (formación del cráter transitorio):



c) Final etapa de excavación / Inicio etapa de modificación:



d) Etapa de modificación:



e) Final etapa de modificación:

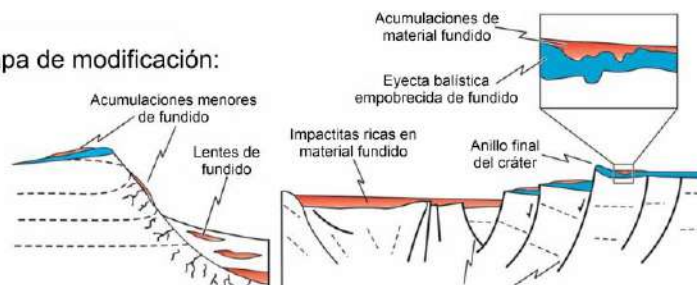


Figura 2-5. Esquema de las diferentes etapas y procesos involucrados en la formación de cráteres de impacto simples y complejos. **a)** Etapa de contacto y compresión, **b)** etapa de excavación, **c)** final de la etapa de excavación e inicio de la etapa de modificación, **d)** etapa de modificación, y **e)** final de la etapa de modificación. Tomado y modificado de Osinski et al. (2022)

2.2 Metodología

Un modelo geológico conceptual se define como una representación que contiene el conocimiento geológico de un área, incluyendo información esencial sobre la estructura, estratigrafía y sedimentología, que sentará las bases para la consolidación de un modelo hidrogeológico conceptual (Cavero et al., 2016; Enemark et al., 2019). En el ámbito de la exploración de aguas subterráneas, el modelo geológico proporciona información relevante sobre la geometría y las características litológicas y estructurales de las unidades hidrogeológicas, así como sobre su potencial (IDEAM, 2023). Durante su construcción, la información geológica básica se integra con el análisis de datos procedentes de diversas técnicas geofísicas para determinar la presencia de zonas acuíferas (INGEOMINAS, 2004).

En consecuencia, el presente estudio propone una metodología que integra datos geológicos y geofísicos multiparamétricos provenientes de diversas plataformas, con el propósito de reducir ambigüedades en la interpretación y considerando las limitaciones propias del terreno y la escasa disponibilidad de información. Este enfoque abarca desde la plataforma aerotransportada hasta el análisis petrográfico de secciones delgadas de muestras de pozo. El modelamiento geofísico, por su parte, integra datos de sondeos eléctricos verticales, registros de pozo, magnetometría terrestre y aerotransportada, espectrometría gamma aerotransportada, y sísmica de reflexión. El procesamiento e interpretación de la información geofísica se caracteriza por su control geológico y petrofísico, que involucra descripciones litológicas de superficie y pozo, el análisis de secciones delgadas y mediciones de susceptibilidad magnética y espectrometría gamma en muestras de ripios de perforación.

Para cumplir con el objeto de estudio, la metodología de este trabajo se llevó a cabo mediante la compilación de información geológica y geofísica existente, la adquisición de nueva información, el análisis de muestras en laboratorio, el procesamiento de información geofísica, su interpretación en un modelo geológico y volumétrico, y la integración de resultados para evaluar el potencial hidrogeológico y aportar al conocimiento de la estructura del Río Vichada. La Figura 2-6 muestra la ubicación de la información utilizada en este estudio.

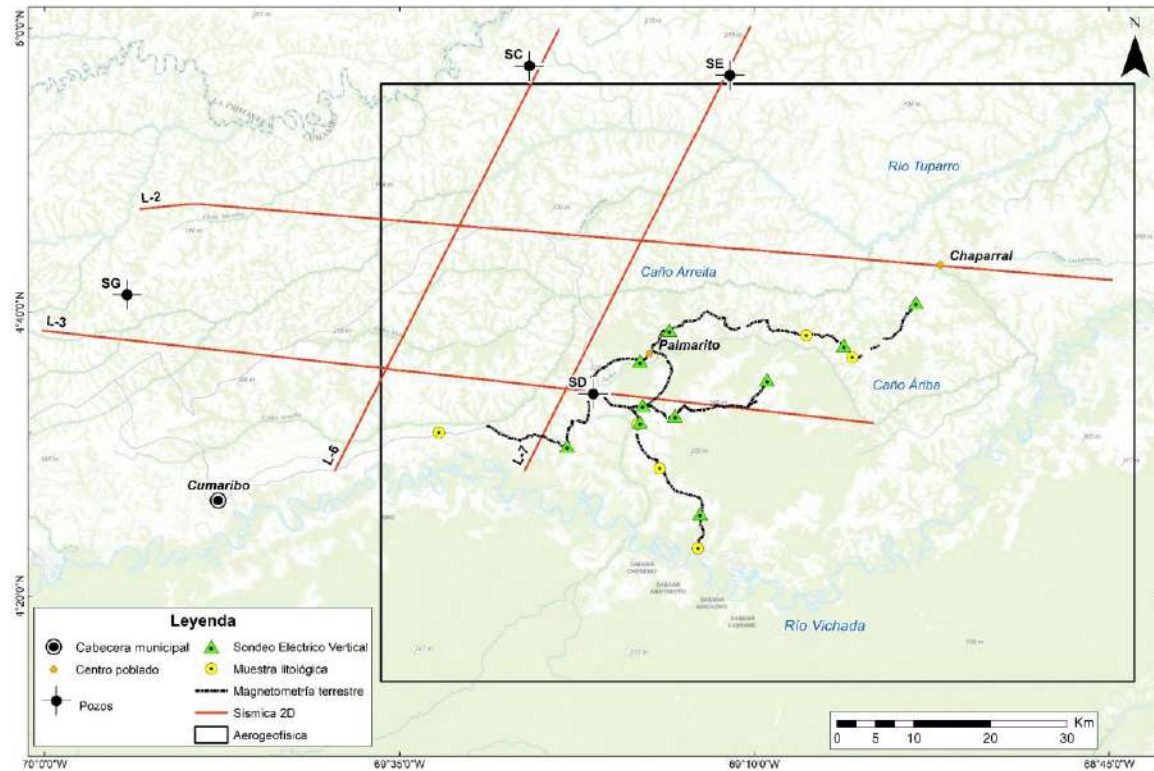


Figura 2-6. Mapa de localización de la información geológica y geofísica utilizada en este estudio.

2.2.1 Compilación de información

Este trabajo involucró la revisión bibliográfica de la cartografía geológica disponible para el área de estudio, así como la compilación de datos hidrometeorológicos provenientes de estaciones climáticas pertenecientes a la red del IDEAM y de la base de datos satelital WaPOR. En cuanto a la información geofísica, se recopiló información de magnetometría y espectrometría gamma aerotransportada, de sísmica 2D, descripciones litológicas y registros eléctricos de pozo.

■ Información aerogeofísica

Los datos aerotransportados de magnetometría y espectrometría gamma fueron proporcionados por la Dirección Técnica de Recursos Minerales del Servicio Geológico Colombiano. Esta información fue adquirida por la entidad como parte de la campaña nacional realizada entre los años 2012 y 2020, con el propósito de investigar el potencial de recursos minerales del país. Este estudio, trabajó en un área de 7626 km² de información aerogeofísica perteneciente a los bloques 11-Vichada y 13-Vichada W (Figuras 2-6 y 2-7). El polígono de información facilitado abarca desde la latitud 4.94° N, al norte del río Tuparro, hasta los 4.23° N, en la Selva de Matavén, al sur del río Vichada, y desde la longitud 69.6° W, en su límite occidental, hasta los 68.72° W, al oriente de Chaparral.

La adquisición de estos datos se llevó a cabo mediante la utilización de magnetómetros de vapor de cesio con una sensibilidad de 0.01 nT, y gamma espectrómetros de cristales de yoduro de sodio (NaI) acoplados a una aeronave de ala fija. Las líneas de vuelo para los datos de ambos bloques se orientaron en dirección norte-sur, con una separación de 500 m entre ellas, mientras que las líneas de control perpendiculares a estas se espacian 5 km. La altura de vuelo fue de 100 m sobre el nivel del terreno en un área donde las variaciones topográficas oscilan entre 63 y 208 metros sobre el nivel del mar.

Los datos de espectrometría gamma proporcionados contienen los datos del conteo total, así como las concentraciones relativas de K medido en porcentaje (%), U y Th medidos en partes por millón (ppm). Estos datos han sido procesados previamente mediante la aplicación de diversas correcciones, incluyendo la corrección de altura de vuelo, la eliminación de los efectos ambientales o *background* cósmico y de radón, la corrección por efecto Compton y la conversión para concentraciones de radioelementos (Moyano et al., 2020b). La frecuencia de medición fue de 1 Hz lo que permitió obtener un dato cada 70 a 80 m, para un total de 834791 puntos de medición en el polígono del área de estudio (Tabla 2-1).

Tabla 2-1. Estadística general de la base de datos de espectrometría gamma aerotransportada del área de estudio.

Bloque	Número de mediciones	K (%)			Th (ppm)			U (ppm)		
		Min	Max	Media	Min	Max	Media	Min	Max	Media
11-Vichada	734755	0.11	0.50	0.15	1.41	27.99	11.73	0.34	5.16	1.94
13-Vichada W	100036	0.09	0.43	0.14	1.20	18.57	7.35	0.36	6.27	2.45

Los datos magnéticos suministrados incluyen los valores de Anomalía Magnética de Campo Total (TFMA, por sus siglas en inglés), luego de un preprocesamiento que incluyó la compensación magnética, la micronivelación, las correcciones por paralaje y la remoción del IGRF de los datos de Intensidad Magnética Total (IMT) (Moyano et al., 2021). La frecuencia de adquisición de datos fue de 10 Hz, lo que resultó en un dato cada 7 a 9 m en el terreno. La base de datos magnética empleada en este trabajo contiene aproximadamente 2.28 millones de mediciones (Tabla 2-2).

Tabla 2-2. Estadística general de la base de datos de magnetometría aerotransportada del área de estudio.

Bloque	Número de mediciones	TFMA (nT)		
		Min	Max	Media
11-Vichada	1280579	-398.74	537.17	-21.76
13-Vichada W	999908	-464.47	37.61	-236.76



Figura 2-7. Polígono de información aerogeofísica utilizada en este trabajo (ver recuadro en verde), extraído de los bloques 11-Vichada y 13-Vichada W de la base de datos del Servicio Geológico Colombiano.

■ Información sísmica y de pozo

La información sísmica y de pozo fue recopilada del Banco de Información Petrolera (BIP) del Servicio Geológico Colombiano (SGC). Se obtuvieron datos de cuatro líneas sísmicas de reflexión, así como de registros eléctricos e informes de descripciones litológicas de pozos pertenecientes al bloque CPE-5. La campaña de adquisición sísmica y la perforación de pozos estratigráficos se realizó en el año 2011 bajo la operación de BHP Billiton y SK Energy.

Las líneas sísmicas presentadas en este trabajo son: L-2, con una longitud de 127.3 km, L-3, con 109 km, L-6 con 64.5 km, y L-7 con 65 km. En total, se ha obtenido 365.8 km lineales de sísmica 2D con una cobertura de 5569 km² (Figura 2-6). La adquisición de estas líneas fue realizada por Sismopetrol, y para el registro se utilizó como fuente explosivos con intervalos de disparos de 40 m, 320 canales e intervalos de receptores de 10 m, y 40-fold (Karazincir, 2011).

El objetivo exploratorio de la campaña se enfocó en las zonas prospectivas de crudo pesado en posibles trampas estratigráficas de la Formación Carbonera (Gómez et al., 2012), por lo que el procesamiento sísmico se orientó a esta unidad. No obstante, dado que la cuenca en su parte distal presenta poca profundidad, las imágenes sísmicas cuentan con una buena calidad para las unidades superiores. Las versiones sísmicas utilizadas en este estudio son imágenes migradas en tiempo pre-apilamiento (PSTM).

2.2.2 Adquisición de información

La adquisición de información geológica se llevó a cabo mediante el muestreo y reconocimiento geológico de superficie (Figura 2-8), así como la descripción litológica y el muestreo de ripios de perforación del pozo estratigráfico SD (Figura 2-11). Por otra parte, la adquisición de información geofísica se realizó en el transcurso del mes de marzo, durante el periodo seco, e involucró mediciones de magnetometría terrestre moto transportada y datos de resistividad eléctrica 1D mediante sondeos eléctricos verticales (SEV).

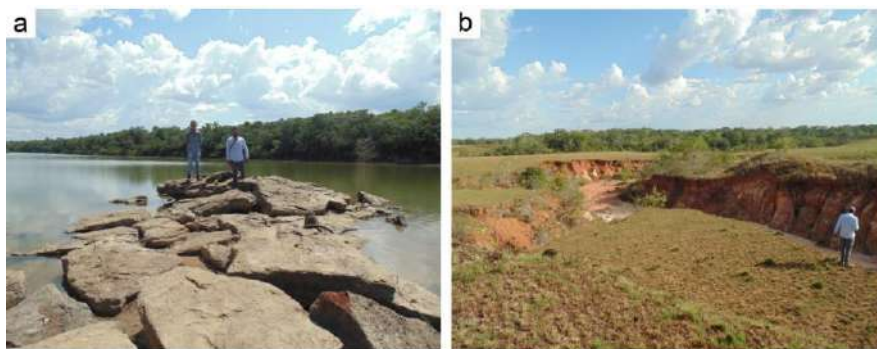


Figura 2-8. Reconocimiento geológico del área a lo largo de las transectas de adquisición geofísica. **a)** Sector de Puerto Casanare. **b)** Sector Camaira.

▪ Magnetometría terrestre

Se realizaron mediciones de datos magnéticos terrestres a lo largo de perfiles ubicados en los bordes occidental, norte y noroccidental, así como en la parte central y sur de la estructura del Río Vichada (Figura 2-6). El estudio abarcó cuatro perfiles que comprenden Paratebueno – La Primavera – Palmarito – La Caneca – Chaparral, el sector del pozo SD, Camaira – Puerto Casanare y Palmarito – Camaira (Figura 1-1). Factores como la densa vegetación, la inaccesibilidad por carretables y las condiciones particulares de orden público limitaron la cobertura en la zona central y sureste del área de estudio. Se emplearon instrumentos marca GEM Systems como equipos de medición, compuestos

por un magnetómetro de protón GSM-19T, operando en modo cíclico, como sensor móvil, y un magnetómetro Overhauser GSM-19, como sensor base. Se instalaron dos estaciones base con el propósito de brindar información de las variaciones diurnas del campo magnético durante la campaña: una base inicial situada en Paratebueno, que abarcó el sector occidental y suroccidental, y una segunda base ubicada en la finca La Esperanza, a una distancia de 1 km del centro poblado de Palmarito, que cubrió el sector oriental.

Para la adquisición se planteó el diseño e implementación de un práctico sistema de adquisición moto transportado, consistente en un accesorio o remolque de 1.5 m de longitud, fabricado en plástico polipropileno para su estructura y aluminio para las ruedas y piezas de rodamiento, el cual es remolcado por una motocicleta (Figura 2-9b). En el accesorio se instaló el magnetómetro móvil a una distancia de 1.83 m del eje de las ruedas del remolque y 1.98 m del suelo, 0.5 m por encima del sensor magnético se acopló la antena GPS. Esta configuración permitió reducir significativamente el ruido producido por la motocicleta y controlar el movimiento pendular del sensor (Figura 2-9c). Más detalles sobre el análisis y las pruebas de calibración realizadas se presentan en Torrado-Perez (2019). Tanto la antena como el sensor se conectaron a la consola receptora ubicada en la parte trasera de la motocicleta, junto al operador. La velocidad de adquisición del vehículo fluctuó entre los 5 y los 10 km/h, mientras que la frecuencia de muestreo del magnetómetro se estableció en 1 Hz, lo que permitió registrar un dato cada 1.4 a 2.8 m. En 6 días de adquisición se registraron 56873 mediciones para completar 153.55 km lineales. De modo que, la aplicación de esta novedosa metodología resultó en la adquisición eficiente de datos magnéticos, adaptándose a las difíciles condiciones de los carretables y a las cambiantes condiciones del terreno, así como a las extensas áreas a cubrir.

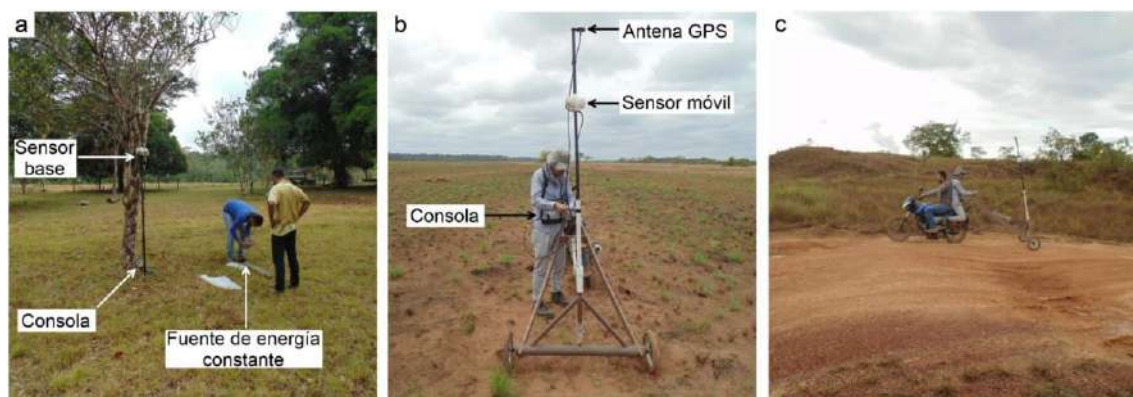


Figura 2-9. Adquisición de datos de magnetometría terrestre remolcada. **a)** Instalación del magnetómetro base y su fuente de energía. **b)** Estructura del accesorio moto transportado para la

adquisición eficiente de datos magnéticos mediante un magnetómetro móvil. **c)** Metodología para la adquisición moto transportada.

▪ **Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)**

Las labores de adquisición magnética terrestre se alternaron con la medición de 11 estaciones de medición de sondeos eléctricos verticales (Figura 2-6). La ubicación de estas estaciones se realizó aprovechando las extensas sabanas del área, caracterizadas por terrenos planos y baja vegetación, lo cual facilita su adquisición (Tabla 2-3). La adquisición de los SEV empleó un equipo de resistividad eléctrica ABEM SAS 1000, acompañado de carretes de cable de corriente con una longitud individual de hasta 800 m y de potencial de hasta 600 m (Figura 2-10). Los datos de resistividad aparente obtenidos fueron calibrados internamente en el instrumento a partir de la medición previa del potencial espontáneo (SP) del suelo.

Tabla 2-3. Localización de los sondeos eléctricos verticales (SEV) adquiridos. Coordenadas geográficas referidas al sistema WGS-84.

SEV	Localización	Longitud	Latitud	Elevación (msnm)	Rumbo de adquisición	AB/2 máximo (m)
1	Pozo SD	69°21'27.7"W	4°34'30.4"N	157	N22°E	300
2	Sector La Primavera	69°23'11.6"W	4°30'34.4"N	154	N80°E	300
3	Finca La Esperanza, Palmarito	69°18'03.7"W	4°36'33.8"N	128	N30°E	300
4	Vía Palmarito-La Caneca	69°15'58.1"W	4°38'44.9"N	149	N90°E	300
5	Sector La Tawara	69°03'42.3"W	4°37'41.0"N	143	N30°W	300
6	Sector Villa Alba	68°58'37.0"W	4°40'41.8"N	134	N40°E	350
7	Sector Jamurí	69°09'06.2"W	4°35'15.3"N	143	N27°E	500
8	Vía a Jamurí	69°15'35.6"W	4°32'42.8"N	155	N75°W	350
9	Sector Puerto Casanare	69°13'49.1"W	4°25'48.4"N	159	N35°E	150
10	Vía Palmarito-Camaira	69°17'51.5"W	4°33'26.5"N	159	N50°W	400
11	Sector Camaira	69°18'03.7"W	4°32'15.5"N	158	N5°E	300

Los datos se adquirieron con arreglo de electrodos Schlumberger, manteniendo separaciones de electrodos en una relación de AB/2 y MN/2 de 3:1, garantizando lecturas de voltaje adecuadas y registrando doble punto de medición en cada movimiento de electrodos de potencial. Las aperturas AB/2 máximas de los SEV se encuentran entre los 150 y 500 m, lo que permitió modelar los primeros 190 m de profundidad. La extensión del cableado se vio limitada por la potencia del equipo y la presencia de capas conductivas en el subsuelo, lo que originó que las lecturas más profundas presentaran muy bajos valores de voltaje. Los suelos del área de estudio presentaron altas resistencias de contacto, por lo que se requirió el tratamiento de electrodos mediante la aplicación de grandes

cantidades de solución salina, así como la implementación de un mayor número de ciclos y tiempos de medición prolongados en la configuración del receptor.

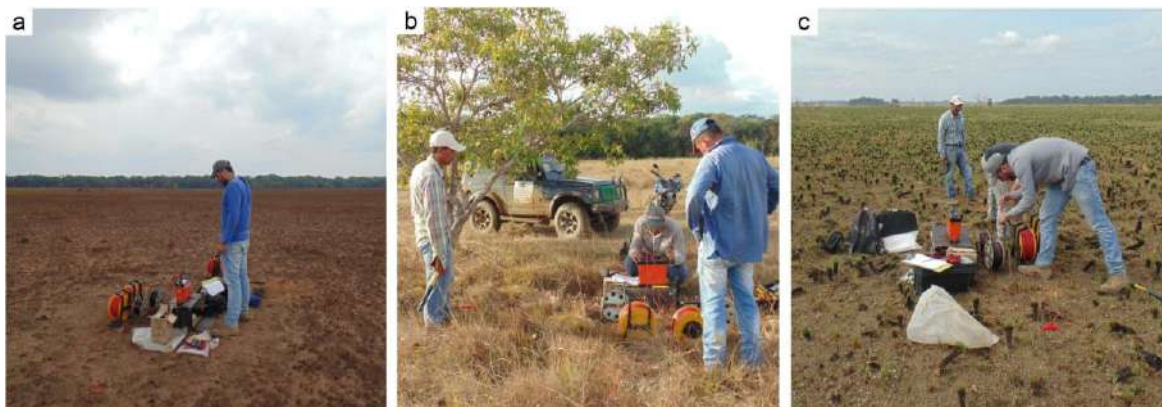


Figura 2-10. Adquisición de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) mediante equipo de resistividad eléctrica ABEM SAS 1000 en los sectores de **a)** La Primavera - SEV 2, **b)** Camaira – SEV 11, **c)** Jamurí – SEV 7.

2.2.3 Análisis de laboratorio

Durante la visita a la Litoteca Nacional del Servicio Geológico Colombiano en Piedecuesta (Santander) se realizó la revisión de 61 muestras de ripios de perforación recuperadas en intervalos de 20 ft (aproximadamente 6 m) durante la perforación del pozo SD. El intervalo analizado abarca desde los 45 ft a los 1240 ft (14 m a 378 m). Para la totalidad de las muestras se realizó una descripción litológica macroscópica (Figura 2-11b) y la medición de susceptibilidad magnética (SM) y espectrometría gamma (SGR) (Figura 2-11a). De las muestras de ripios, se seleccionaron 12 muestras representativas de la columna para realizar fotografías mediante lupa estereoscópica, mientras que, para dos de los intervalos, 80-100 ft (24-30 m) y 1180-1200 ft (360-366 m), se procedió a la elaboración de secciones delgadas. El análisis petrográfico y la toma de microfotografías se desarrollaron en el Laboratorio de Microespectrometría y Microtermometría de la Universidad Nacional de Colombia, mediante un microscopio Olympus BX41 (Figura 2-11c).

La adquisición de datos de gamma espectrometría empleó un espectrómetro portátil GR-135 de SAIC Exploranium, el cual está equipado con dos sensores constituidos por un cristal de yoduro de sodio para garantizar alta sensibilidad y un detector Geiger-Müller (SAIC Exploranium, 2004). Para la calibración del equipo, se realizaron mediciones al inicio, durante y al final de la adquisición utilizando la placa de calibración proporcionada por el fabricante con contenido conocido del isótopo Cesio-137 (^{137}Cs). Se realizaron mediciones por cada muestra para obtener los valores de conteo

total por minuto (cpm), la concentración de K (%) y las concentraciones equivalentes de Th (ppm) y U (ppm). Por otra parte, los datos de susceptibilidad magnética se obtuvieron mediante el susceptibilímetro portátil SM-30 de *ZH Instruments*, el cual cuenta con una sensibilidad de 10^{-7} unidades SI (*ZH Instruments*, 2022). Con el propósito de obtener un promedio representativo del intervalo de ripios, se realizaron tres lecturas de susceptibilidad magnética por muestra. Además, previo a cada medición, se empleó el modo de compensación, en el que el instrumento se orientó hacia el aire y se alejó de materiales magnéticos para minimizar la deriva instrumental.

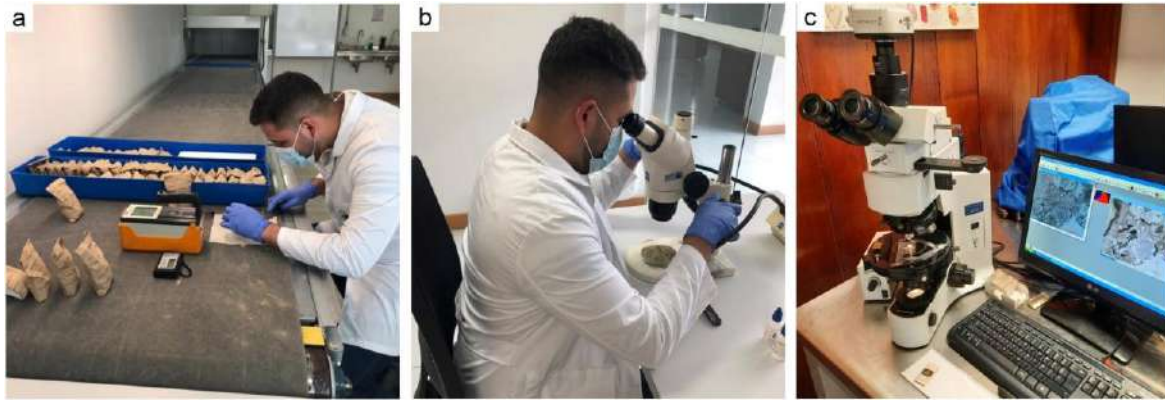


Figura 2-11. a) Medición de susceptibilidad magnética y espectrometría gamma en muestras de ripios de perforación del pozo SD. b) Descripción litológica de ripios de perforación del pozo SD. c) Descripción petrográfica de secciones delgadas de muestras de superficie y pozo.

2.2.4 Procesamiento de la información geofísica

▪ Información sísmica y de pozo

La información sísmica y de pozo fue integrada en el software Petrel de Schlumberger. Esta base incluyó los archivos en formato *sgy* de las líneas sísmicas L-2, L-3, L-6 y L-7, las cuales fueron cargadas utilizando la información de la geometría de adquisición contenida en los archivos de formato *ukoa*, con un datum de referencia sísmica de 200 m y una velocidad de reemplazamiento de 1800 m/s. La representación gráfica de los datos de reflexión sísmica se efectuó mediante una visualización de densidad variable (VD) fase cero, en la que se utilizó una escala de colores que abarca desde el rojo hasta el amarillo para representar la polaridad de impedancia positiva, mientras que los valores negativos se representaron en azul. Para el cálculo de los espesores sísmicos, se empleó un modelo de elevación digital del terreno obtenido de la misión SRTM, cuya resolución aproximada es de 30 m.

La información de pozo incluyó topes estratigráficos interpretados y los registros de: resistividad corta (*AIT-Shallow*) y profunda (*AIT-Deep*), potencial espontáneo (SP), rayos gamma (GR), densidad, factor fotoeléctrico (PEF), porosidad neutrón y sónico. En la plataforma Petrel se realizó el amarre sísmica-pozo, la interpretación estratigráfica y estructural en tiempo, la generación de mapas de contornos en el dominio del tiempo y mapas de profundidad al tope de las unidades interpretadas, así como cálculos volumétricos y modelos en tres dimensiones. Por otra parte, el análisis petrofísico, se realizó en el software HDSLog de *Hydrocarbon Data Systems Inc.*, mediante una licencia académica. Este análisis permitió identificar niveles dentro de la secuencia sedimentaria con condiciones favorables de litología, porosidad y saturación de agua para convertirse en potenciales acuíferos.

▪ **Magnetometría**

Una vez se completó la adquisición y el control de calidad en campo de los datos terrestres, las bases de datos magnéticas terrestres y aerotransportadas fueron procesadas en el software Oasis Montaj. La baja a nula presencia de infraestructura eléctrica y de telecomunicaciones en el área resultó en la obtención de señales limpias de ruido cultural en los datos terrestres, lo que permitió centrar los esfuerzos de la fase de depuración en los ruidos producidos por la combustión y las partes metálicas de la motocicleta. El procesamiento geofísico de los datos magnéticos incluyó la aplicación de filtros supresores de picos, la corrección por variaciones diurnas a partir de los datos del magnetómetro base, la remoción del IGRF, las reducciones al polo y ecuador magnético, la señal analítica, para finalmente generar mapas temáticos mediante interpolación utilizando el método de mínima curvatura. Se implementaron continuaciones analíticas de los datos magnéticos que permitieron integrar la información terrestre y aerotransportada, además de derivadas del ángulo de inclinación (*tilt derivatives*, TDR) para resaltar y delimitar lineamientos y estructuras magnéticas. Se estimaron las profundidades de los cuerpos causativos de las anomalías magnéticas, mediante el análisis de las inclinaciones contenidas en la derivada *tilt*.

▪ **Resistividad eléctrica**

La base de datos de resistividad eléctrica fue depurada teniendo en cuenta la desviación estándar y las lecturas de voltaje de cada medición. Se realizó un control gráfico para la eliminación de datos anómalos y el ajuste de la curva de resistividad aparente de acuerdo con los doble puntos adquiridos. Una vez completada esta fase se realizó la inversión 1D mediante el software IPI2win de la Universidad Estatal de Moscú, el cual permite comparar y ajustar la curva de resistividad obtenida en campo con curvas sintéticas calculadas a partir de un modelo hipotético. La aproximación entre

la curva observada y la calculada permite escoger entre un juego de soluciones, aquella que presente el mejor ajuste tanto al error matemático como al modelo geológico. Los modelos de inversión utilizados incluyeron información de las resistividades y las descripciones litológicas de pozo para constreñir el modelo y ajustarlo a la realidad del subsuelo del área de estudio. Los errores de ajuste no superaron el 5 %.

2.2.5 Interpretación de resultados

De acuerdo con el modelo geológico presentado en el Capítulo 3, se identificaron las litologías presentes en el área de estudio, tanto en superficie como en el subsuelo. Además, se reconocieron rasgos geomorfológicos locales y se estimaron las porosidades de muestras de roca de superficie. Mediante la integración de los métodos geofísicos analizados en el Capítulo 4, se obtuvieron perfiles y mapas temáticos con la geometría de las unidades geológicas del subsuelo y los principales rasgos estructurales, además de identificar los potenciales niveles acuíferos en la secuencia sedimentaria. La integración de esta información, presentada en el Capítulo 5, permitió la evaluación del potencial de agua subterránea de la estructura, así como aportar al conocimiento de la estructura del Río Vichada.

3. Modelo geológico

3.1 Cartografía geológica

La superficie de la estructura del Río Vichada se encuentra cubierta en su totalidad por depósitos cuaternarios de origen aluvial, fluvial y eólico que han sido fuertemente afectados por procesos erosivos y de pedogénesis. La cartografía geológica oficial del área de estudio fue realizada a escala 1:100000, e involucra las planchas 237 - Caño Arreita, 238 - Palmarito, 256 - Marsella y 257 - Caño Áriba (Consortio Geominas-Gemi, 2014b, 2014c; Ochoa, Rios, et al., 2014a, 2014b). La topografía predominantemente plana y la densa vegetación de gran parte del área limitan el acceso a los escasos afloramientos de la zona, razón por la que la fotointerpretación de sensores remotos y apiques han desempeñado un papel relevante en la cartografía de superficie. El mapa geológico mostrado en la Figura 3-1 se elaboró mediante la consolidación de la cobertura geológica oficial, la fotointerpretación de sensores remotos, así como el reconocimiento geomorfológico y geológico realizado en el área durante la fase de campo de este estudio.

Sobre las unidades del Neógeno reposan depósitos aluviales de penillanura, coberturas eólicas, depósitos asociados a costras ferruginosas y sedimentos aluviales recientes de llanuras de inundación, terrazas y cauces (Consortio Geominas-Gemi, 2014a; Geominas-Gemi, 2014; Ochoa, Ríos, et al., 2014). Estos depósitos cuaternarios se dividen en seis unidades litológicas según su textura, composición y ambiente de formación.

- **Depósitos de penillanura (Qp)**

La penillanura se define como una superficie extensa y plana con ligeras ondulaciones, cimas bajas, y desarrollo de concavidades o bajos topográficos. El origen de esta geoforma está estrechamente relacionado con procesos de meteorización y erosión en áreas tectónicamente estables con un clima cambiante de húmedo a seco que favorece la degradación de los relieves existentes (IGAC, 2022). Los Depósitos de penillanura consisten en sedimentos aluviales no consolidados con tamaños de grano variables, desde arcilla hasta arena. Con una distribución heterogénea, estos depósitos cubren

una buena parte del área de estudio, al sur del río Vichada, en la parte central de la estructura, así como en los tributarios de los caños Áriba y Arreita y en la amplia red de drenaje de la zona (Figura 3-1). Presentan una morfología plana a localmente ondulada y disectada, y cuentan con una densa cobertura boscosa, lo que dificulta su caracterización (Figura 3-2a). En las áreas de sabana, la unidad a menudo está cubierta por sedimentos eólicos y, localmente, en áreas disectadas, por depósitos asociados a costras ferruginosas de extensión limitada. Mientras que, en áreas cercanas a los drenajes actuales, estos sedimentos están cubiertos por Depósitos de llanura de inundación (QII) y los Depósitos aluviales de cauce (Qac), que son producto de las dinámicas aluviales recientes.

Los afloramientos de esta unidad se encontraron principalmente en las cárcavas y taludes erosivos de las cabeceras de los caños que se encuentran en la ruta que comunica Camaira con Puerto Casanare (Figura 3-2b). La litología observada corresponde principalmente a arcillas de color amarillo y rojizo, pero también presenta arenas de grano fino limosas, rojizas, de composición cuarzosa y con contenido de óxidos de hierro, en ambos casos con procesos de laterización. La Figura 3-2b muestra un desarrollo de suelo de aproximadamente 20 cm de espesor, de color marrón oscuro, de textura limo arenosa y con un porcentaje de materia orgánica. Aunque el espesor de esta unidad y su contacto inferior no se muestra claramente en la cartografía de superficie debido a la ausencia de afloramientos profundos, autores como Geominas-Gemi (2014) sugieren que los Depósitos Qp son la unidad litológica basal del Cuaternario en el área, mientras que Ochoa, Ríos, et al. (2014) los ubica suprayaciendo los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf).

▪ Depósitos de penillanura eólica (Qpe)

Los Depósitos de penillanura eólica corresponden a la cobertura de sedimentos que han sido depositados sobre o en simultáneo a las unidades cuaternarias existentes en un ambiente eólico, y que han sido afectados por la erosión, por lo que comúnmente no exhiben las estructuras eólicas típicas (Consortio Geominas-Gemi, 2014a). En el área de estudio, los Depósitos de penillanura eólica cubren las extensas sabanas predominantemente planas con ligeras ondulaciones, al norte del río Vichada, en las divisorias de aguas de los caños Arreita y Áriba, al norte de Paratebueno y el sur del río Tuparro (Figuras 3-1 y 3-3a). Estos depósitos se caracterizan por la presencia de arenas con variaciones de tamaño de grano fino a medio, con buena selección, de coloraciones claras y una composición predominante de cuarzo y algunos líticos oxidados (Figura 3-3b). En ciertos casos es posible identificar patrones de estratificación inclinada, que constituyen remanentes de las estructuras de depositación eólica original (Figura 3-3d).

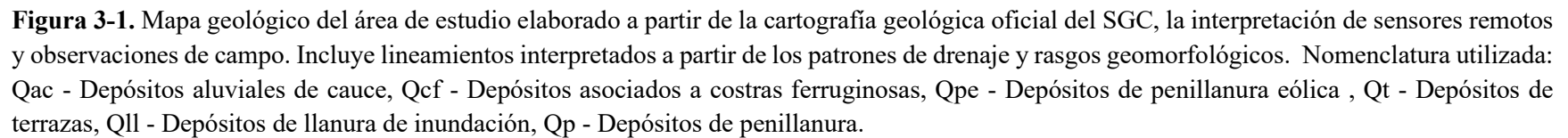




Figura 3-2. a) Cobertura de vegetación densa boscosa que comúnmente ocurre sobre los Depósitos de penillanura (Qp) del área de estudio. Fotografía tomada en la cuenca alta del Caño Áriba en cercanías de Palmarito. **b)** Talud erosivo exhibiendo arcillas y arcillas limosas ferruginosas asociadas a Depósitos de penillanura (Qp) que sufrieron procesos de laterización.



Figura 3-3. a) Morfología plana característica de los Depósitos de penillanura con cobertura eólica (Qpe) en las vastas sabanas del área. Fotografía del sector Jamurí, en la ubicación del SEV 7. **b)** Cárcava en la vía de Camaira a Puerto Casanare, que muestra una capa superficial de suelo y arcillas rojizas ferruginosas, y un nivel de arenas blancas a la base. **c)** Evidencia de manantiales que ocurren

en los depósitos arenosos de penillanura Qpe y Qp, observados durante la temporada seca. **d)** Arenas finas cuarzosas, deleznales que exhiben estratificación inclinada asociadas a los Depósitos Qpe.

En las observaciones realizadas en las cárcavas de la zona suroeste de la estructura, situadas entre los sectores de Camaira y Puerto Casanare, se evidenció la presencia de manantiales en los Depósitos de penillanura eólica (Figura 3-3c). Estas surgencias se producen como resultado de la disección topográfica en taludes erosivos que cortan el nivel freático y facilitan la saturación de los materiales superficiales hasta que ocurre la canalización, que aumenta su caudal de manera progresiva para finalmente incorporarse a los diferentes caños de la red de drenaje de la zona. Este fenómeno sugiere un aporte de los acuíferos cuaternarios a los cuerpos de agua superficial y confirma la conexión hidráulica que da origen a los caños veraneros, como son denominados en la región los cauces que mantienen su curso de agua durante la temporada de baja precipitación.

Las cárcavas presentes en el área de estudio se ubican en las cabeceras de los sistemas de drenaje, en áreas de pastizales con ligeras colinas, situadas en el límite de los bosques de galería. Estas cárcavas están expuestas a un proceso erosivo constante, el cual es acentuado por los flujos de agua superficial que ocurren durante la época de altas precipitaciones. Su disposición, orientada en dirección SW-NE, forma parte de una configuración semicircular radial, que de acuerdo con Khurama (2007) y Torrado-Perez (2019), se atribuye a una zona de fragilidad y fallamiento producto de las altas energías liberadas durante el impacto de un meteorito.

▪ Depósitos de terrazas (Qt)

Estos depósitos corresponden a sedimentos aluviales que han sido depositados en los flancos de los cauces en geoformas planas y elevadas con taludes que delimitan su extensión. La configuración alargada y continua, así como la presencia de materiales con gran variabilidad granulométrica, son características distintivas de estos depósitos (IGAC, 2022). En el área de estudio, están asociados a los cauces principales, siendo más prominentes a lo largo de las márgenes de los ríos Vichada y Tuparro, donde se encuentran elevados respecto al nivel actual del río (Figura 3-1). Se componen por arenas cuarzosas deleznales de grano fino a grueso, arenas arcillosas y arcillas rojizas, con perfiles enriquecidos en óxidos y ocasionalmente cubiertas por Depósitos asociados a costras ferruginosas. Una exposición significativa de estos depósitos se observa al sur de la vía que conecta a Paratebueno con La Primavera, donde el antiguo cauce del río Vichada erosionó sus propios depósitos, dando lugar a un paisaje compuesto por terrazas aluviales y meandros abandonados

(Figura 3-4) . Geomorfológicamente, en esta área es posible interpretar un desplazamiento del cauce principal del río, el cual ha migrado desde el norte hacia el sur.



Figura 3-4. Expresión morfológica de los Depósitos de terrazas (Qt) al norte del cauce del río Vichada entre los sectores de Marsella y La Primavera. **a y b)** Superficies llanas elevadas limitadas por taludes con una vergencia general al sur, en zona de meandros abandonados del río Vichada.

▪ Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf)

Esta unidad ha sido propuesta en la cartografía del departamento del Vichada para abarcar las lateritas o ferricretas producto de la meteorización química en la zona (Ochoa, Ríos, et al., 2014). En general, la formación de costras ferruginosas ocurre mediante procesos químicos de enriquecimiento supergénico, que precipitan y acumulan óxidos de hierro, favoreciendo la cementación de los sedimentos existentes (Geominas-Gemi, 2014). Por esta razón, su composición es altamente dependiente del material parental existente. En la mayoría de los casos, se componen por gravas y arenas cuarzosas a líticas con una coloración típica marrón rojizo, cementadas en mayor o menor medida por hematita, goethita o limonita, pero también se presentan arcillas con material ferruginoso (Figura 3-5b).

Estos depósitos se manifiestan en forma de bloques de arenas y gravas ferruginosas dispersas que recubren extensiones limitadas de laderas y colinas bajas (Figura 3-5a). Su distribución es discontinua pero amplia en el área de estudio, aflorando principalmente en zonas con relieves disectados de colinas suaves en las cabeceras de los drenajes, especialmente en los tributarios del Caño Arreita, entre La Primavera y Chaparral, así como a lo largo del Caño Áriba desde La Tawara hasta su desembocadura, en cercanías al río Tuparro y en la zona sur de la estructura (Figura 3-1). La Figura 3-5c muestra el primer metro de profundidad de un perfil de los Depósitos asociados a

costras ferruginosas. Este perfil inicia con una capa de 10 cm de gravas ferruginosas cementadas, con clastos heterométricos subredondeados y matriz arenosa, compuesta por líticos, cuarzo y nódulos de óxidos de hierro, seguido por un nivel grueso de arenas y arenas limosas ferruginosas rojizas.

Por otra parte, se observa la presencia de bloques de costras ferruginosas que cubren una geomorfología de montículos de baja elevación, con forma redondeada y de poca continuidad lateral, localizados en la parte norte y suroeste de la estructura (Figura 3-5c). Estos montículos se distinguen de los Depósitos de terrazas por la ausencia de relieve plano en sus crestas y por su menor envergadura. Se ha asociado su origen a material de bloques eyectados como resultado del impacto (Hernández et al., 2011; Torrado-Perez, 2019).



Figura 3-5. Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf) aflorando en el área de estudio. **a)** Colinas suaves disectadas al norte de la estructura, en la vía que conduce de Palmarito a Chaparral, con bloques remanentes de areniscas con costras ferruginosas donde se realizó el muestreo de VIC 03A (ver Figura 3-6). **b)** Gravas y arenas ferruginosas. En la parte superior se observa un nivel de clastos gruesos cementados, rico en nódulos de óxidos, asociada a una costra laterítica. **c)** Montículos observados al suroeste de la estructura, con cobertura de bloques de arenas cementadas y costras ferruginosas. **d)** Depósitos de arenas y gravas ferruginosas cementadas, aflorando en medio de la

madrevieja Casanare del río Vichada durante la época seca. Se observa una pseudoestratificación planar, posiblemente ocasionada por procesos de lixiviación y movilización de óxidos. Aforamiento donde se realizó el muestreo de VIC 05.

Durante el reconocimiento geológico de la zona sur del área de estudio, se evidenció la presencia de Depósitos asociados a costras ferruginosas en el cauce de un meandro abandonado, en medio de Depósitos de penillanura y sedimentos aluviales de cauce (Figura 3-5d). La formación de costras ferruginosas en sedimentos de otras unidades puede estar asociada a las variaciones en el nivel freático, rico en concentraciones de hierro, que generan estructuras de pseudoestratificación. En la actualidad, estas costras se encuentran como remanentes en medio de los cuerpos de agua, debido a su mayor competencia en comparación con los depósitos circundantes.

▪ Depósitos de llanura de inundación (QII)

Son depósitos aluviales recientes, producto de las dinámicas de desborde y sedimentación de los ríos Vichada y Tuparro, los caños Áriba, Arreita y Mari, así como sus drenajes tributarios especialmente en temporada de altas precipitaciones (Figura 3-1). Se presentan a manera de estructuras planas y alargadas, localizadas en los bajos topográficos de las planicies, donde predominan los sedimentos de arenas y lodos con aportes de materia orgánica (Consortio Geominas-Gemi, 2014a). Estos depósitos se ubican suprayaciendo los Depósitos Qp, Qpe y Qcf, y están interdigitados con los depósitos Qt y Qac (Ochoa, Ríos, et al., 2014). En la mayoría de los casos, se encuentran cubiertos por una densa vegetación boscosa, como se observa en los sedimentos del costado sur del río Vichada.

▪ Depósitos aluviales de cauce (Qac)

Los Depósitos aluviales de cauce corresponden a los sedimentos no consolidados de barras de arena que se encuentran en el área de influencia directa y en los márgenes de los cauces del área de estudio. Por esta razón sus dimensiones son limitadas, con los depósitos de los cauces de los ríos Vichada y Tuparro como los de mayor extensión, alcanzando cientos de metros (Geominas-Gemi, 2014). Estos depósitos exhiben arenas y arenas gravosas limpias, cuarzosas, blancas y amarillas, con láminas de arcillas rojizas que presentan pátinas de oxidación.

3.2 Muestreo geológico de superficie

En el desarrollo de la fase de reconocimiento geológico, se realizó un muestreo litológico en seis estaciones de campo, principalmente en afloramientos con cobertura de Depósitos asociados a

costras ferruginosas (Qcf). Estos depósitos contienen sedimentos con un grado de cementación que favorece la elaboración de secciones delgadas (Figura 3-6). Además, de todos los depósitos cuaternarios presentes en el área de estudio, las costras ferruginosas constituyen la litología que, mediante procesos de cementación, podría disminuir la porosidad primaria de sus sedimentos, razón por la cual cobran relevancia para el análisis hidrogeológico.

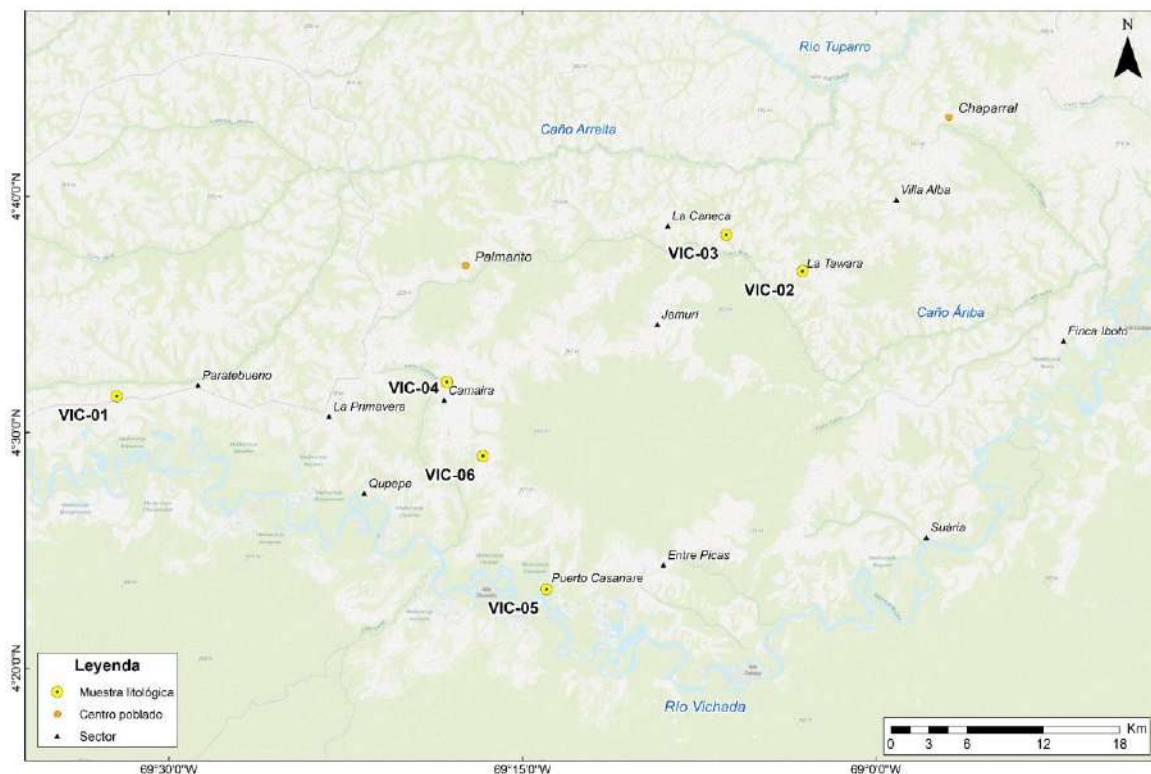


Figura 3-6. Mapa de ubicación del muestreo geológico de superficie.

Las muestras colectadas en este estudio ofrecen una representación de las variaciones texturales y composicionales de los sedimentos de las zonas de peniplanicie del área de estudio (Figura 3-7). Se observa una variación en los tamaños de grano, que van desde arena muy fina en la muestra VIC 01 hasta grava con gránulos y *pebbles*, como se evidencia en los niveles gruesogranulares de las muestras VIC 04 y VIC 05 (Figura 3-7). La Figura 3-7a detalla la presencia de intraclastos oxidados con formas elongadas. Las Figuras 3-7 d, e y f evidencian estructuras sedimentarias macroscópicas de pseudolaminación en las arenas y gravas muestreadas en el afloramiento VIC 05 (Figura 3-5d). Estas presentan alternancias de tamaños de grano, y alternancia de colores amarillos rojizos y marrón oscuro. Las bandas cementadas, denominadas costras o corazas, hacen parte de los perfiles lateríticos de la zona, exhiben un granocrecimiento hacia el tope y están compuestas por niveles discontinuos

altamente cementados de 1 a 2 cm de espesor. Este nivel, observable en la parte superior del afloramiento VIC 05, se caracteriza por su lustre brillante y su fácil identificación.

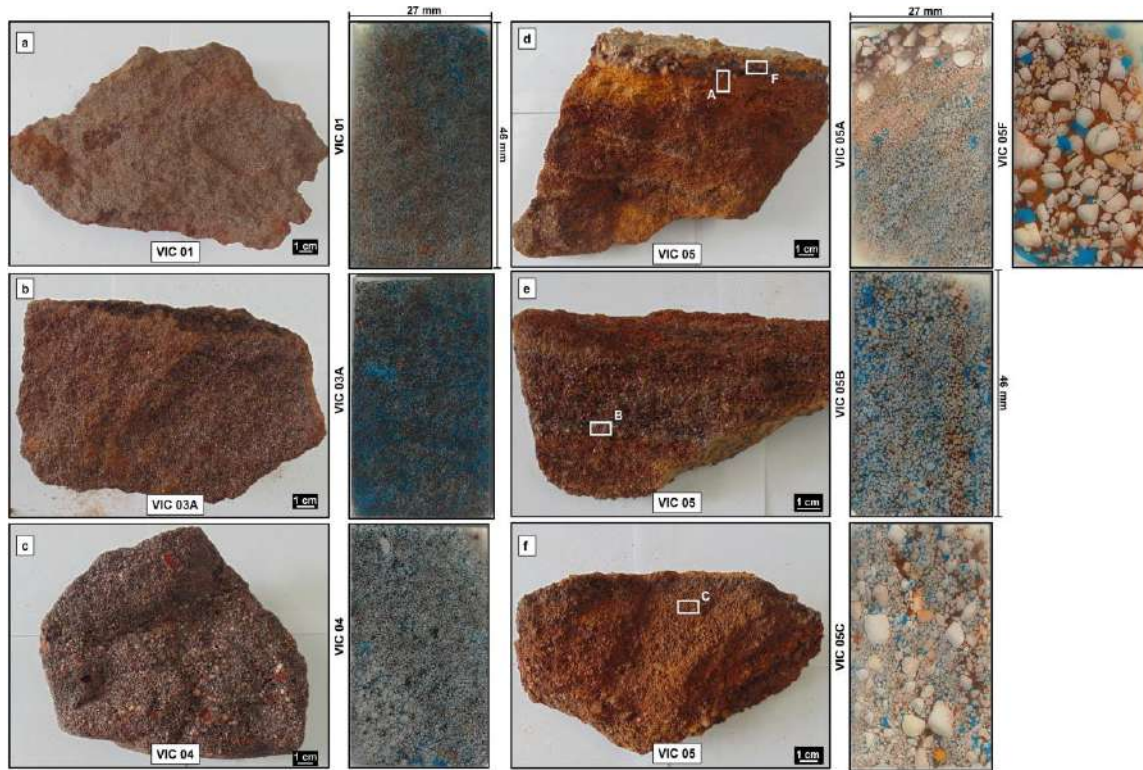


Figura 3-7. Muestras de roca colectadas durante la fase de reconocimiento geológico de superficie. En la parte derecha de cada muestra se presenta la imagen escaneada de las secciones delgadas realizadas, impregnadas con resina azul, que permite resaltar los espacios porosos. Los recuadros blancos indican el campo de visión aproximado de la sección delgada. La escala gráfica de todas las muestras es de 1 cm.

3.3 Muestreo geológico de pozo

La cartografía geológica de superficie evidencia una variabilidad de unidades cuaternarias con un espesor limitado, mientras que la geología del subsuelo de la zona expone unidades del Cenozoico superior de la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales. Con el propósito de construir el modelo geológico de la estructura del Río Vichada y correlacionar las observaciones e interpretaciones realizadas a partir de información geofísica, este trabajo incluyó la descripción detallada de los ripios (o cortes) de perforación del pozo SD, que atraviesa completamente la secuencia sedimentaria de la zona. Estas descripciones se integraron con los registros eléctricos del pozo, los informes de perforación y el reporte de *mudlogging* y núcleos de pared lateral (*Percussion Sidewall Cores*) para construir la columna litológica del pozo, incluida en el registro gráfico

compuesto de la Figura 3-8. El pozo SD tiene una profundidad total de 1243 ft, equivalentes a 378 m, y evaluó las formaciones Guayabo, León y Carbonera hasta encontrar la parte superior del basamento. Fue perforado en el costado oriental de la estructura, a 9 km al suroeste del centro poblado de Palmarito (Figura 2-6).

La descripción litológica se llevó a cabo en el intervalo comprendido entre los 45 y los 1253 ft (13.7 – 378 m), mediante el análisis de las muestras de ripios libres de fluido de perforación disponibles en intervalos de 20 ft (6.1 m). Este procedimiento se realizó con el objetivo de identificar la granulometría y composición de los materiales del subsuelo, sin embargo, la identificación de estructuras sedimentarias no fue posible dada la afectación de los cortes durante la perforación, con la excepción de los materiales finos y algunas muestras de rocas consolidadas. De las muestras de ripios, doce muestras fueron seleccionadas para análisis en lupa estereoscópica. La definición de los límites de las capas con un espesor inferior al rango muestreado se basó en la interpretación de registros eléctricos. Los topes definidos para las unidades geológicas del pozo son inferidos (Tabla 3-1), y están apoyados en el análisis de electrofacies del registro de rayos gamma (GR), los informes de bioestratigrafía y petrografía (BHP, 2012) y la información reportada en Bayona et al. (2008) y Duarte et al. (2017).

Tabla 3-1. Topes estratigráficos interpretados para las unidades geológicas en el pozo SD.

Unidad geológica	Topes interpretados referidos en profundidad	
	Pies (ft)	Metros (m)
Formación Guayabo	96	29
Formación León	725	221
Formación Carbonera Miembro C1	820	250
Formación Carbonera Miembros C2/C3	1029	314
Basamento	1199	365

3.3.1 Basamento

La perforación exploratoria del pozo SD alcanzó a penetrar 13 metros en lo que se ha clasificado como basamento. A partir de los 1198 ft (365 m) de profundidad, los registros de resistividad, GR, densidad, sónico y factor fotoeléctrico (PEF) presentan un incremento significativo. Los valores medios registrados en este intervalo son de 2.63 g/cm³, para la densidad, 90 μ s/ft de registro sónico, una resistividad de 1400 Ohm.m y 230 API de rayos gamma. Además, se observa una disminución en la tasa de penetración, que pasa de 45 a 5 pies/hora (ft/hr), lo que sugiere la presencia de un material de mayor resistencia que las rocas atravesadas en la parte superior.

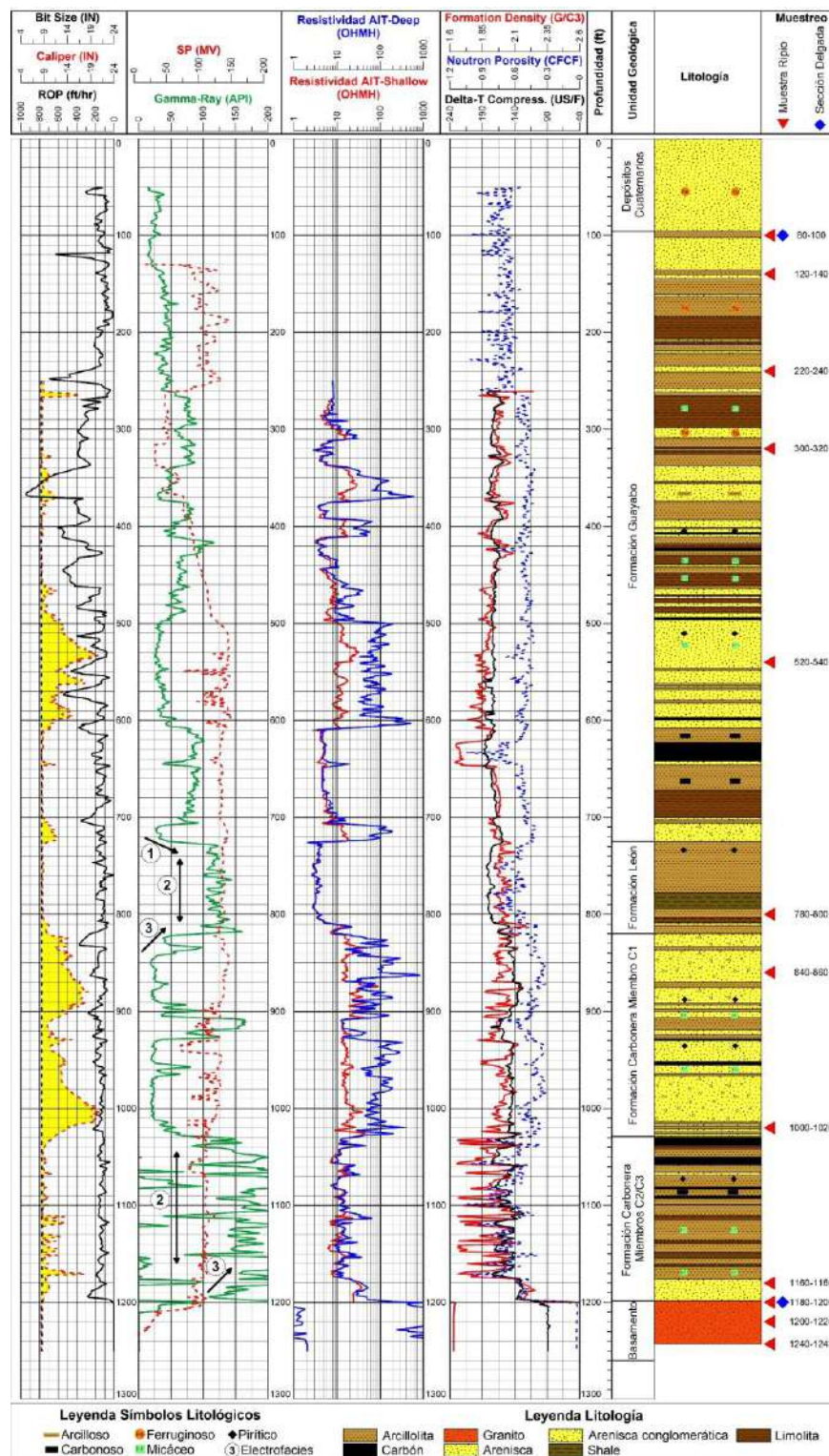


Figura 3-8. Registro gráfico compuesto del pozo SD incluyendo la columna litológica elaborada a partir de la descripción de rípios de perforación e interpretación de registros eléctricos. En la columna lateral derecha se especifican los intervalos con muestras de rípios y las secciones delgadas elaboradas. Los números en el registro GR representan electrofacies.

Esta unidad se muestra en los ripios como fragmentos en forma de bloques tamaño arena gruesa (Figura 3-9), compuestos por cuarzo cristalino de grano medio, biotita cloritizada, feldespatos caolinitizados y anfíboles alterados, dispuestos en una matriz de arcilla blanca a grisácea no calcárea. Basándose en su composición mineralógica y en las propiedades físicas medidas en pozo, este intervalo se interpreta como un nivel exterior de basamento constituido por rocas graníticas que han sufrido un alto grado de alteración.

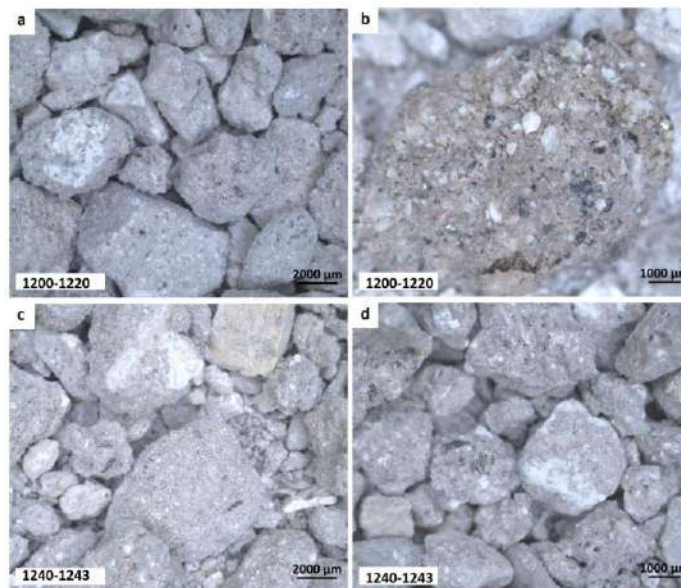


Figura 3-9. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando la litología presente en la parte superior del basamento. Las fotografías muestran fragmentos de una roca ígnea granítica altamente meteorizada en los intervalos de profundidades **a)** 1200-1220 ft, **c)** 1240-1243 ft. **b y d)** Acercamientos que permiten observar cristales de anfíbol, feldespatos alterados, cuarzo y biotita con tamaños de hasta 500 μm, en los ripios de los intervalos 1200-1220 ft y 1240-1243 ft.

3.3.2 Formación Carbonera

La Formación Carbonera presenta un espesor de 115 m en el pozo SD, donde se han identificado los miembros C1, C2 y C3. En su contacto inferior, el miembro C3 está representado por un nivel de areniscas arcillosas feldespáticas de 7 m de espesor, que reposa sobre el basamento (Figuras 3-10e y f). Este intervalo se caracteriza por presentar una electrofacies en forma de campana en el registro GR (ver electrofacies 3 en la Figura 3-8), donde el registro aumenta hasta entrar en el miembro C2. La presencia de algunos fragmentos del basamento alterado en los niveles del miembro C3 indica que las rocas precámbricas asociadas al Escudo Guayanés son la principal fuente de sedimentos de esta unidad en la parte distal de la cuenca.

El miembro C2 tiene un espesor de 44 m y consta de una secuencia predominantemente finogranular con intercalaciones de arcillolitas y limolitas, y en menor proporción, areniscas y carbón. Las arcillolitas son blancas y grisáceas (Figura 3-10d), caoliníticas y micáceas. Hacia el segmento superior del intervalo, los restos carbonosos y la pirita en las arcillolitas son más frecuentes, y se presentan mantos de carbón de hasta dos metros de espesor, determinados a partir del registro de densidad. Las limolitas son de color marrón, mientras que los niveles de areniscas son delgados, y se presentan en el segmento superior. En los niveles de granulometría fina, en el intervalo 1160-1180 ft, se observó la presencia de restos fósiles de diente de tiburón (Figura 3-11). Restos similares han sido reportados al oeste de la cuenca por Bayona et al. (2008), lo que sugiere un ambiente de formación con influencia marina. El registro GR exhibe una forma cilíndrica aserrada característica de un evento de inundación marina en la cuenca (ver electrofacies 2 en la Figura 3-8).

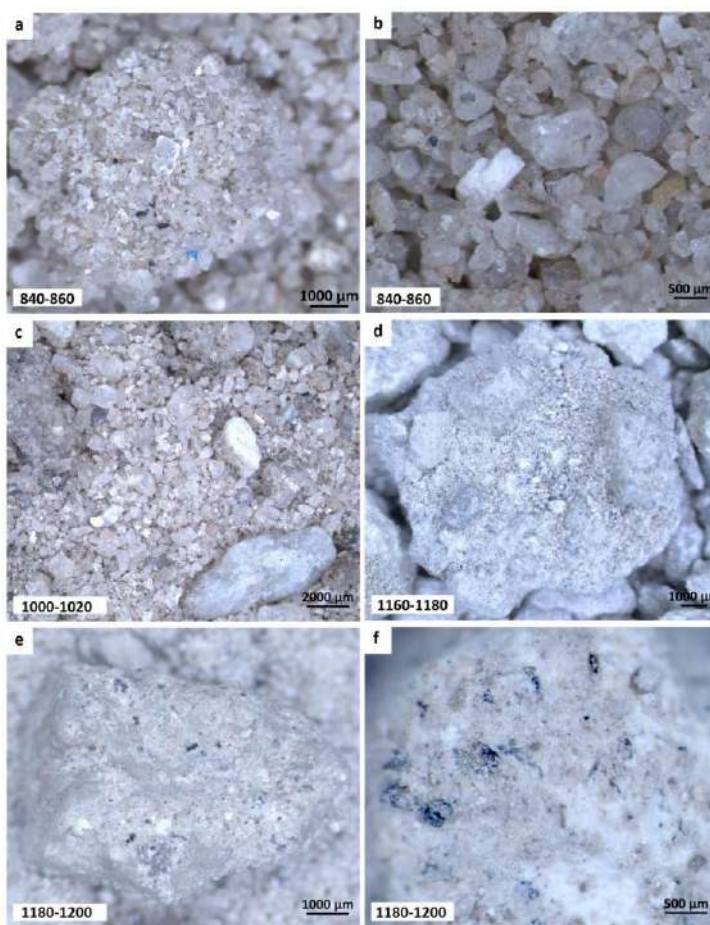


Figura 3-10. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando las litologías representativas de la Formación Carbonera. **a y b)** Areniscas cuarzosas de grano medio a grueso en el intervalo 840-

860 ft, asociadas al miembro C1. **c)** Areniscas conglomeráticas del intervalo 1000-1020 ft, asociadas a la base del miembro C1. **d)** Nivel de arcillolitas marrón claro en el intervalo 1160-1180 ft asociadas a la parte inferior del miembro C2. **e y f)** Nivel de areniscas arcillosas blancas con evidencia de granos alterados de feldespatos, biotita y anfíbol, en el intervalo 1180-1200 ft.

El miembro C1 tiene un espesor de 64 m, y se caracteriza por la sucesión de gruesos paquetes de areniscas grises y blancas con tamaños de grano fino a muy grueso y niveles conglomeráticos (Figuras 3-10a y b) con pequeñas intercalaciones de arcillolitas. Las areniscas son cuarzosas y limpias, con granos subangulares a subredondeados, lo que las distingue fácilmente de los niveles arenosos de la Formación Guayabo. Además, se observa la presencia de micas, caolinita, trazas de cemento ligeramente calcáreo y, en la parte media, pirita y restos carbonosos. En su base se presentan intercalaciones menores de arcillolitas carbonosas de coloración gris clara (Figura 3-8), y en la parte media su espesor aumenta hasta 4 m.

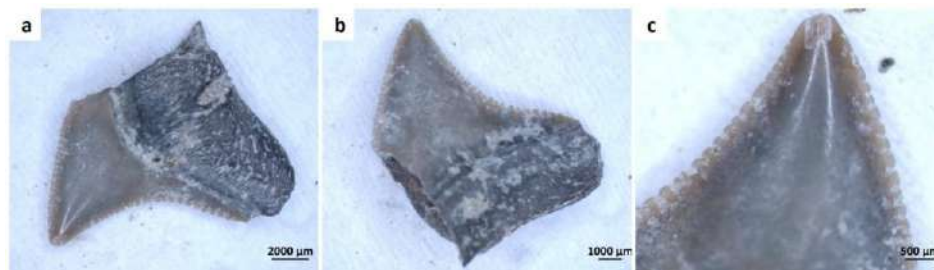


Figura 3-11. Fragmento fósil de diente de tiburón encontrado en muestras de ripios de perforación del pozo SD en el intervalo 1160-1180 ft, en un nivel asociado a la parte inferior del miembro C2 de la Formación Carbonera.

3.3.3 Formación León

La Formación León en el pozo SD está compuesta por una secuencia homogénea de arcillolitas de color gris claro que alcanza un espesor de 29 m (Figura 3-12). Los fragmentos de ripios presentan formas de bloques que permiten identificar laminaciones y características de fisilidad, por lo que algunos intervalos se describen como shale. También se observa la presencia de pirita y trazas de carbón en las arcillolitas, así como un nivel delgado de areniscas en la base. El registro GR en este intervalo, al igual que en el miembro C2 de la Formación Carbonera, muestra un patrón cilíndrico aserrado concordante con el evento de máxima inundación del Mioceno medio reportado por Duarte et al. (2017) (ver electrofacies 2 en la Figura 3-8).

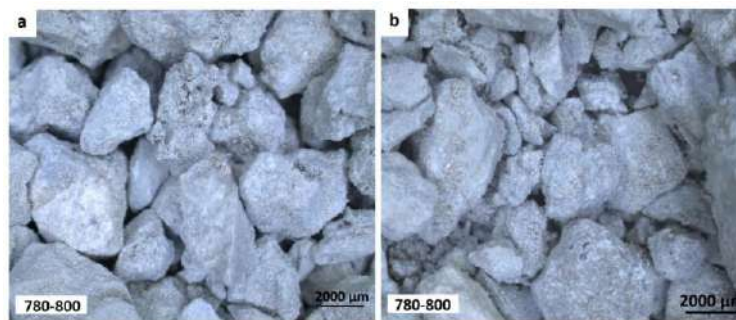


Figura 3-12. Muestras de ripios de perforación del pozo SD en el intervalo 780-800 ft mostrando los fragmentos de los niveles de arcillolitas grísáceas características de la Formación León.

3.3.4 Formación Guayabo

La Formación Guayabo tiene un espesor de 192 m y corresponde a una gruesa secuencia de intercalaciones de areniscas, arcillolitas, limolitas y carbón, depositados mayormente en un sistema continental. Por lo tanto, se agrupa en cinco segmentos de secuencias con características litológicas similares, que serán descritas de base a tope. Los intervalos arenosos predominan en la parte media de la unidad y los lodosos, a la base y el tope. El contacto inferior con la Formación León está marcado por la aparición de una capa de areniscas conglomeráticas a 220 m de profundidad, y por una electrofacies en forma de embudo característica de la progradación posterior a la incursión marina del Mioceno medio (ver electrofacies 1 en la Figura 3-8).

El intervalo inferior, situado entre los 185 y los 215 m de profundidad, consiste en una sucesión lodosa de arcillolitas marrón claro y rojizas, intercaladas con limolitas, arcillolitas limosas, carbón y delgados niveles de areniscas cuarzosas de grano fino. En los niveles arcillosos se observan fragmentos carbonosos, mientras que el nivel de carbón es rico en pirita y fragmentos opacos fuertemente magnéticos. Este intervalo se asocia a depósitos acumulados en un ambiente transicional, dadas sus particularidades litológicas. El siguiente intervalo, ubicado entre 151 y 185 m de profundidad, presenta una sucesión homogénea de areniscas con delgadas intercalaciones de arcillolitas amarillas y blancas. Las arenas muestran una coloración blancuzca, con granos de tamaño muy fino a fino, ocasionalmente de grano medio, compuestos principalmente por cuarzo, feldespato y líticos oxidados, con una baja proporción de cemento ferruginoso. Además, se observa la presencia de micas, granos finos de pirita, magnetita, chert y algunas pátinas de óxidos (Figuras 3-13e y f).

El segmento suprayacente, con un espesor de 48 m, abarca el intervalo entre 103 m y 151 m. Este segmento se caracteriza por la alternancia de niveles lodosos y arenosos, con una marcada

predominancia de areniscas en la parte superior del intervalo, donde alcanzan un espesor máximo de 10 m. Las areniscas son de grano muy fino a medio con granocrecimiento hacia el tope del intervalo, algunas limosas, compuestas por cuarzo y alto contenido de líticos, con coloraciones amarillas y blancas. Las arcillolitas son de color gris claro a marrón, micáceas con presencia de fragmentos carbonosos, pirita y magnetita. El nivel superior, por otra parte, se diferencia por el mayor espesor de sus niveles lodosos y el mayor contenido de cemento ferruginoso en sus areniscas. Cuenta con un espesor de 74 m y se compone de una secuencia de arcillolitas limosas y limolitas intercaladas con areniscas. Las arcillolitas son rojizas, grises, blancas y amarillas, ferruginosas y con presencia de biotita, mientras que las limolitas son grisáceas y tienen alto contenido de micas y pátinas de óxidos (Figura 3-13d). Las areniscas son blancas a amarillo claro, ferruginosas, con tamaños de grano fino a medio y ocasionalmente grano grueso, y están compuestas principalmente por cuarzo y líticos. En los niveles arenosos es común encontrar micas, óxidos y fragmentos de láminas de carbón (Figuras 3-13b y d).

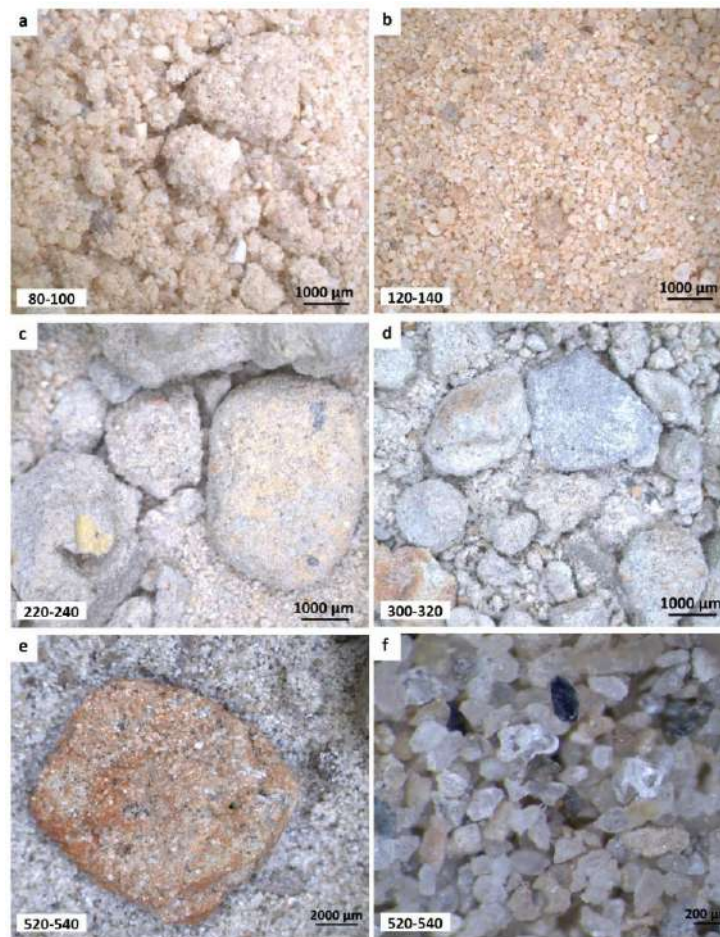


Figura 3-13. Muestras de ripios de perforación del pozo SD mostrando litologías representativas de la Formación Guayabo. **a)** Fragmentos de arenas de grano fino a medio ligeramente consolidadas en

el intervalo 80-100 ft. **b)** Arenas cuarzosas de grano muy fino rojizas en el intervalo 120-140 ft. **c)** Fragmentos de areniscas grisáceas y amarillas consolidadas, en el intervalo 220-240 ft. **d)** Fragmentos de arcillolitas grisáceas y limolitas ferruginosas, en el intervalo 300-320 ft. **e)** Areniscas cuarzosas con presencia de cemento ferruginoso y líticos oxidados, en el intervalo 520-540 ft. **f)** Detalle del intervalo 520-540 ft mostrando la composición cuarzosa y lítica de las areniscas, y pequeños fragmentos de carbón laminado.

El límite superior de la Formación Guayabo se definió en 29 m por la primera aparición de arcillolitas amarillas y rojas oxidadas, así como la presencia de areniscas ligeramente consolidadas en la muestra de 80-100 ft (24-30 m) (Figura 3-13a). En las muestras de ripios de esta sección se observan arenas ferruginosas de grano muy fino a medio, ocasionalmente gruesas y gravosas, amarillas y grises, con trazas de arcillas limosas rojizas. Estos sedimentos se interpretan como parte de los Depósitos de penillanura (Qp).

3.4 Análisis petrográfico

El análisis petrográfico se desarrolló a partir de siete secciones delgadas extraídas de muestras de superficie y dos secciones de ripios de perforación. Las secciones se realizaron pulidas con la finalidad de detallar los minerales opacos y la naturaleza del cemento ferruginoso mediante técnicas de petrografía de luz reflejada. Asimismo, se aplicó una resina con tinción azul para facilitar la estimación cuantitativa de la porosidad de los sedimentos consolidados cuaternarios.

Las secciones delgadas de las muestras de superficie evidencian un armazón compuesto por tamaños de grano que varían desde arena fina hasta gránulos. Además, se observa un bajo porcentaje de matriz, en algunos casos arcillosa, y un alto contenido de cemento ferruginoso como principal elemento en el espacio poroso de las muestras. Los sedimentos arenosos de los Depósitos de penillanura con cobertura de costras ferruginosas (Qcf) encontrados en las muestras VIC 01 y VIC 03A son clastosoportados, con granos angulares a subangulares en contacto punto a punto y con evidencia de fracturamiento, compuestos por cuarzo monocristalino, con algunos granos de feldespatos, líticos y magnetita como mineral accesorio (Figura 3-14a). En la sección de la muestra VIC 04 se registra una mayor presencia de fragmentos líticos, especialmente sedimentarios, y una mayor redondez de los granos en comparación con las dos primeras secciones.

Las secciones delgadas del afloramiento VIC 05 (Figura 3-5d) permiten una visualización detallada de la relación entre cemento, armazón y espacio poroso en fragmentos de costras ferruginosas. La

Figura 3-14b muestra la transición entre un nivel de arenisca de grano fino a medio altamente cementada a un intervalo de costra ferruginosa (Fe) gravoso. La composición de ambos segmentos es similar, con una alta concentración de cuarzo, tanto monocristalino como policristalino, así como líticos sedimentarios. Los granos de mayor tamaño exhiben bordes redondeados, mientras que la matriz de grano fino es subangular y muestra una imbricación paralela a las bandas ferruginosas (véase el escáner de las secciones delgadas VIC 05A y VIC 05B en la Figura 3-7).

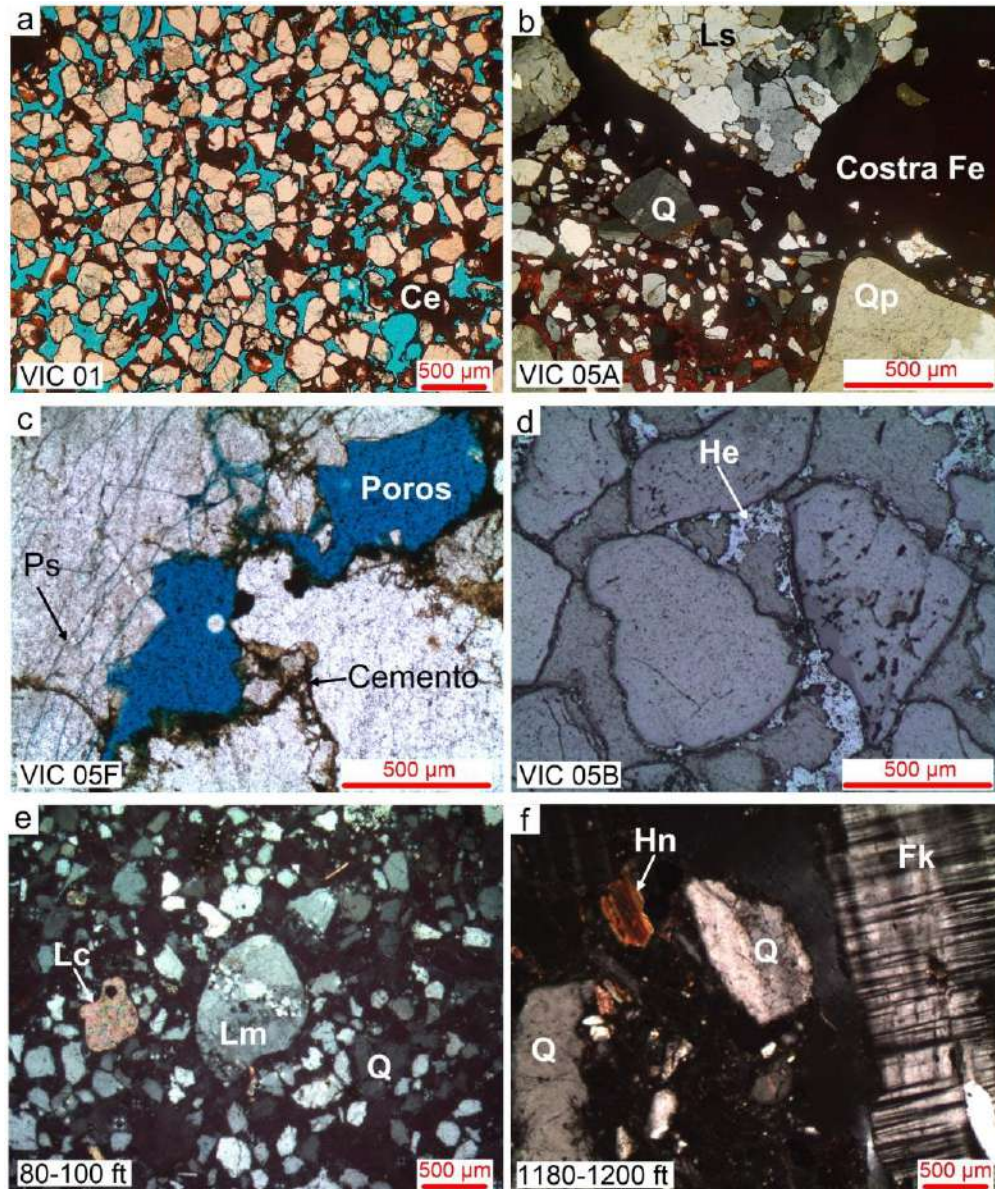


Figura 3-14. Microfotografías de muestras de mano y de pozo. **a)** Microfotografía en luz polarizada plana (PPL) de la muestra VIC 01, mostrando una arena de grano fino con cemento ferruginoso (Ce) y alta porosidad primaria intergranular. **b)** Microfotografía en luz polarizada cruzada (XPL) de la muestra VIC 05A resaltando el nivel de costras ferruginosas de gravas y arenas compuesto por

cuarzo monocristalino (Q) y policristalino (Qp), y líticos sedimentarios (Ls). **c)** Microfotografía en PPL de la porosidad intergranular y secundaria por fracturas (Ps) presentes en la muestra VIC 05F. **d)** Microfotografía en luz reflejada resaltando la hematita (He) como composición principal del cemento ferruginoso presente en la muestra VIC 05B. **e)** Arenisca compuesta de cuarzo (Q), líticos metamórficos (Lm) y calcáreos (Lc), perteneciente al intervalo 80-100 ft del pozo SD, microfotografía en XPL. **f)** Mineralogía asociada al basamento cristalino alterado en muestra del intervalo 1180-1200 ft del pozo SD, compuesta por cuarzo, feldespato alcalino (Fk) y hornblenda (Hn). Microfotografía en XPL.

La porosidad de las muestras se esquematiza en la Figura 3-14c, donde se observan amplios espacios vacíos, principalmente por porosidad intergranular y disolución de cemento, así como pequeños espacios lineales dentro de los granos del armazón asociados a porosidad secundaria (Ps) por fracturamiento (véase la microfotografía de la sección VIC 05F en la Figura 3-15). Además, la Figura 3-14d indica que la naturaleza del cemento ferruginoso en las muestras de superficie es principalmente hematita.

La sección delgada realizada a la muestra de pozo del intervalo 80-100 ft (Figura 3-14e) muestra fragmentos de tamaño arena fina a media, y en menor cantidad arena gruesa, con clastos subangulares a subredondeados, compuestos por cuarzo (Q), líticos metamórficos (Lm) y granos de carbonato (Lc), que sugieren una posible área fuente cercana. Esta muestra es representativa del segmento arenoso del tope de la Formación Guayabo (Figura 3-8), el cual infrayace a los depósitos cuaternarios. Por otra parte, en la muestra del intervalo 1180-1200 ft (Figura 3-14f) se identifican cristales de granulometría gruesa de cuarzo, feldespato alcalino (Fk) como fenocristales, hornblenda (Hn) y biotita, con evidencia de alteración a minerales como caolinita y clorita. Este análisis petrográfico sugiere una mineralogía con afinidad a la unidad Granito de Parguaza, descrita por Bonilla et al. (2014) en el oriente colombiano, y para la cual se reporta una edad U/Pb entre 1392 y 1402 Ma.

3.4.1 Estimación de la porosidad

La estimación de la porosidad de las secciones elaboradas para las muestras de superficie se realizó a través de un proceso de reconocimiento gráfico basado en el procesamiento de las imágenes de secciones delgadas impregnadas con resina azul (Figura 3-15). Esta metodología se desarrolló en *Python*, haciendo uso de las bibliotecas *OpenCV* y *NumPy*. Inicialmente, se analizó y estandarizó un rango de color para el tinte azul, para posteriormente generar una máscara que destacara las áreas de zonas porosas de la sección, mediante la identificación de regiones dentro del rango de color

establecido. El esquema de esta máscara se graficó para cada sección, mostrando en color azul los espacios porosos y en negro el área conjunta de armazón, cemento o matriz (véase la columna del esquema porosidad en la Figura 3-15). El cálculo del valor porcentual de la porosidad se realizó por medio de la relación entre el área azul y el área total de la imagen de la sección. Finalmente, se agregaron microfotografías en luz polarizada plana (PPL) de sectores puntuales para ejemplificar el tipo de porosidad presente en cada una de las secciones.

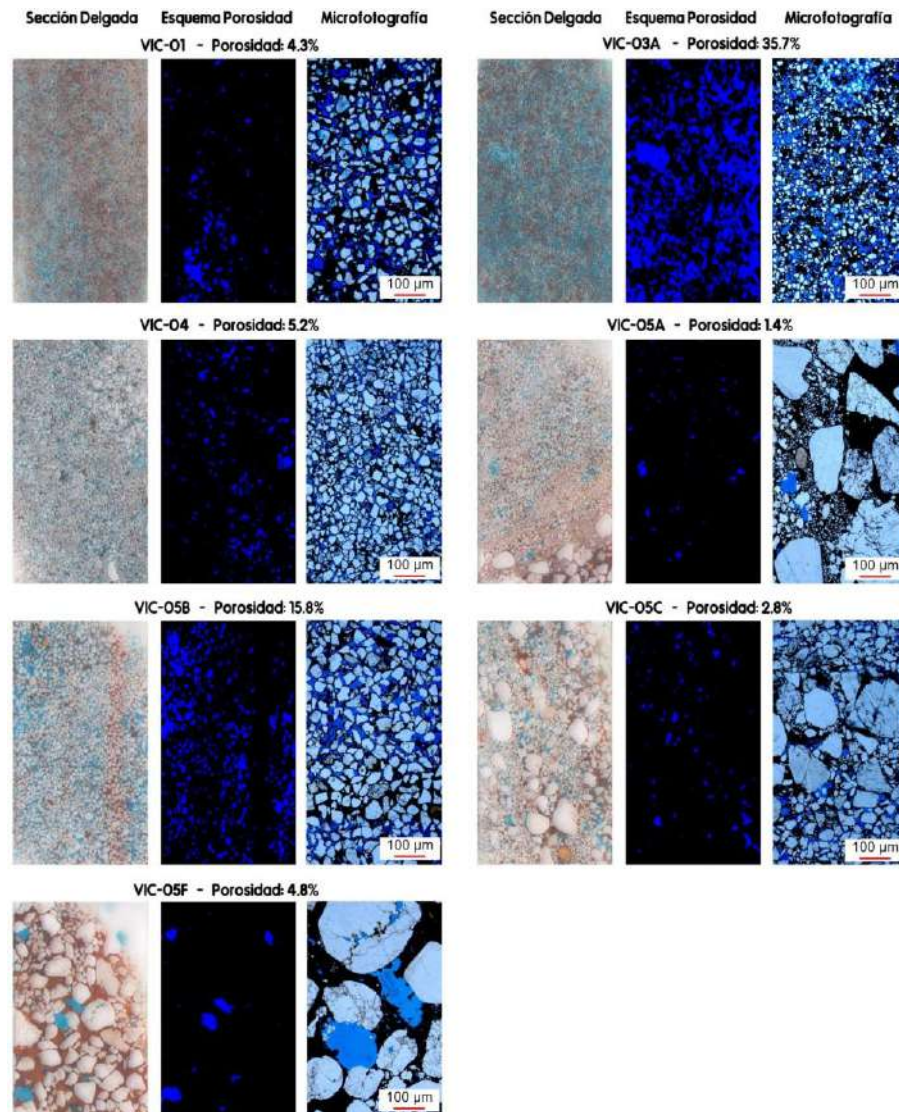


Figura 3-15. Estimación de la porosidad en las secciones delgadas VIC 01, 03A, 04, 05A, 05B, 05C Y 05F. Microfotografías en luz polarizada plana (PPL) con escala gráfica equivalente a 100 µm.

Los porcentajes de porosidad en las muestras de los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf) analizadas se encuentran en el rango del 1.4 % al 35.7 %, con una media del 10 %. La muestra VIC

03A tiene un alto porcentaje de porosidad asociado a procesos de meteorización recientes que disuelven parcialmente el cemento ferruginoso y, por consiguiente, incrementan la porosidad, como lo evidencia la presencia de limonita en la muestra de mano en la Figura 3-7. Por el contrario, la sección VIC 05A cuenta con el menor valor de porosidad como producto de la alta cementación de sus espacios intergranulares.

Las estructuras de pseudolaminación en los niveles de costras ferruginosas son evidentes en las secciones delgadas VIC 05A y VIC 05B (Figura 3-15). En el análisis de porosidad, dichas estructuras se distinguen como bandas de espesor menor a 1 cm de nula o muy baja porosidad que atraviesan longitudinalmente las láminas (Figura 3-7). Estas estructuras cementadas, en efecto, reducen significativamente tanto la porosidad como la permeabilidad total de las rocas. Sin embargo, un análisis a nivel microscópico hace visible la conexión entre ambos lados de las costras por medio de microfracturas (Figura 3-14c), permitiendo así un flujo entre la parte superior y niveles permeables inferiores. Esta configuración favorece la recarga de las aguas subterráneas en áreas donde se presentan los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf).

4. Modelo volumétrico

4.1 Geofísica de pozo

En la exploración geofísica, resulta esencial conocer las propiedades físicas de los materiales presentes en el área de investigación para la generación de modelos plausibles que se encuentren fundamentados en el contexto geológico regional. El uso de valores de referencia en la interpretación de anomalías geofísicas o en la construcción de modelos inversos puede conducir a un bajo ajuste entre los datos observados y los calculados, o incluso a interpretaciones erróneas. En consecuencia, la medición de la susceptibilidad magnética (SM) y la espectrometría de rayos gamma (SGR) de las muestras de ripios de perforación del pozo SD permiten caracterizar petrofísicamente la secuencia litológica local del área de estudio, lo que favorece la correlación e interpretación de los datos de magnetometría y espectrometría gamma.

La Figura 4-1 integra los resultados de las mediciones de SM y SGR con el registro de rayos gamma natural (GR) y la columna litológica del pozo SD. Aunque estas mediciones aportan información valiosa, presentan limitaciones en la resolución vertical, la cual está directamente relacionada al espesor del intervalo de muestreo, por lo que no permiten definir niveles de menor espesor a este umbral. En contraste con un registro de rayos gamma, que proporciona datos puntuales y continuos a lo largo del pozo, la información de gamma espectrometría y susceptibilidad magnética adquirida corresponde a un valor medio representativo de todos los materiales presentes en los 20 ft (6.1 m) del intervalo muestreado. Además, el muestreo de pozo no descarta posibles contaminaciones por material de niveles superiores que quedan suspendidos en el fluido de perforación y que pueden resultar en muestras de ripios de diferentes profundidades.

Se diferenciaron cuatro intervalos estratigráficos de acuerdo con el comportamiento de la susceptibilidad magnética y la espectrometría gamma (Figura 4-1 y Tabla 4-1). Los valores de SM son variables en la sucesión estudiada, oscilando entre 0.0037×10^{-3} y 1.186×10^{-3} SI, con un promedio de 0.161×10^{-3} SI. El intervalo 4, ubicado en la parte inferior de la columna estratigráfica,

coincide con el Basamento y el miembro C3 de la Formación Carbonera, y se caracteriza por altos valores de SM, variables entre 0.51×10^{-3} y 1.04×10^{-3} SI. El intervalo 3, con un espesor de 96 m, abarca los miembros C1 y C2 de la Formación Carbonera, y presenta las SM más bajas de la secuencia, con valores que oscilan entre los 0.0037×10^{-3} y 0.0678×10^{-3} SI, con un promedio de 0.0258×10^{-3} SI. El intervalo 2 corresponde a la Formación León y al segmento medio e inferior de la Formación Guayabo, cuenta con un espesor de 170 m y altos valores de SM que varían entre 0.0547×10^{-3} y 1.186×10^{-3} SI, con un promedio de 0.211×10^{-3} SI. El intervalo 1, situado entre la superficie y 79 m de profundidad, corresponde a los depósitos cuaternarios y a la parte superior de la Formación Guayabo. Se caracteriza por presentar bajos valores de SM, con variaciones entre 0.0133×10^{-3} y 0.0869×10^{-3} SI, y un promedio de 0.0439×10^{-3} SI.

La espectrometría gamma exhibe variaciones significativas a lo largo de la secuencia medida, en el caso del contenido K oscila entre 0.1 y 2.6 %, con un promedio de 1.43 %, mientras que para el U varía entre 0.7 y 11.5 ppm, con un promedio de 4.7 ppm, y para el Th presenta valores entre 1.7 y 19.1 ppm, con un promedio de 8.65 ppm. Dado que las relaciones entre bandas SGR se emplean comúnmente para visualizar una mayor correlación entre los datos y las unidades geológicas (Duval, 1983; International Atomic Energy Agency, 2003), se incluyó la relación de los contenidos relativos de Th y U (Th/U), la cual es la que mejor permite visualizar características de los datos colectados que no son tan evidentes en los contenidos individuales. Además, esta relación facilitó la diferenciación de intervalos donde se producen diferentes litofacies.

El intervalo 4 muestra valores relativamente bajos de K y valores altos de U. El segmento inferior del intervalo 3 está marcado por un enriquecimiento en el contenido de K y Th, así como una disminución en los valores de U, lo que resulta en una alta relación Th/U que se mantiene relativamente constante en todo el intervalo, con dos picos importantes, en 255 y 310 m. El segmento inferior del intervalo 2 continúa con una alta relación Th/U que disminuye en la parte superior, y se caracteriza, además, por sus elevados valores de K. Finalmente, el intervalo 1 registra una disminución de K, un aumento de U en la parte inferior que disminuye hacia el tope de la secuencia y Th con un comportamiento inverso a este.

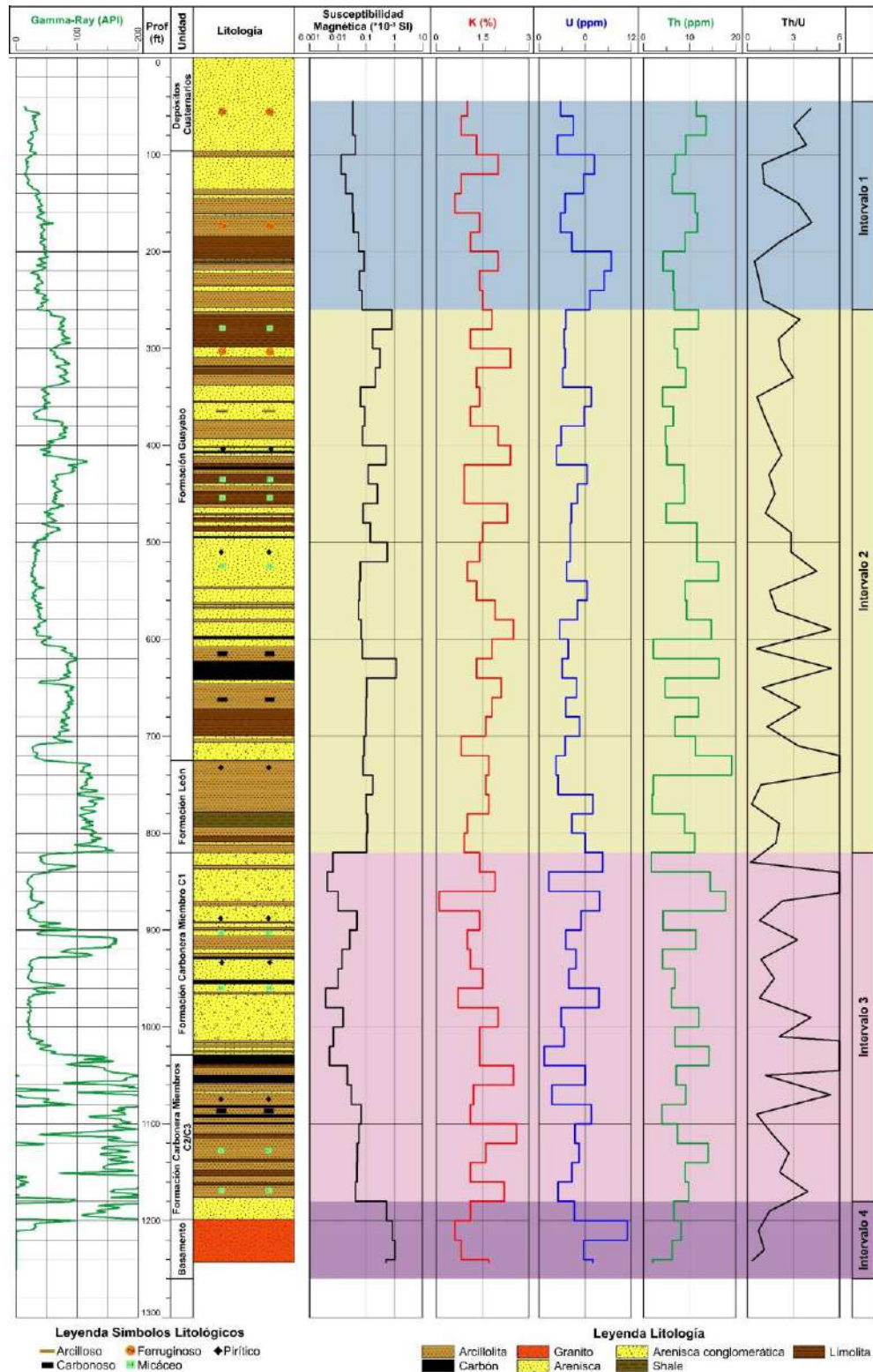


Figura 4-1. Datos de susceptibilidad magnética (SM) y espectrometría gamma obtenidos en muestras del pozo SD. La columna lateral derecha muestra la clasificación de cuatro intervalos realizada a partir de las tendencias de la SM, las concentraciones de K, Th y U, y la relación Th/U.

Tabla 4-1. Intervalos interpretados a partir del comportamiento de la susceptibilidad magnética (SM) y la espectrometría gamma (SGR) en el pozo SD.

Intervalo	Unidad geológica asociada	Espesor (m)	SM Promedio $\times 10^{-3}$ SI	K promedio (%)	U promedio (ppm)	Th promedio (%)
Intervalo 1	Parte superior de la Formación Guayabo y Depósitos Cuaternarios	79	0.044	1.26	5.24	8.81
Intervalo 2	Fm León y parte media e inferior de la Formación Guayabo	170	0.211	1.55	4.23	8.84
Intervalo 3	Miembros C1 y C2 de la Formación Carbonera	96	0.026	1.46	4.51	8.91
Intervalo 4	Basamento y miembro C3 de la Formación Carbonera	19	0.734	1.05	7.22	5.76

La presencia de minerales de afinidad granítica y minerales accesorios opacos en el basamento y el miembro C3 de la Formación Carbonera es congruente con los altos valores de SM y U. Sus bajos valores de K se interpretan como producto de la caolinización de la parte superior del basamento perforada (véase la Figura 3-9). Fuera del basamento, los valores más altos de SM en la secuencia sedimentaria se presentan en niveles arenosos, finogranulares y carbones de los intervalos 2 y 3. Estos valores anómalos se interpretan como la respuesta al contenido de pirita, un mineral que se encuentra asociado a óxidos, principalmente hematita. Además, se observa un ligero incremento en los valores de SM en los niveles con cemento ferruginoso de la parte superior de la Formación Guayabo y en los depósitos cuaternarios. Es relevante mencionar que, a pesar de ser materiales de baja susceptibilidad magnética, con valores de referencia del orden de 0.025×10^{-3} SI (Hunt et al., 1995), tanto el carbón como los niveles con fragmentos carbonosos alcanzan valores cercanos a 1×10^{-3} SI en el intervalo 2, debido a la presencia de pirita y otros componentes de su fracción mineral.

La alta respuesta de SM, K y Th/U en el miembro C2 de la Formación Carbonera evidencia un posible aporte de sedimentos provenientes de rocas cristalinas del cratón, con presencia de minerales arcillosos producto de alteración, como la caolinita. En consecuencia, en el miembro C1 esta señal disminuye, evidenciando un posible cambio en la fuente de sedimentos. Por otra parte, el incremento en el contenido de Th está asociado a la presencia de niveles arenosos ricos en cuarzo. Esto obedece a que, bajo condiciones oxidantes, el Th se sitúa en óxidos y silicatos (Reolid et al., 2020). En contraste, el contenido de K incrementa en los estratos finogranulares, asociado directamente al contenido de minerales arcillosos en arcillolitas y shales. Sin embargo, en los niveles arenosos de los intervalos 1 y 3 se observan altos valores de K, lo que podría ser una respuesta a la presencia de

areniscas líticas y micáceas, respectivamente. Aunque el contenido de U no manifiesta mayores tendencias en la secuencia, un incremento en su contenido puede estar relacionado con el enriquecimiento de materia orgánica, fenómeno que se observó de manera notable en el miembro C2 de la Formación Carbonera y en la parte inferior de la Formación Guayabo (Figura 4-1).

4.1.1 Análisis petrofísico

Las técnicas petrofísicas permiten la caracterización de las propiedades de las rocas y los fluidos en diferentes tipos de reservorios, y si bien han sido ampliamente desarrolladas en la industria de los hidrocarburos, representan una herramienta de gran utilidad en la evaluación de acuíferos a partir de la información obtenida en pozo (Cannon, 2015). En consecuencia, con el propósito de definir niveles estratigráficos potencialmente acuíferos dentro de la secuencia sedimentaria de la estructura del Río Vichada, se llevó a cabo el análisis petrofísico cuantitativo a partir de los registros eléctricos del pozo SD. Este análisis involucró la construcción de modelos de arcillosidad, porosidad y saturación de agua, orientados a comprender la distribución de las aguas en las formaciones Guayabo, León y Carbonera.

La adquisición de los registros eléctricos fue realizada en dos etapas, la primera con un diámetro de 12.25 pulgadas en el intervalo 31 a 129 ft (10-39 m), y la segunda con un diámetro de 8.5 pulgadas en el intervalo 261 a 1232 ft (80-376 m). La primera etapa de registro proporcionó información muy limitada, en gran parte afectada por las condiciones irregulares del pozo, por lo que para el análisis se consideró únicamente la segunda etapa. Esta adquisición incluyó las herramientas de resistividad de inducción (AIT), rayos gamma (GR), potencial espontáneo (SP), Caliper, densidad-neutrón (PEX), sónico dipolar (DSI) y sísmica Checkshot (CSAT). En general, la calidad de los registros es aceptable, con excepción del registro SP, el cual no refleja cambios significativos en la columna debido a la ausencia de un marcado contraste de salinidad, interpretado como un indicativo de fluidos con salinidades similares a lo largo de la secuencia sedimentaria. La Tabla 4-2 resume los parámetros adquiridos en la segunda etapa de registro, el rango de valores y el promedio.

Para la interpretación de los registros, se utilizaron los módulos *Petro Calc Analysis* y *Cross Plots* del software HDSlog, apoyándose en la información litológica, petrofísica y petrográfica obtenida a través de los rípios de perforación, incluyendo los topes estratigráficos interpretados en la Tabla 3-1. El pozo SD, durante sus fases de perforación y registro de la segunda etapa, empleó un lodo a base de agua con los parámetros de resistividad y temperatura presentados en la Tabla 4-3. Los niveles

de carbón interpretados en las muestras de ripios se observan con una respuesta alta en neutrón y baja densidad. Estos niveles fueron identificados y marcados en el modelo, sin embargo, la interpretación petrofísica no se realizó en los intervalos de carbón ni en la unidad Basamento.

Tabla 4-2. Registros eléctricos del pozo SD

Curva	Nombre del registro (unidad de medida)	Valor mínimo	Valor máximo	Valor promedio
CALI	Caliper (in)	8.1	21.1	10.7
ROP	Rata de penetración (ft/hora)	5.5	946.3	198.8
SP	Potencial espontáneo (mV)	0.9	142.3	102.3
GR	Rayos Gamma Natural (API)	14.2	298.1	80
LLD	Resistividad profunda (Ω m)	2.1	2030.9	109.1
LLS	Resistividad somera (Ω m)	2.4	89.6	12.3
PEF	Factor fotoeléctrico (b/e)	1.2	8.3	2.2
DT	Sónico (μ s/ft)	86	190	159
RHOB	Densidad (g/cm^3)	1.64	2.64	1.98
NPHI	Porosidad neutrón (CFCF)	0.02	1.05	0.53

Tabla 4-3. Parámetros del lodo de perforación del pozo SD.

Resistividad del lodo (Rm)	Resistividad del filtrado de lodo (Rmf)	Resistividad de la costra de lodo (Rmc)	Temperatura del fondo del pozo (BHT)
1.61 Ω m a 24.4° C	1.71 Ω m a 24.4° C	1.46 Ω m a 24.4° C	42.2° C a 378 m (1240 ft)

La evaluación litológica se centró en la caracterización de los componentes de la matriz de las rocas desde una perspectiva petrofísica, con el propósito de identificar el porcentaje de arcilla y arena como constituyente principal de la secuencia clástica presente en el área de estudio. Para ello, se estimó el volumen de arcilla o shale (V_{sh}) a partir del registro de rayos gamma (GR) utilizando un enfoque arena-shale derivado de la distribución de los valores del registro. Este modelo usó un valor mínimo de arena limpia (GR_s) de 15 API, establecido mediante la interpretación de los niveles arenosos de la Formación Guayabo y el miembro C1 de la Formación Carbonera, los cuales fueron validados con la descripción de ripios de perforación (véanse las Figuras 3-8, 3-10a, b y 3-13e, f). Además, se asignó un valor máximo de shale limpio (GR_{sh}) de 105 API, determinado a partir del análisis de los niveles finogranulares de la Formación León (Figura 3-12) y el miembro C2 de la Formación Carbonera. Los resultados del modelo de arcillosidad expuestos en la Figura 4-2 son concordantes con las observaciones litológicas, donde se evidencia que las areniscas de la Formación Guayabo tienen un mayor contenido de arcilla comparado con las arenas limpias de la Formación Carbonera.

La curva de factor fotoeléctrico (PEF) proporciona información relevante para determinar la litología de la secuencia sedimentaria (Figura 4-2). Este registro delimita con claridad el tope del basamento,

caracterizado por altos valores PEF, cercanos a los 3.75 b/e, asociados a la predominancia de feldespatos y micas. Además, permite definir los contactos entre unidades grueso y finogranulares. Se observa una diferencia significativa en los valores PEF entre el miembro C2 de la Formación Carbonera, que presenta un rango entre 1.75 y 2.0 b/e, y la Formación León, donde los valores oscilan entre 2.7 y 2.95 b/e. Esta variación se atribuye al tipo de mineral de arcilla predominante en los intervalos, para la Formación León se interpreta una predominancia de montmorillonita, mientras que para el miembro C2 se identifica la caolinita como el constituyente principal. Los niveles arenosos de las formaciones Guayabo y Carbonera se distinguen por presentar valores cercanos a 1.9 b/e, que es el valor de referencia del cuarzo, sugiriendo a este mineral como el componente principal en su armazón.

El modelo de porosidad (Φ) se basó en estimaciones derivadas del registro de densidad (R_{hob}), el registro neutrón compensado ($N\Phi$) y la combinación densidad-neutrón (Φ_{IND}). Para estos cálculos, se emplearon valores de densidad de shale (R_{hobSh}) de 2.35 g/cm^3 , una densidad de referencia para la matriz arena (R_{hobMa}) de 2.65 g/cm^3 , una densidad de fluido de 1.0 g/cm^3 y una porosidad neutrón del shale (Φ_{NSh}) de 0.4. El método de cálculo empleado fue el promedio densidad-neutrón ($\Phi_{\text{IN}}/\Phi_{\text{ID}}$). La porosidad efectiva (Φ_{E}) se obtuvo al descontar de la porosidad total (Φ_{T}) el efecto del volumen de agua irreducible y la saturación de agua ligada a la arcilla, utilizando el parámetro V_{Sh} .

Finalmente, el modelo de saturación de agua (S_{W}) fue evaluado en función de la resistividad y porosidad, usando la ecuación de Archie (Ecuación 4.1):

$$S_{\text{W}} = \left(\frac{aR_{\text{W}}}{R_{\text{T}}\Phi_{\text{I}}^m} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (4.1)$$

Donde R_{T} representa la resistividad total de la roca, R_{W} es la resistividad del agua, a es un factor de tortuosidad, m el exponente de cementación y n el exponente de saturación. Ante la falta de información complementaria, los parámetros de Archie se establecieron con los valores de referencia que mejor se ajustan al contexto litológico de la secuencia sedimentaria: 1.2 para el factor a , 2 para el exponente m , y 2 para el exponente n . En este trabajo se realizó un acercamiento a la estimación de la resistividad del agua de formación (R_{W}) de las diferentes unidades geológicas mediante el método SP, pero la calidad del registro no permitió obtener datos confiables. Sin embargo, Gómez et al. (2012) estiman un valor de R_{W} de $12 \text{ } \Omega\text{m}$ para la Formación Carbonera en el bloque CPE-5, equivalente a una salinidad de 285 ppm de NaCl a temperatura de formación. Estos valores indican

la presencia de aguas dulces que probablemente aumenten su resistividad en los niveles superiores de la Formación Guayabo debido a la conexión con agua meteórica.

Entendiendo el término acuífero como una formación geológica en la que el agua subterránea se desplaza con cierta facilidad, del análisis petrofísico se deben identificar niveles con condiciones de porosidad, que permitan almacenar agua, y permeabilidad, que favorezca el flujo de agua. Por ello, se estimó el volumen total de agua (B_{vw}) a partir de los datos interpretados de saturación de agua y porosidad. Este parámetro representa el porcentaje del volumen total de la formación que se encuentra saturado por agua (Asquith y Krygowski, 2004). El registro de B_{vw} de la Figura 4-2 muestra valores de gran variabilidad dentro de los diferentes intervalos acuíferos, lo que sugiere que estas formaciones no se encuentran en un estado de saturación de agua irreducible ($S_{w\text{ irr}}$), es decir, contienen agua movable o explotable.

El resultado de la interpretación petrofísica se consolida en la Figura 4-2, incluyendo análisis de formación, porosidad y saturación de agua. A partir de este modelo se definieron niveles acuíferos en la Formación Guayabo y el miembro C1 de la Formación Carbonera (Tabla 4-4) con los siguientes valores de corte: un volumen de shale (V_{sh}) menor a 0.4, una porosidad efectiva (ΦE) mayor a 0.15 y espesor mayor de 3 m. Este análisis revela que tanto la Formación León como los miembros C2/C3 de la Formación Carbonera no presentan niveles acuíferos en el pozo SD. Los acuíferos interpretados suman 115.4 m de un total de 336 m de secuencia sedimentaria analizada, lo que equivale a una relación *Net to Gross* (N/G) del 34 %. Los registros de resistividad demuestran la presencia de zonas porosas y permeables invadidas por el lodo, donde la curva de resistividad LLD es significativamente mayor que LLS, concordantes con los intervalos de arenas definidas como acuíferos.

Tabla 4-4. Resumen de la interpretación petrofísica final del pozo SD

Unidad geológica	Nivel acuífero	Intervalo (ft)	Intervalo (m)	Espesor de acuífero (m)	V_{sh} promedio	ΦE promedio
Fm Guayabo	1	340 – 374	103.6 – 114	10.4	0.28	0.32
	2	392 – 412	119.5 – 125.6	6.1	0.33	0.28
	3	462 – 472	140.8 – 143.8	3	0.38	0.28
	4	478 – 488	145.7 – 148.7	3	0.36	0.29
	5	492 – 597	150 – 182	32	0.18	0.37
	6	599 – 609	182.6 – 185.6	3	0.31	0.32
	7	707 – 723	215.5 – 220.4	4.9	0.19	0.35
Fm Carbonera miembro C1	8	820 – 833	249.9 – 253.9	4	0.25	0.24
	9	838 – 906	255.4 – 276.1	20.7	0.09	0.28
	10	927 – 955	282.5 – 191.1	8.5	0.09	0.23
	11	958 – 1023	292 – 311.8	19.8	0.1	0.27
Espesor total de acuíferos interpretados en el pozo				115.4 m		

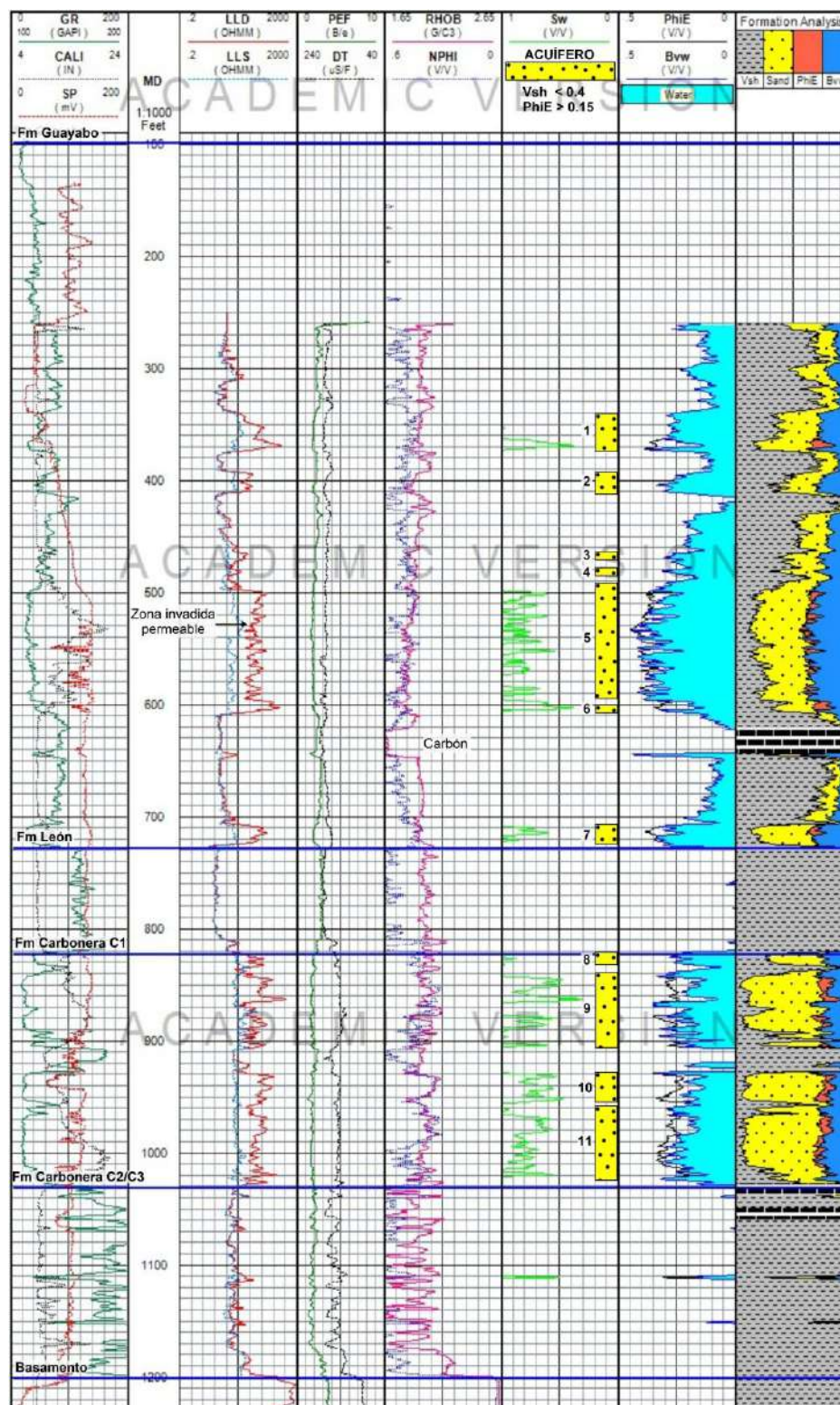


Figura 4-2. Modelo petrofísico para el pozo SD, resaltando los niveles interpretados como acuíferos definidos a partir del análisis del volumen de shale (V_{sh}), de porosidad (Φ) y la saturación de agua (S_w). Ver abreviaturas de los registros en la Tabla 4-2.

4.2 Gamma espectrometría

El proceso de integración de la información de gamma espectrometría de los bloques 11-Vichada y 13-Vichada W incluyó la normalización de las bases de datos. Se aplicó un factor de corrección de 1.5 a las grillas del bloque 13-Vichada W para posteriormente realizar la unión mediante el método de combinación *Blend* del software Oasis Montaj, que permite obtener un área de unión con una transición suavizada. Para reducir los efectos asociados a las líneas de adquisición, se aplicaron filtros *Butterworth* de octavo orden, pasa bajo. Las coberturas generadas se graficaron en grillas de conteo total y de contenidos de K, Th y U (Figuras 4-3a, 4-4a, b y c). La textura moteada en las coberturas de K y U del bloque Vichada W se debe a la ausencia de información o a la presencia de datos cercanos a cero. Para estimar los valores en áreas con datos nulos y mejorar la calidad de estas imágenes, se aplicó una convolución con matriz de 9×9, la cual promedia los valores de los vecinos e interpola la información faltante, mejorando la coherencia entre los datos y reduciendo el ruido en los mapas temáticos asociados.

Los datos de espectrometría de rayos gamma muestran un arreglo semicircular coincidente con los rasgos geomorfológicos observados en el área de la estructura del Río Vichada (Figura 4-3a). Los valores de conteo total en el área de estudio, expresados en cuentas por segundo (cps), son relativamente bajos, con un valor mínimo de 0.7 cps y un valor máximo de 12.5 cps. Esta respuesta está relacionada con la variación superficial de los depósitos cuaternarios, con altos valores de conteo total en áreas donde afloran los Depósitos de penillanura eólica (Qpe), que predominan al norte del Caño Arreita y el río Tuparro, en la parte central de la estructura y al sureste del río Vichada. También se observa una tendencia a los bajos valores de conteo total en los Depósitos de penillanura (Qp), que se presentan en el sureste de la estructura y en los alrededores de los cauces. Los Depósitos de terrazas (Qt) y llanura de inundación (Qll) presentan un conteo total medio.

El perfil esquematizado en las Figuras 4-3a y b muestra la firma espectrométrica de la estructura en un corte transversal. Los picos altos se concentran en las zonas topográficamente elevadas con cobertura eólica, alcanzando su máximo al oriente del sector de Jamurí, y exhiben varios descensos internos pronunciados en el conteo. En las áreas topográficamente bajas predominan las señales con bajos conteos, siendo más notables en la zona sur del río Vichada, cerca del Caño Áriba y en la zona norte del río Tuparro. La señal con valores más bajos se relaciona con un alto contenido de humedad en el suelo, que atenúa los rayos gamma y, por lo tanto, disminuye el conteo total (International Atomic Energy Agency, 2003).

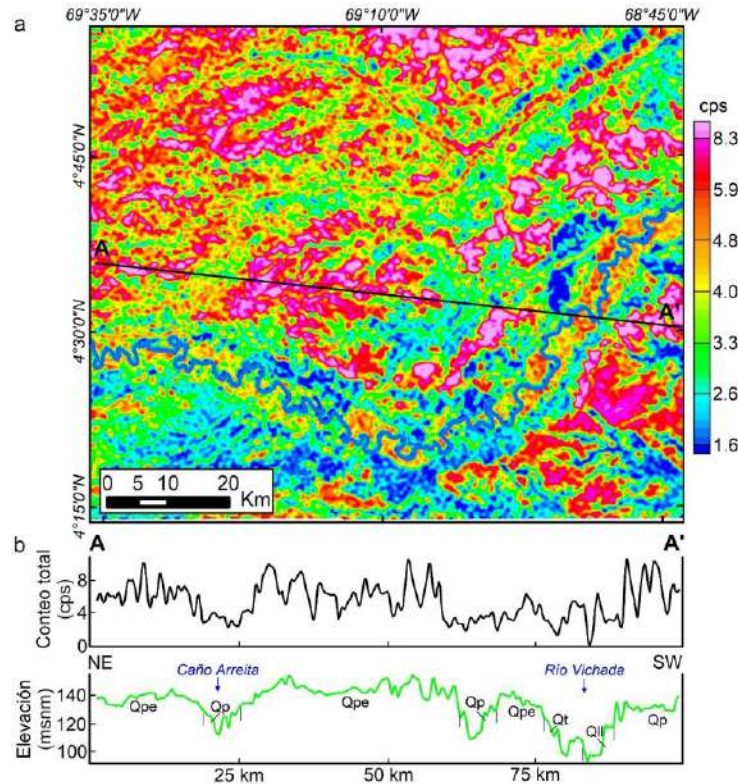


Figura 4-3. Conteo total de rayos gamma obtenido a partir de datos aerotransportados. **a)** Mapa de conteo total en cps para el área de la estructura del Río Vichada. **b)** Perfil A-A' mostrando la variación del conteo total en la parte superior y la elevación en la parte inferior, incluyendo las unidades geológicas cuaternarias de acuerdo con el mapa geológico de la Figura 3-1.

4.2.1 Imagen ternaria

Los canales individuales de contenido de Th (Figura 4-4b) y U (Figura 4-4c) son consistentes con la cobertura de conteo total, mientras que en el contenido de K (Figura 4-4a) esta tendencia es menos evidente, ya que presenta picos discretos y distribuidos a lo largo del área, posiblemente relacionados a la mayor movilidad del K respecto a U y el Th (International Atomic Energy Agency, 2003). Para visualizar los canales normalizados de los elementos en un mapa integrado, se generó una imagen ternaria en color RGB (Figura 4-4d), en la que el rojo, verde y azul representan la abundancia relativa de los radioelementos K, Th y U, respectivamente.

El mapa de distribución ternaria permite mejorar el contraste del contenido relativo de los radioelementos presentes en los materiales de la superficie y facilita la interpretación de las variaciones en la composición química y mineralógica de las unidades, como apoyo a la cartografía de superficie. De acuerdo con las variaciones internas de tono y saturación de color representadas en el triángulo de la leyenda del mapa ternario, la ausencia relativa de los tres elementos se simboliza

mediante zonas oscuras, mientras que las zonas blancas indican abundancia relativa de todos los elementos. En consecuencia, es posible obtener colores intermedios como el amarillo, que corresponde a proporciones iguales de K y Th.

4.2.2 Dominios radiométricos

El mapa ternario demuestra la gran variedad de firmas asociadas a los depósitos cuaternarios que cubren el área. Por tanto, cobra relevancia el agrupamiento y la clasificación de los datos en dominios con una huella radiométrica similar. La agrupación en dominios radiométricos se realizó mediante la aplicación de una clasificación no supervisada que analizó la variabilidad de las proporciones de las bandas de K, Th y U en los píxeles de la imagen ternaria y permitió la agrupación de diez dominios según su contenido alto (h), medio (m) o bajo (l) en cada uno de los radioelementos. De esta manera, se genera una cobertura en la que se identifican y delimitan los posibles dominios considerando los datos particulares del área.

Las Figura 4-4d y e presentan la imagen ternaria y los dominios radiométricos interpretados para el área de la estructura del Río Vichada. En la zona norte del río Vichada y en la esquina suroriental del área predominan los colores cian, lo que indica un enriquecimiento en Th y U y una ausencia de K, con presencia de tonos blanquecinos donde aumenta el K. Estas zonas de alto contenido relativo de radioelementos se incluyen en los dominios radiométricos 5, 6, 9 y 10 (Figura 4-4e). En contraste, en las áreas con baja concentración relativa, se observan colores rojos y magenta en los drenajes asociados a los Caños Áriba y Arreita, así como en el río Tuparro y en la Selva de Matavén, donde se muestran altos valores de K y valores medios a bajos de Th y U. Estas áreas se agrupan en los dominios 2, 3 y 4. Los dominios radiométricos 7 y 8, representados por colores rojos oscuros a lo largo del río Vichada y otros cauces importantes, indican concentraciones relativas intermedias de K, Th y U. Las zonas oscuras en la imagen RGB señalan bajo contenido de los tres radioelementos, como resultado del incremento del contenido de humedad del suelo o la presencia de áreas inundadas. Estas áreas se definen por el dominio 1 y se concentran en los caños de la Selva de Matavén, el costado norte del río Vichada, la cuenca alta del Caño Áriba y la ribera norte del río Tuparro.

Para llevar a cabo una interpretación geológica rigurosa de los datos de gamma espectrometría, se integró la información proveniente de los dominios radiométricos con el mapa geológico generalizado del área, el reconocimiento geológico de campo y el muestreo litológico de superficie

realizado, además de las mediciones de SGR adquiridas en pozo. Para ello, se implementó una clasificación supervisada mediante el método de máxima verosimilitud, agrupando los dominios en clases definidas a partir de las observaciones de superficie. La metodología consistió en la identificación de las firmas espectrales mediante el análisis de múltiples puntos de control en la imagen ternaria, empleando el software ArcGIS Pro. Se asignaron cinco clases, en las cuales el contenido relativo de K, Th y U se considera representativo de las variaciones en la composición de las unidades cuaternarias identificadas en el área de estudio. Los resultados de la clasificación se consolidan en el mapa litogeofísico de la Figura 4-4f, que permitió identificar variaciones internas y mejorar los límites de las unidades geológicas de superficie, especialmente en zonas con alta cobertura vegetal y escaso control de campo. En consecuencia, esta herramienta robustece la cartografía geológica aplicada a la hidrogeología y brinda el insumo necesario para delimitar las áreas que favorecen la recarga de los acuíferos.

La clase radiométrica A evidencia una correlación con los Depósitos de llanura de inundación (Qll) y los Depósitos aluviales de cauce (Qac). Esta clase define con eficacia los sedimentos predominantemente arenosos de gran extensión asociados al río Vichada, pero también revela su presencia a menor escala, en el río Tuparro, el Caño Áriba y en el costado suroeste del área de estudio. La firma de esta clase es distintiva, con un enriquecimiento en K, que para el caso del río Vichada indica un área de proveniencia diferente a la del resto de los sedimentos del área de estudio.

La clase B incluye los Depósitos de penillanura eólica (Qp) y la parte arenosa de los Depósitos de penillanura (Qp). Esta clase tiene una amplia cobertura del área de estudio, siendo la predominante al norte del río Vichada. Al sur de este, se restringe a la esquina suroriental del área. Se caracteriza por presentar un enriquecimiento en Th y U, así como un contenido medio de K, lo cual resulta en una firma similar a la obtenida en la medición de SGR para el nivel arenoso superficial de los depósitos cuaternarios en el pozo SD (Figura 4-1). Por otro lado, la clase C agrupa zonas enriquecidas en K que ocurren principalmente en los alrededores de los drenajes del área, en zonas bajas, y se asocia a la parte arcillosa de los Depósitos de penillanura (Qp).

La clase D comprende áreas con baja concentración relativa de los tres radioelementos, asociadas a suelos con elevada humedad y cuerpos de agua representados por tonos oscuros en la imagen ternaria. Además, agrupa parte de los Depósitos de penillanura (Qp) que pueden ocurrir en zonas anegadas. Se destaca una mayor presencia de esta clase en el costado oriental del área, lo que podría

atribuirse a las diferencias en la temporada en la que se adquirieron los dos bloques aerogeofísicos que componen el área de estudio.

La clase E agrupa los Depósitos de terrazas (Qt) y parte de los Depósitos de penillanura eólica (Qpe). Se caracteriza por el alto contenido de K y Th, así como valores medios de U. Esta categoría permite identificar claramente el contacto entre los Depósitos de terrazas y los Depósitos de llanura de inundación en ambos márgenes del río Vichada, así como la presencia de Depósitos de terrazas en el río Tuparro. Los polígonos asociados a los Depósitos de penillanura eólica tienen una amplia distribución en el área, situándose en la transición entre las clases B y C. El área con una firma radiométrica asociada a los Depósitos de terrazas es menor que la cartografiada en el mapa geológico (Figura 3-1), circunstancia que puede deberse a la posibilidad de que la clase D involucre parte de Depósitos de terrazas en zonas enmascaradas por inundaciones, especialmente en el costado norte del río Vichada, como se observa en los sectores Qupepe, Suária y Finca Iboto (Figura 4-4f).

Se evidencia que el espaciado de líneas de vuelo, establecido en 500 m, y la densidad de muestreo, reducen la capacidad de los datos para definir los afloramientos de los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf). Sin embargo, se han identificado áreas de limitada extensión que presentan enriquecimiento en Th y ausencia de K, manifestadas a través de coloraciones verdosas en la imagen ternaria, y que se concentran en las cabeceras de los drenajes en los sectores de La Caneca, Jamurí, Puerto Casanare y Chaparral. Estas áreas están asociadas a colinas bajas y terrenos levemente inclinados, donde se encuentran expuestas la mayor parte de las costras ferruginosas.

Una comparación de la clasificación radiométrica y el mapa geológico generalizado del área revela una marcada discrepancia en la extensión y los contactos de las unidades. Tanto la zona central de la estructura como la Selva de Matavén, caracterizadas por su densa vegetación, han sido cartografiadas en su totalidad por una sola unidad en la cartografía geológica oficial del área de estudio (Figura 3-1), los Depósitos de penillanura (Qp) (Consortio Geominas-Gemi, 2014b, 2014c; Ochoa, Rios, et al., 2014a, 2014b). Para esta unidad, la clasificación radiométrica permite dividirla en dos segmentos: uno de altos valores de K y empobrecimiento en Th y U (véanse las coloraciones rojizas oscuras en la Figura 4-4d), asociado a una litología predominante arcillosa, y otro segmento enriquecido en Th y U, que se interpreta como de litología arenosa (Qp arenoso en la Figura 4-4f) y que puede ser la continuidad de los Depósitos con cobertura eólica (Qpe). Esta nueva interpretación implica que los Depósitos de penillanura experimentan una disminución significativa en su

cobertura, lo que resulta relevante para la exploración de aguas subterráneas, considerando que una cobertura superficial arenosa favorece la infiltración y recarga de los acuíferos y la explotación de aljibes.

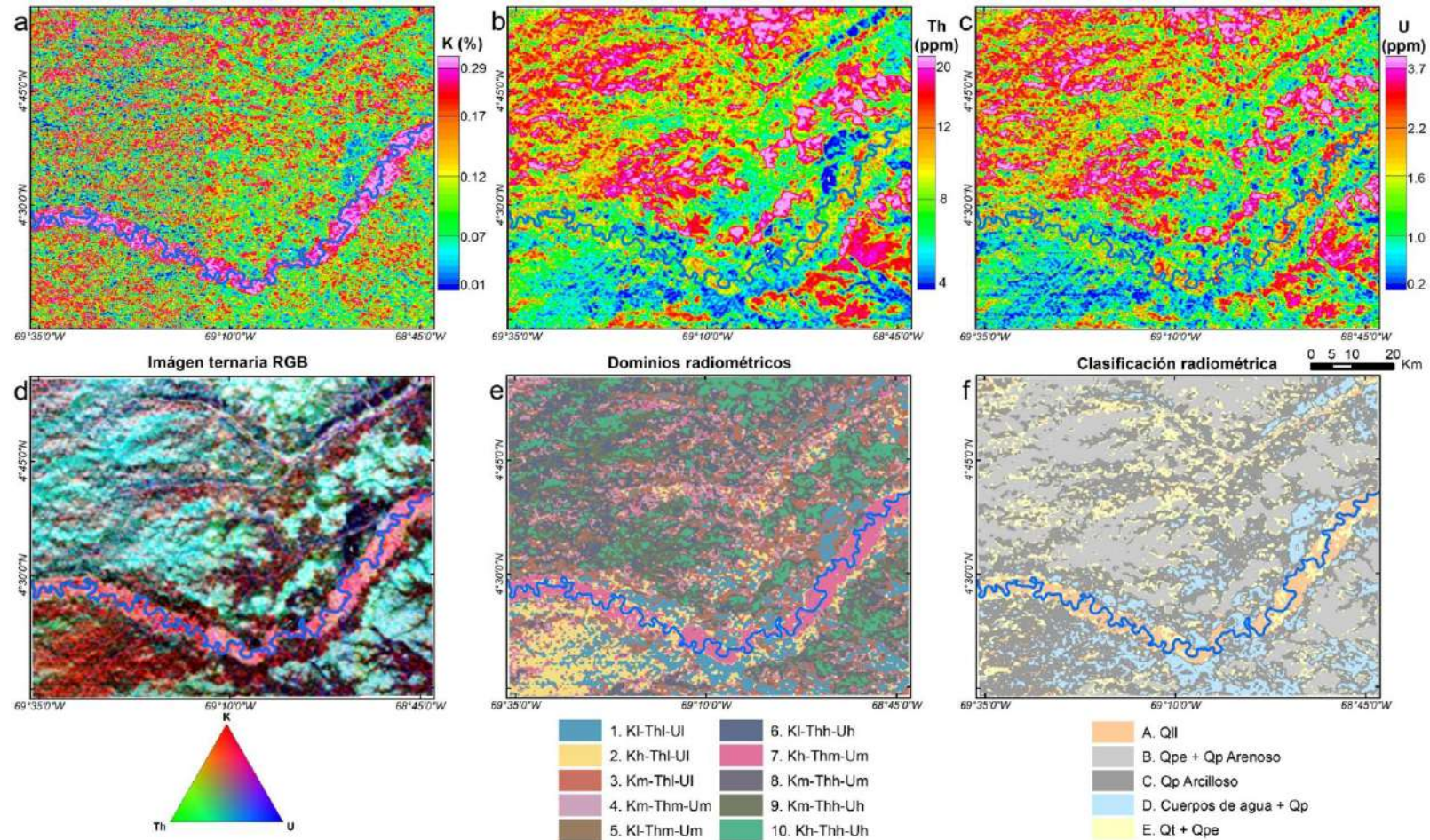


Figura 4-4. Mapas temáticos e interpretación de los datos de espectrometría gamma aerotransportada. **a)** Concentración de K (%). **b)** Concentración equivalente de Th (ppm). **c)** Concentración equivalente de U (ppm). **d)** Imagen ternaria RGB. **e)** Agrupación de dominios radiométricos. Nomenclatura para las concentraciones: h-alto, m-medio, l-bajo. **f)** Clasificación radiométrica y su interpretación en términos de unidades geológicas de superficie.

4.3 Magnetometría

La información magnética aerotransportada compilada y los datos terrestres adquiridos se procesaron y analizaron de forma independiente para generar las coberturas de anomalías de campo magnético total, anomalías reducidas al polo y al ecuador magnético, separación de anomalías regionales y residuales de tercer orden y señal analítica. Posteriormente, la integración de ambas plataformas se realizó mediante la continuación analítica hacia arriba de los datos terrestres, lo que permitió una interpretación conjunta y completa de las características magnéticas del área de estudio a partir de las derivadas *tilt* y la estimación de profundidades mediante el método de inclinación-profundidad.

El tamaño de celda empleado para las grillas aerotransportadas fue de 300 m, manteniendo una relación cercana a la mitad del espaciamiento entre líneas de vuelo. Por efectos gráficos, la interpolación para la generación de grillas de los datos terrestres empleó una distancia de extrapolación máxima de 1000 m. Filtros *Butterworth* de octavo orden, pasa bajo, fueron empleados para suprimir ruidos de alta frecuencia y reducir las distorsiones presentes a lo largo de las líneas de vuelo y los perfiles terrestres.

La Anomalía de Campo Magnético Total (TFMA) es uno de los primeros productos de la exploración magnética que permite visualizar la distribución general de las anomalías en el subsuelo sin el efecto de las variaciones naturales del campo. Este producto se genera al sustraer el valor del campo magnético total del modelo IGRF a todos los datos obtenidos de Intensidad Magnética Total (IMT). La remoción del IGRF de los datos magnéticos permite la comparación entre bases de datos adquiridas durante tiempos diferentes, además de identificar las anomalías causadas por cuerpos locales normalizadas a un modelo de magnético de referencia (Alken et al., 2021). Este modelo es desarrollado por la *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA) y se consultó a través de la plataforma de calculadora geomagnética de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA).

En el caso de los datos terrestres, tras corregir los datos del magnetómetro móvil por variaciones diurnas utilizando el registro continuo del magnetómetro base, se restó a los datos de IMT el valor de 30538.1 nT, correspondiente al campo total para el 10 de marzo de 2018 consultado en el modelo IGRF para un punto central de la adquisición (Tabla 4-5). La Figura 4-5a consolida el mapa de TFMA para los datos terrestres, cuyos valores de anomalía varían entre -553 y 433 nT, con una

media de -55 nT. Destacan las marcadas anomalías TFMA positivas, con valores mayores de 55 nT, comprendidas entre Palmarito y La Caneca, y en el sector norte de La Primavera. Otras anomalías positivas de menor tamaño se presentan cerca de Paratebueno y en la zona del perfil que conecta a Camaira con Jamurí. Las principales anomalías TFMA negativas se concentran al sur del perfil que conecta Camaira y Puerto Casanare, alcanzando valores de -29 nT, y en el oriente, en las cercanías de Villa Alba y La Tawara. Anomalías de menor extensión se localizan puntualmente en los sectores de La Primavera, Camaira y Palmarito (Figura 4-5a).

El mapa TFMA de los datos aéreos (Figura 4-6a) presenta variaciones entre -398 y 539 nT, con una media de -21 nT. Sus rasgos principales incluyen anomalías positivas de gran extensión que cubren la mayor parte de la zona norte del polígono de información aerotransportada. En las regiones central y sur, las anomalías positivas se tornan discontinuas y delgadas, dando lugar a anomalías negativas elongadas en dirección SW-NE.

4.3.1 Reducciones magnéticas

Las anomalías magnéticas incluidas en el TFMA son de carácter dipolar, lo que significa que un cuerpo magnetizado tiene una respuesta tanto positiva como negativa en los datos magnéticos observados. Para facilitar la interpretación de los datos y centrar las anomalías en los cuerpos causantes, se realizan reducciones magnéticas al polo (RTP) o al ecuador magnético (RTE). Estos filtros transforman la anomalía medida para mostrar cómo se vería en una posición de inclinación del campo magnético terrestre vertical, en el caso del polo, y horizontal en el ecuador. La reducción al polo (RTP) es inestable a bajas latitudes próximas al ecuador magnético, donde los ángulos de inclinación magnética son bajos, por lo que la elección entre RTP y RTE depende de la ubicación geográfica de los datos magnéticos (Zhang et al., 2014). Para su aplicación, estas reducciones requieren información sobre la inclinación, la declinación y la magnitud del campo magnético terrestre, que se obtiene mediante el modelo de referencia IGRF para las coordenadas y la fecha de adquisición específicas de cada base de datos. La Tabla 4-5 consolida los datos del IGRF empleados para el procesamiento y la reducción de los datos terrestres y aerotransportados.

Las tres bases de datos magnéticas empleadas se encuentran a inclinaciones magnéticas bajas, entre 26° y 27°, razón por la cual se implementaron reducciones tanto al polo como al ecuador. La RTE mostró un mejor comportamiento y consistencia entre las plataformas de medición (Figuras 4-5b y

4-6b), especialmente en los datos aerotransportados, donde la RTP presenta una distorsión notable a la hora de integrar los dos bloques aerogeofísicos.

La grilla de los datos terrestres reducidos al ecuador (Figura **4-5a**) muestra la ubicación simétrica final de las anomalías. Con un rango de -288 a 388 nT, y una media de -68 nT, se mantiene la tendencia regional del TFMA y se mejora la identificación de altos magnéticos puntuales, especialmente en La Primavera y en el perfil que conduce a Jamurí. La RTE de los datos aéreos permite observar la continuidad de estas anomalías en toda el área de estudio, lo que hace más evidente la tendencia SW-NE respecto al mapa de TFMA. Presenta un rango de variación entre -395 y 232 nT, con un promedio de -19 nT. En la Figura **4-6b** se observan sus dos rasgos principales: una zona en el sur y oriente del área con anomalías elongadas en sentido SW-NE, y anomalías positivas de gran extensión sinuosas, de preferencia W-E, concentradas en la parte norte del área.

Tabla 4-5. Parámetros obtenidos del modelo IGRF para la corrección de los datos magnéticos terrestres y aerotransportados. Fuente: IAGA consultado a través del portal NCEI de la NOAA.

Modelo IGRF25	Magnetometría terrestre remolcada	Aeromagnetometría	
		Bloque 13-Vichada W	Bloque 11-Vichada
Latitud central (°)	4.54933	4.57354	4.59931
Longitud central (°)	-69.09216	-69.41224	-68.97575
Elevación (msnm)	140	225	222
Fecha	10 de marzo de 2018	3 de enero de 2017	8 de abril de 2014
Declinación (+E / -W)	-10.7294	-10.2776	-10.1955
Inclinación (+D / -U)	27.3506	26.3086	26.8171
Campo magnético total (nT)	30538.1	30210.6	30422.9

4.3.2 Anomalía regional y residual

Las anomalías RTE se separaron en anomalías regionales y residuales mediante la aplicación de un filtro que remueve la tendencia de tercer orden de la anomalía completa. Este procesamiento hace posible diferenciar las anomalías producidas por fuentes magnéticas profundas de carácter regional, lo que mejora la identificación de las anomalías originadas por cuerpos locales. De este modo, el mapa de anomalía residual se convierte en el insumo básico para la interpretación magnética del área de estudio.

El mapa de anomalía regional de los datos aéreos (Figura **4-6c**) muestra dos franjas de altos magnéticos que cruzan el área de estudio en sentido SW-NE, alternándose con un bajo magnético al sur del río Vichada, y otro de menor intensidad hacia el sector de Chaparral. Los valores de esta

anomalía varían entre -148 y 100 nT, con una media de -31 nT, alcanzando sus máximos valores en la franja norte del área y sus mínimos en la franja sur. La anomalía regional de los datos terrestres (Figura 4-5c) mantiene esta relación de aumento de la magnetización hacia el norte, y está incluida en las tres franjas inferiores.

Las anomalías residuales, por su parte, tienen un rango de valores de -363 a 259 nT, con una media de 11 nT en los datos aéreos (Figura 4-6d) y de -290 a 355 nT con una media de 3 nT en los datos terrestres (Figura 4-5d). El mapa de anomalías residuales de los datos aéreos mantiene la tendencia presentada en el mapa de TFMA reducido al ecuador, pero resalta los bajos magnéticos del sur y noroeste del área. Por el contrario, el mapa de datos terrestres presenta mayores variaciones. La eliminación de la tendencia regional permitió revelar altos y bajos magnéticos que se encontraban enmascarados por las respuestas magnéticas de fuentes profundas. Las anomalías positivas localizadas en La Primavera, Palmarito, Camaira, La Caneca y Villa Alba presentan una orientación suroeste-noreste y se interpretan como altos de basamento en una cuenca sedimentaria somera (Figura 4-5d). La continuidad de esta tendencia se confirma en el mapa de datos aéreos. Entre estos altos se encuentran bajos magnéticos puntuales que pueden estar relacionados con ligeros engrosamientos del material sedimentario. Las anomalías positivas de alta frecuencia que se encuentran en el perfil que conduce de Camaira a Jamurí, pueden obedecer a irregularidades en la superficie del basamento o a la presencia de diques que varían la composición magnética interna del basamento.

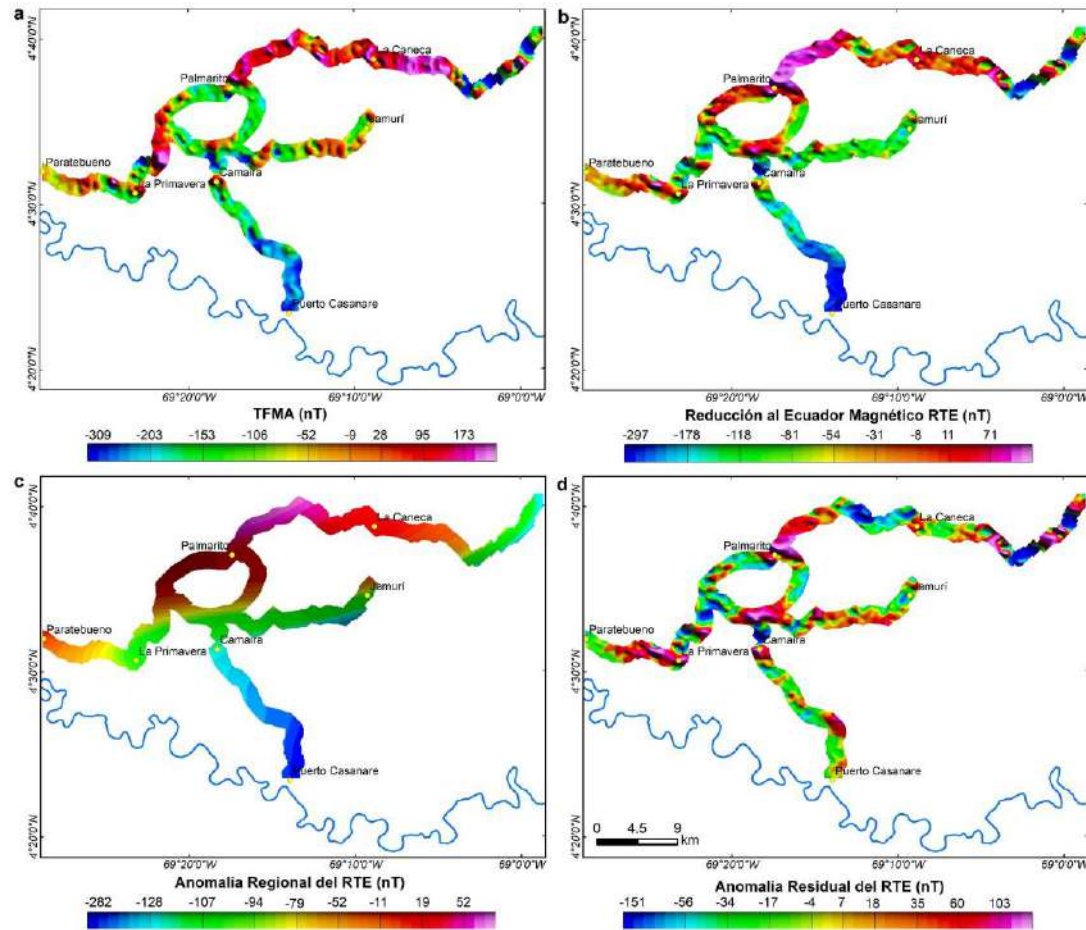


Figura 4-5. Anomalías magnéticas de los datos de magnetometría terrestre. **a)** Anomalía de campo magnético total (TFMA). **b)** Reducción al ecuador magnético de la TFMA. **c)** Anomalía regional de tercer orden de la TFMA reducida al ecuador magnético. **d)** Anomalía residual de la TFMA reducida al ecuador magnético.

4.3.3 Señal analítica

La señal analítica es uno de los métodos utilizados en la detección de bordes de cuerpos magnéticos. Se calcula mediante la combinación de derivadas horizontales y verticales de las anomalías magnéticas (Curto et al., 2015). Los máximos picos de amplitud de la señal analítica se alcanzan en los límites de los cuerpos, y su variación depende de la magnetización de los bordes (MacLeod et al., 1993). El filtro de señal analítica fue aplicado a la anomalía TFMA reducida al ecuador de los datos aerotransportados (Figura 4-6e) empleando el método de transformada rápida de Fourier (FFT).

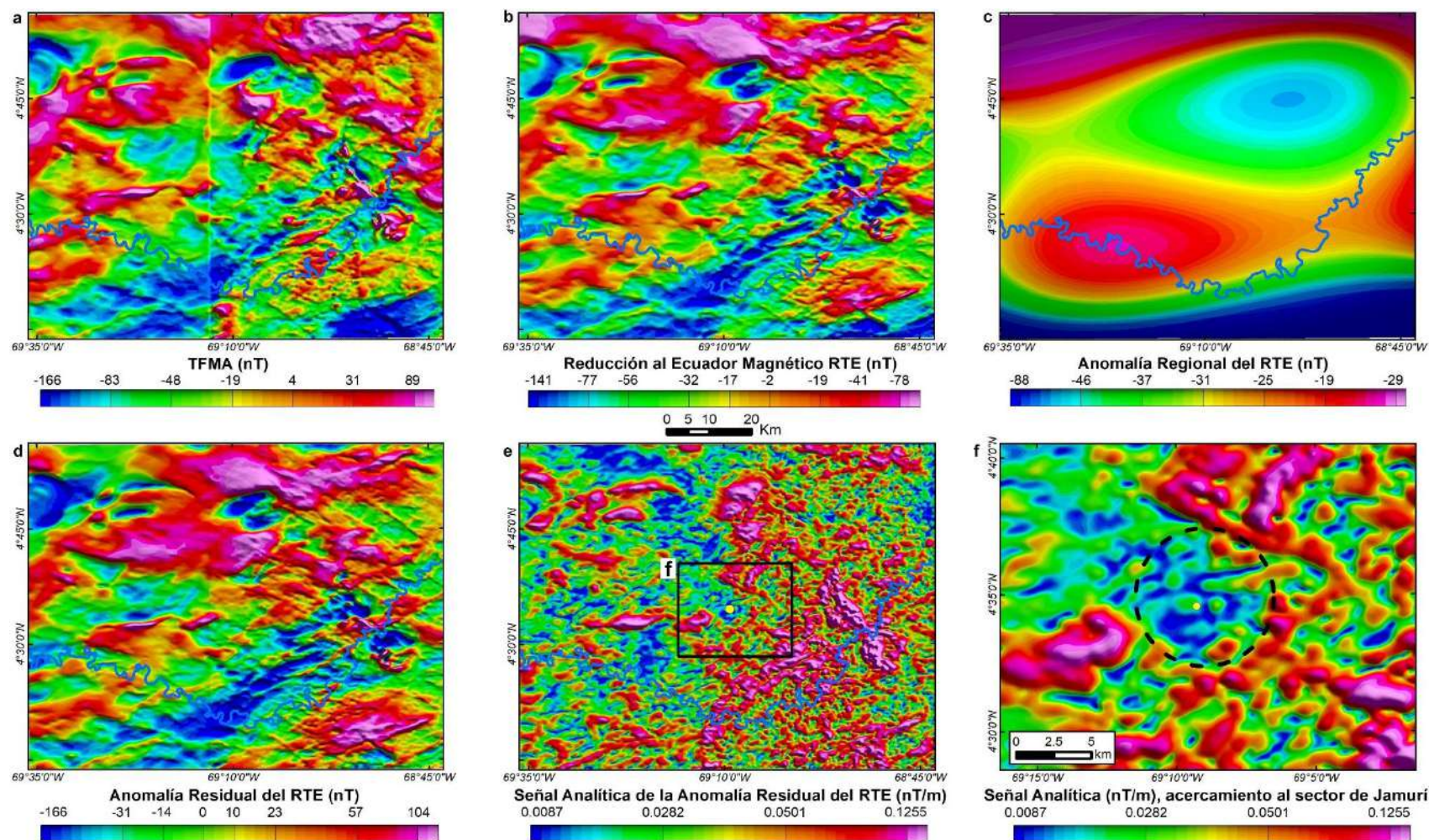


Figura 4-6. Anomalías magnéticas de los datos de magnetometría aerotransportada. **a)** Anomalia de campo magnético total (TFMA). **b)** Reducción al ecuador magnético de la TFMA. **c)** Anomalia regional de tercer orden de la TFMA reducida al ecuador magnético. **d)** Anomalia residual de la TFMA reducida al ecuador magnético. **e)** Señal analítica de la anomalia residual reducida al ecuador magnético. Sector de Jamurí localizado por el círculo amarillo. **f)** Detalle de la señal analítica del área de Jamurí resaltando la anomalia en configuración semicircular.

Los principales rasgos identificados en el mapa de la señal analítica incluyen una mayor densidad de picos en la zona oriental, con una tendencia general SE-NW, y áreas sin orientación particular. Mientras que, al oeste, se observan picos espaciados y elongados en dirección W-E. La menor densidad de picos en la señal puede indicar un aumento de la profundidad de las fuentes magnéticas. En el caso de las fuentes cercanas, permiten diferenciar múltiples picos, sin embargo, los picos asociados a los bordes de cuerpos profundos se fusionan, lo que hace que los límites de los cuerpos de tamaño limitado puedan ser indetectables únicamente por el método de señal analítica. La Figura 4-6f proporciona un acercamiento al patrón semicircular observado en la señal analítica cerca del sector de Jamurí. Esta estructura alargada hacia el este mide 9 km de diámetro, está rodeada por señales altas con una apertura al noroeste, y en su zona central sobresalen dos picos de 1.7 km y 1.2 km de diámetro.

4.3.4 Continuación analítica hacia arriba (UPWC)

Para construir una sola grilla de datos magnéticos del área de estudio y realizar procesos e interpretaciones adicionales, a la anomalía residual de la TFMA reducida al ecuador magnético de los datos de magnetometría terrestre se le realizó una continuación analítica hacia arriba (*Upward continuation*) hasta los 100 m, y se integró con la grilla de la anomalía residual de los datos aerotransportados, como se muestra en la Figura 4-7a. El procedimiento de integración de las grillas utilizó la herramienta “*GridKnit*” del software Oasis Montaj. El filtro de continuación analítica hacia arriba permite elevar las anomalías de campos potenciales a una elevación de observación superior a la del punto de medición original (Henderson y Zietz, 1949), mediante la aplicación de un proceso matemático que realza la señal de las fuentes profundas, facilitando la delimitación de anomalías regionales (Fedi et al., 1999).

La Figura 4-7b muestra la superposición de la anomalía residual de los datos terrestres sobre la grilla de datos aerotransportados antes de ser integrados. Los datos terrestres presentan un mayor detalle en la delimitación de las anomalías debido a la mayor densidad de muestreo y a la proximidad a las fuentes magnéticas. Aunque los perfiles de adquisición terrestre restringen la interpolación y generan efectos en las zonas más distantes del punto de medición, la geometría de su adquisición intercepta en múltiples direcciones las líneas de vuelo, lo que permite refinar localmente los bordes de las anomalías e incluso divisar anomalías locales que no se alcanzan a modelar únicamente en los datos aéreos. Se resalta la zona comprendida entre Camaira y Puerto Casanare, donde las anomalías provenientes de datos magnéticos terrestres revelan las variaciones internas de una gran anomalía

positiva evidente en los datos aéreos, así como una anomalía negativa de corta extensión destacada por los datos terrestres en el sector de Jamurí.

En general, la concordancia entre las anomalías terrestres continuadas hacia arriba y los datos aerotransportados es buena. Sin embargo, se identifican anomalías negativas en los datos terrestres, particularmente en cercanías del sector La Caneca, que no parecen seguir una tendencia clara en los datos aéreos. Por lo tanto, la integración de ambas plataformas involucró un proceso de remoción de tendencias entre grillas, para lograr un resultado homogéneo y suavizado. Las diferencias restantes entre ambas bases de datos pueden obedecer a la mayor capacidad de la magnetometría terrestre para registrar la respuesta magnética de los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf), los cuales exhiben una magnetización que aumenta por la presencia de minerales accesorios como la magnetita, pero que, dada la limitada extensión y espesor de estas, no son fácilmente detectables únicamente mediante el análisis de información magnética aerotransportada.

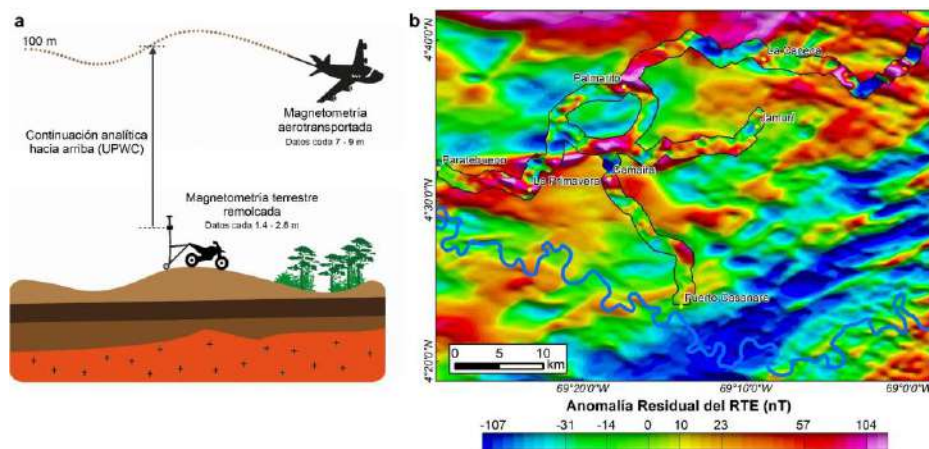


Figura 4-7. a) Esquema ilustrativo de la continuación analítica hacia arriba (UPWC) de los datos de magnetometría terrestre remolcada. **b)** Comparación de los datos magnéticos aerotransportados y datos terrestres continuados 100 m hacia arriba. Las líneas negras representan el límite de interpolación de los datos terrestres.

4.3.5 Derivada del ángulo de inclinación (TDR)

La resolución y cobertura de los datos magnéticos del área de estudio permiten realizar procesamientos para realzar los bordes y contactos de los cuerpos o fuentes que causan las anomalías. Una de las técnicas de mayor aplicación para este fin es la derivada del ángulo de inclinación o *tilt derivative* (TDR). El ángulo *tilt* se expresa como la relación de la primera derivada vertical y el gradiente horizontal del campo. Sus valores varían entre $-\pi/2$ y $\pi/2$ rad (-1.57 a 1.57 rad), y son

positivos sobre la fuente magnética, cero en los bordes y negativos fuera del cuerpo (Miller y Singh, 1994).

La TDR aplicada a los datos magnéticos integrados del área de estudio se realiza a la reducción de la anomalía de campo total (Figura 4-8a). La paleta de colores se ajustó para indicar con tonos rojizos y amarillos los bordes de los cuerpos modelados a partir de los ángulos de inclinación. El mapa de TDR se puede dividir en tres dominios o tipos de comportamiento magnético: una zona ubicada al sur y suroriente del área de estudio con una alta densidad de estructuras magnéticas delgadas y alargadas, y una segunda zona concentrada en la esquina noroccidental del área, donde predominan las estructuras espaciadas, de gran extensión y amplitud. Y una tercera zona en el extremo nororiental y parte central de la estructura, caracterizada por estructuras cortas y discontinuas.

A partir del mapa de TDR, se interpretaron lineamientos y estructuras magnéticas. En la Figura 4-8b se clasifican tres tipos principales de lineamientos magnéticos según su orientación preferencial y su geometría. Un arreglo de lineamientos continuos y rectos con orientación N60°E, que predominan en el sur y el suroriente, aunque presentes en toda el área, se caracterizan por una extensión regional a lo largo del área cortando la continuidad de las otras estructuras. Estos lineamientos magnéticos son paralelos a los lineamientos interpretados en superficie al sur del río Vichada, que controlan el patrón de drenaje local en sentido SW-NE, como en el caso de Caño Dume (Figura 1-1). Un segundo grupo de lineamientos orientados entre N56°W y N60°W se relaciona con el primero formando un ángulo de aproximadamente 120° entre sí. Este grupo se presenta en el costado este del área con lineamientos rectos y de media extensión. El tercer tipo, presente en toda el área, exhibe lineamientos sinuosos, discontinuos y de corta extensión, con una tendencia W-E similar a lineamientos de superficie interpretados en el Caño Arreita. Se resaltan los patrones semicirculares en el sector noroccidental del área, al norte de Paratebueno, los cuales posiblemente estén asociados a cuerpos intrusivos y que también han sido identificados en Moyano et al. (2020a). Asimismo, se destaca el marcado lineamiento al norte del río Tuparro, que sigue la tendencia del cauce actual de este río. Además, se observa una densa concentración de lineamientos discontinuos con tendencia W-E interceptados por los dos lineamientos mayores, dando origen a una forma triangular apuntando al oriente en el sector de Jamurí.

Curto et al. (2015) plantean una metodología práctica para el análisis espacial de la TDR que facilita la ubicación horizontal y la estimación de la profundidad de las fuentes magnéticas. Este método, inicialmente propuesto por Miller y Singh (1994), y denominado inclinación-profundidad (*tilt-depth*)

por (Salem et al., 2007), estima las profundidades a partir de los contornos del mapa de TDR, asumiendo contactos verticales en las fuentes magnéticas. La metodología consistió en extraer los contornos de los ángulos $+0.46$ rad, 0 y -0.46 rad de la grilla de TDR. Estos contornos se incorporaron a un ambiente de Sistemas de Información Geográfica (SIG) para extraer puntos equidistantes de 3.5 km sobre los contornos. Posteriormente, se midieron las distancias horizontales entre los puntos y el contorno cero, denotando h_1 para los puntos del ángulo $+0.46$ rad, y h_2 para los puntos de -0.46 rad. Los valores de estimación de la profundidad a la fuente (z_1 y z_2) se calcularon como el doble de las distancias h_1 y h_2 menos la altura de vuelo (100 m).

El promedio de los valores z_1 y z_2 se muestra en la Figura 4-8c como representación de las profundidades estimadas para las fuentes magnéticas. El rango de profundidades en el área de estudio varía entre 96 y 7275 m, con una media de 596 m. El mapa refleja una predominancia de fuentes magnéticas localizadas en los primeros 630 m de profundidad, asociadas a estructuras y discontinuidades magnéticas en un basamento cristalino somero o a cuerpos magnéticos anómalos dentro de la secuencia sedimentaria, por ejemplo, los niveles carbonosos y piríticos de la Formación Guayabo, que presentan mayor susceptibilidad magnética en comparación con los demás materiales sedimentarios (Figura 4-1). Las fuentes con profundidades entre 630 y 1500 m muestran una relación con los lineamientos magnéticos de orientación $N60^\circ E$, mientras que las fuentes situadas entre 1500 y 2900 m se alinean con los lineamientos $N56^\circ W$. Estas fuentes se pueden asociar a discontinuidades mayores y diques dentro del basamento. Por otra parte, las fuentes con profundidades mayores a los 2900 m se relacionan con varios de los lineamientos W-E con forma semicircular y lineamientos $N56^\circ W$, y pueden asociarse a la profundización de estructuras magnéticas o intrusiones profundas. Las estructuras más profundas con orientación $N56^\circ W$, podrían estar relacionadas a los límites de dominios magnéticos regionales propuestos en Moyano Nieto y Prieto (2021).

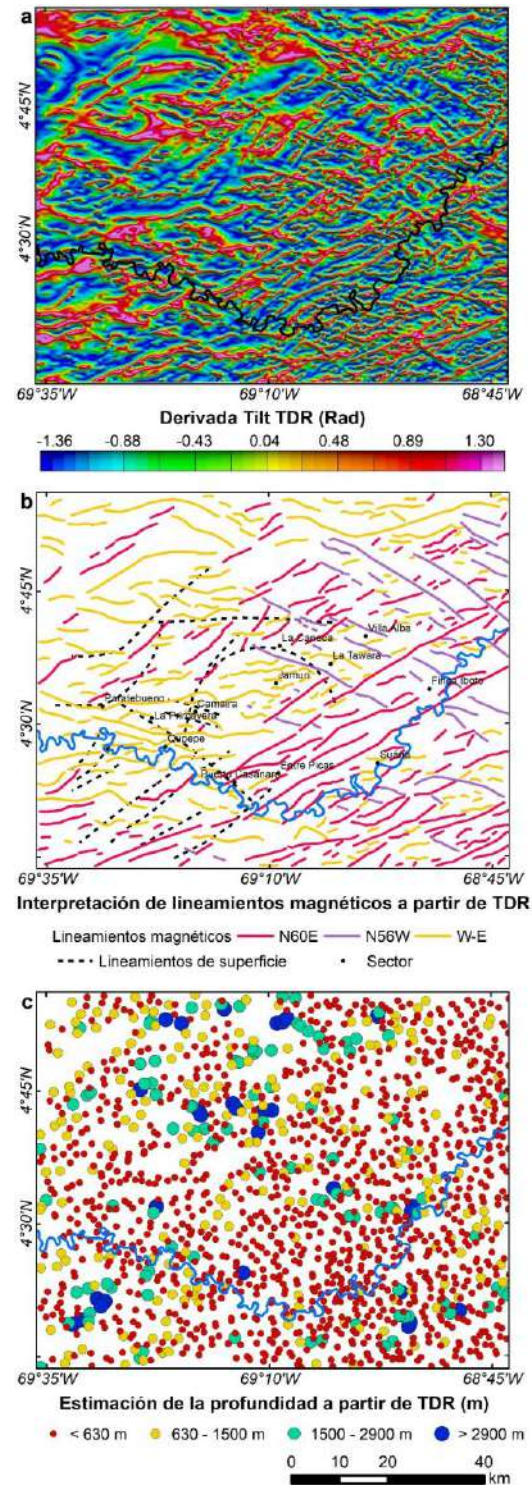


Figura 4-8. Interpretación de la derivada *tilt* (TDR) de los datos magnéticos. **a)** Derivada de inclinación (*tilt derivative*) de la reducción de la anomalía magnética de campo total (TFMA). **b)** Lineamientos magnéticos interpretados a partir de la TDR junto a los lineamientos de superficie delineados por fotointerpretación. **c)** Valores estimados de profundidad de las anomalías magnéticas observadas, utilizando el método de inclinación-profundidad a partir de la TDR.

4.4 Prospección sísmica

Gran parte de territorio colombiano cuenta con cobertura sísmica, particularmente en las cuencas sedimentarias de relevancia para la exploración de hidrocarburos. Además de las múltiples aplicaciones en esta industria, la información sísmica constituye una herramienta valiosa para la prospección de aguas subterráneas en zonas frontera para la hidrogeología, ya que apoya la definición de la extensión y la geometría de los acuíferos. En la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales, la disponibilidad de información sísmica es limitada, pero ofrece los datos geofísicos con mejor resolución para el modelamiento del subsuelo del área. En consecuencia, se realizó la interpretación de horizontes sísmicos en cuatro líneas 2D, las líneas L-2 y L-3 orientadas en sentido N85°W, y las líneas L-6 y L-7 con orientación N27°E (Figura 2-6). De estas, la línea L-3 es de especial relevancia, ya que corta parcialmente el área de la estructura del Río Vichada, razón por la cual se analizó en detalle en la sección 5.2. Los horizontes interpretados corresponden al tope del Basamento y las formaciones Guayabo, León y Carbonera. La resolución sísmica de las líneas se estimó mediante las ecuaciones 2.3 a 2.5 para los diferentes intervalos de las unidades geológicas y los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 4-6.

Tabla 4-6. Estimación de la resolución de las líneas sísmicas interpretadas.

Unidad	Velocidad V_P (m/s)	Frecuencia dominante F_d (Hz)	Longitud de onda dominante λ (m)	Resolución vertical (m)
Fm. Guayabo	2199	90.5	24.2	6
Fm. León	1987	82	24.2	6
Fm. Carbonera	2165	77	28.1	7

4.4.1 Amarre sísmica-pozo

El amarre sísmica-pozo se realizó inicialmente para la línea sísmica L-3, utilizando la tabla tiempo-profundidad obtenida del registro Checkshot del pozo SD. Posteriormente, este proceso se extendió a las demás líneas del proyecto. El pozo SD se ubica sobre el perfil sísmico L-3, en el costado oeste de la estructura del Río Vichada, a una distancia de 3 km hacia el oriente del trazado de la línea L-7 (véase la ubicación en la Figura 2-6). La Figura 4-9 expone el buen ajuste entre los topes definidos en pozo y los horizontes interpretados en la línea sísmica L-3. A partir de los datos de Checkshot, se empleó un ajuste lineal para estimar las velocidades interválicas de las unidades geológicas del área, obteniendo como resultado: 2199 m/s para la Formación Guayabo, 1987 m/s para la Formación León, 2165 m/s para la Formación Carbonera y 3045 m/s para el basamento. Estos valores son coherentes con la tendencia general de incremento escalonado de la velocidad con la profundidad en el registro sísmico, destacando una disminución en los niveles arcillosos de la Formación León.

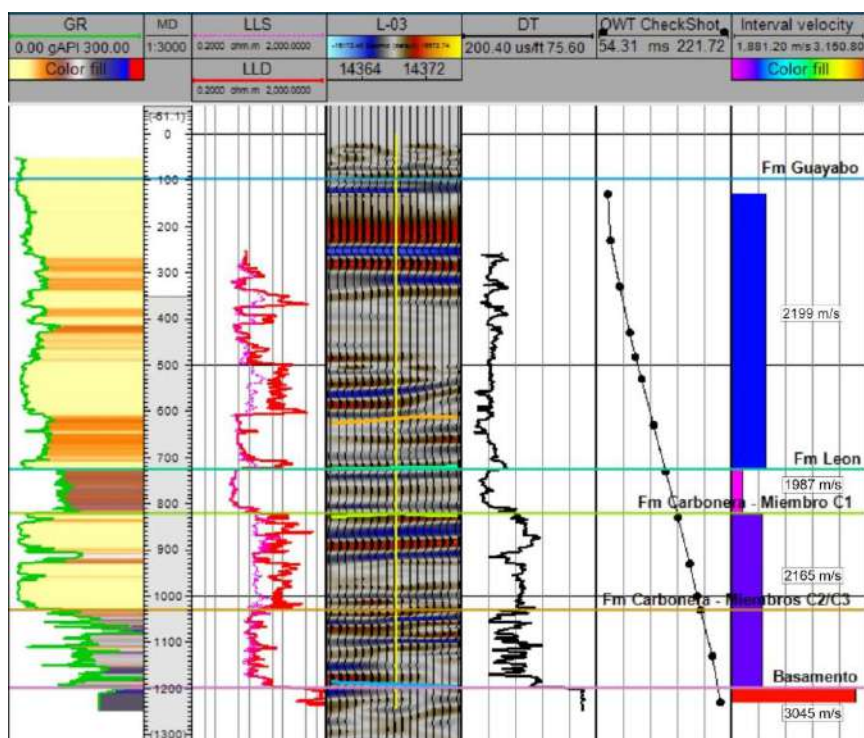


Figura 4-9. Amarre sísmica-pozo entre la línea L-3 y el pozo SD.

4.4.2 Interpretación sísmica

La interpretación de las cuatro líneas sísmicas se realizó en el dominio del tiempo, en tiempo de viaje doble (TWT). En primera instancia, se empleó información proveniente de los pozos SC, SE y SG, así como datos del registro Checkshot del pozo SD, para limitar la ubicación de los reflectores asociados a los topes de las unidades estratigráficas del área. Posteriormente, se procedió a la interpretación de horizontes en las líneas sísmicas, basada en el análisis de facies sísmicas, la continuidad y las terminaciones de las reflexiones. Estas facies contribuyen a la identificación de patrones y a la definición de grupos de reflectores dentro de la sísmica, que, con el soporte de información de pozo, constituyen una herramienta útil para la caracterización de la secuencia sedimentaria. En este estudio, se interpretaron cinco grupos de facies sísmicas, considerando criterios como amplitud, reflectividad, geometría y carácter de las ondas sísmicas (Figura 4-10). La correlación con unidades litoestratigráficas y ambientes de depósito se respaldó con las observaciones litológicas y petrográficas de pozo, así como los análisis presentados en Bayona et al. (2008); Duarte et al. (2017) y L. Torrado et al. (2020).

▪ **Facies sísmica 1**

Esta facies se caracteriza por la presencia de segmentos de reflexiones continuas a semicontinuas, rectas, paralelas, y de alta amplitud, intercalados con paquetes de geometría acanalada a lenticular, con reflexiones onduladas, cóncavas, discontinuas y de baja a moderada amplitud (Figura 4-10). Esta facies se correlaciona con la respuesta en forma de bloque y de campana del registro GR en el pozo SD (Figura 4-9), y se interpreta como areniscas de buena continuidad lateral y depósitos de canal asociados a la Formación Guayabo. Las reflexiones continuas son comunes en la parte inferior de la unidad mientras que las reflexiones cóncavas predominan en la parte media a superior.

▪ **Facies sísmica 2**

Facies constituida por un paquete de baja reflectividad y amplitud, con reflexiones internas onduladas, paralelas a subparalelas y lateralmente continuas a semicontinuas. Esta facies corresponde a los depósitos lacustres agradacionales de la Formación León y se correlaciona con la forma recta aserrada del registro GR de la electrofacies 2 en el pozo SD (Figura 3-8).

▪ **Facies sísmica 3**

Esta facies se compone por paquetes de reflectividad y amplitud moderadas a altas, acompañadas de reflexiones onduladas a cóncavas, con formas de canal, que pueden ser discontinuas o caóticas. Además, se observan intervalos con reflexiones continuas a semicontinuas, subparalelas. Los intervalos de reflexiones predominantemente continuas se asocian a los niveles finogranulares del miembro C2 de la Formación Carbonera, mientras que los intervalos con reflexiones onduladas se interpretan como niveles arenosos de los miembros C1 y C3. Esta facies muestra terminaciones tipo *onlap*, que representan el acúñamiento de la Formación Carbonera sobre el basamento cristalino.

▪ **Facies sísmica 4**

Facies compuesta por reflexiones continuas, de alta amplitud y reflectividad y baja frecuencia, asociadas al tope del basamento cristalino. La ausencia de altas frecuencias en la interfaz del basamento puede asociarse con la presencia de una zona meteorizada (Roksandić, 1978), lo cual concuerda con las descripciones de muestras de pozo que exhiben un alto grado de meteorización (Figura 3-9). Las reflexiones internas del basamento se muestran caóticas a divergentes y de baja amplitud. Por su parte, los reflectores de la suprayacente Formación Carbonera presentan terminaciones de tipo *onlap*, comportamiento que se manifiesta principalmente en los miembros C2

y C3. En contraste, el miembro C1 y la Formación León reflejan secuencias con estratificación concordante sobre los altos de basamento, como se muestra en la Figura 4-10.

▪ **Discordancia Intra-Guayabo**

En el segmento inferior de la Formación Guayabo se interpreta una discordancia de tipo erosivo. Esta hipótesis se sustenta en la evidencia de la discontinuidad de las reflexiones de moderada amplitud y alta frecuencia, planas, paralelas y continuas, que se presentan en el intervalo inferior de esta superficie, en comparación con el intervalo superior, el cual se caracteriza por la baja reflectividad y amplitud, con reflexiones internas discontinuas, caóticas a fuertemente onduladas, con múltiples inclinaciones (Figura 4-10). El segmento inferior de esta facies muestra truncamientos erosionales al tope y se asocia a facies lodosas de ambiente transicional. Por su parte, el segmento superior presenta terminaciones tipo *downlap* contra la discordancia. El intervalo superior se correlaciona con depósitos predominantemente arenosos con formas de canal, posiblemente depositados en un ambiente continental deltaico (Bayona et al., 2008). La respuesta sísmica de la discordancia en las líneas sísmicas interpretadas es variable y dependiente de las facies superior e inferior a la superficie, siendo particularmente notable en las zonas donde pone en contacto facies de depósitos de canal y los niveles predominantemente finogranulares de las facies 1 y 2.

Esta discordancia ha sido reportada por diversos autores en la cuenca de los Llanos Orientales (véase Delgado et al., 2012; Delgado y Gelvez, 2007), y se asocia a una subsidencia asimétrica, donde ocurre una rápida inclinación hacia el orógeno que favorece la erosión en la parte distal de la cuenca (Horton, 2022). La edad de esta discordancia se estima en el rango de 7.1 a 4.8 millones de años, y ha sido inferida a partir de la sedimentación de la Formación Guayabo durante el Mioceno superior y el Plioceno medio (Horton, 2022).

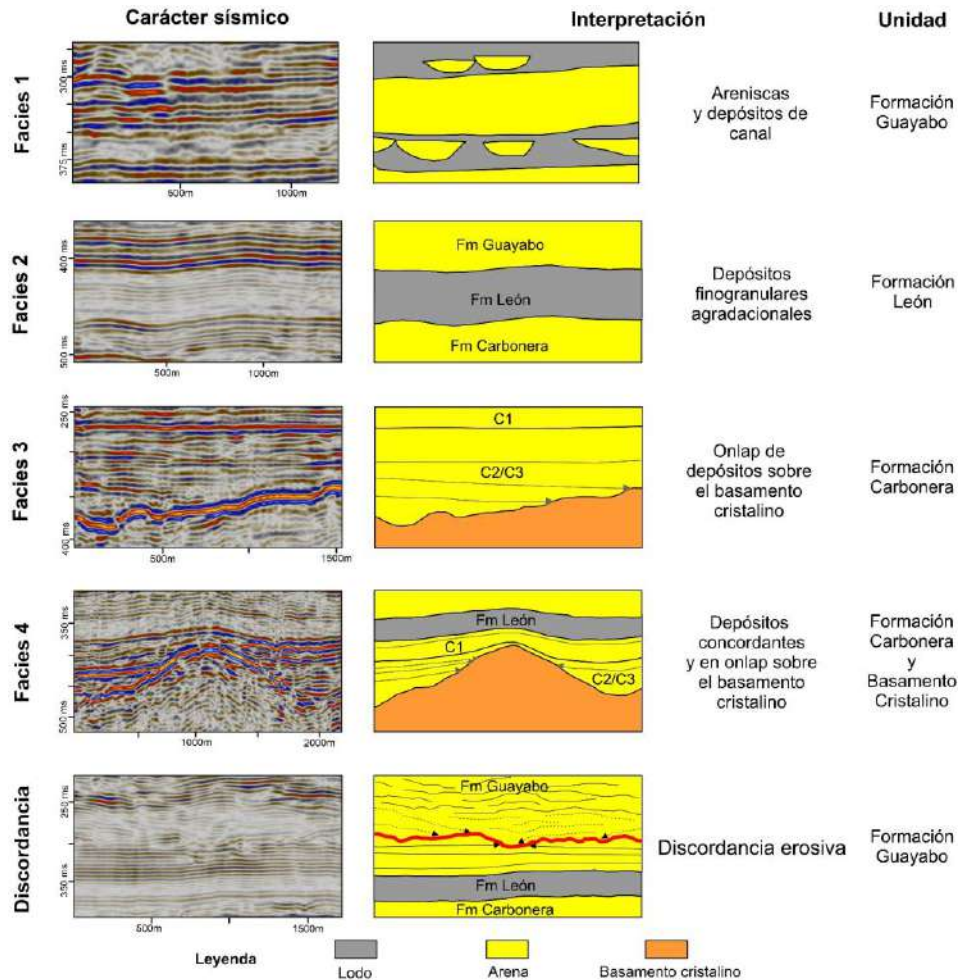


Figura 4-10. Ilustraciones de las facies sísmicas representativas para los datos sísmicos interpretados.

La cuenca sedimentaria interpretada en el área de estudio reposa sobre un basamento cristalino de afinidad granítica, y experimenta un engrosamiento principal hacia el noroeste (aprox. N60°W), en dirección a la Cordillera Oriental. Alcanza su máximo espesor de 677 ms en TWT (Figura 4-15d), equivalente a aproximadamente 586 m (Figuras 4-16 y f) en el costado occidental de la línea L-2. Estos datos concuerdan con la información obtenida en el pozo SG, donde se ha reportado que el tope del basamento se encuentra a una profundidad de 539 metros. Por otra parte, el menor espesor modelado a partir de sísmica es de 263 ms en TWT, equivalente a aproximadamente 186 m, y se encuentra a 16 km al oriente de Chaparral sobre la línea L-2. Se evidencia una profundización secundaria de la cuenca con orientación norte-noroeste (aprox. N20°W), en dirección a los pozos SC y SE, para los cuales se reporta un espesor sedimentario de 460 m y 406 m, respectivamente. El

menor espesor registrado en pozo se encuentra en el pozo SD, donde el tope del basamento se encuentra a 365 m de profundidad (Figuras 4-15d y 4-16f).

La geomorfología del basamento muestra múltiples irregularidades asociadas a altos de basamento, producto de la acción de fallas normales de alto ángulo, así como de la paleotopografía propia del Mioceno, que controló la depositación de los sedimentos del área. Estos altos exhiben dos tendencias dominantes: una orientada en sentido SW-NE, especialmente notable en las líneas L-2 y L-3 (Figuras 4-11 y 4-12); y otra, orientada SE-NW, determinada a partir de la correlación de las líneas L-6 y L-7 (Figuras 4-13 y 4-14). Los altos de basamento son más prominentes en la esquina sureste del área, al costado oriental de la línea L-6, donde alcanzan hasta 83 metros de diferencia con el nivel base. Se destacan los altos de basamento al norte de Paratebueno sobre la línea L-3, en el sector sur de la línea L-6 y al oriente de Chaparral en la línea L-2.

Entre los altos de basamento se evidencian pequeños depocentros rellenos principalmente por sedimentos pertenecientes a los miembros C2 y C3 de la Formación Carbonera, en los cuales se observan terminaciones de reflectores tipo *onlap* contra la superficie del basamento. Los depocentros más notables se ubican sobre las líneas L-2 y L-3, al oriente de la línea L-6, entre los que se resalta la ligera profundización del basamento en el área donde el pozo SD fue perforado (véanse las Figuras 4-15d y 4-16f). El *onlap* de la Formación Carbonera sobre el basamento se extiende hasta el miembro C1 e incluso se presenta en parte de la Formación León, donde se observa *onlapping* contra los altos de basamento prominentes en el extremo oriental de la línea L-2 (Figura 4-11). Bajo esta configuración, es posible que, en la zona occidental del área donde se encuentra el mayor espesor sedimentario, se desarrollen miembros de la Formación Carbonera más antiguos al miembro C3.

Sobre el basamento se interpretan los horizontes de las formaciones Carbonera y León, que evidencian una inclinación suave hacia el noroeste. Por esta razón, las secciones sísmicas desplegadas en las Figuras 4-11, 4-12, 4-13, 4-14 y 5-2, presentan una alta exageración vertical, con el propósito de facilitar la adecuada visualización de las variaciones verticales de las estructuras y horizontes sísmicos. La Formación Carbonera presenta un espesor variable con tendencia a aumentar en el sentido de la profundización de la cuenca. Su espesor mínimo, registrado en la esquina suroriental del área, alcanza los 59 m, mientras que su espesor máximo, de 195 m, se observa en el extremo oeste (Figura 4-16b). En pozo, el espesor mínimo se registra en el pozo SD y el máximo en el pozo SG, con valores de 115 m y 158 m, respectivamente. Por otro lado, los pozos SC y SE no presentan grandes variaciones en el espesor de esta formación. El tope de la Formación Carbonera

exhibe un marcado contacto concordante con la Formación León, la cual continua con la tendencia general de inclinación de la cuenca (Figuras 4-15c y 4-16c).

La Formación León se caracteriza por un carácter sísmico de baja reflectividad a lo largo de la cuenca, con un incremento en la amplitud de sus reflexiones internas en el sector oriental de la línea L-3 (véase el detalle de la línea L-3 en la Figura 5-2). Este comportamiento podría estar asociado a una transición a facies arenosas en la parte distal de la cuenca. La evidencia sísmica muestra un adelgazamiento de esta unidad hacia el sur y el sureste, como se observa en las líneas L-2, L-3 y L-7 (Figuras 4-11, 4-12 y 4-14). El análisis sísmico permite interpretar un espesor máximo de 66 m, localizado en el extremo oeste del área, mientras que en las regiones oriental y suroriental se evidencia una disminución significativa del espesor, al punto de observarse un truncamiento erosivo completo de los depósitos de la Formación León contra la discordancia Intra-Guayabo (véase la parte más oriental de las líneas L-2 y L-3 en las Figuras 4-11 y 4-12). En pozo, el máximo espesor se registra en el pozo SG, donde la unidad alcanza los 60 m.

La Formación Guayabo evidencia grandes cambios internos en su respuesta sísmica a lo largo de las líneas interpretadas. A nivel regional, estas variaciones son evidentes en la zona adyacente a la discordancia Intra-Guayabo. El segmento inferior, caracterizado por reflexiones rectas paralelas, muestra un menor espesor y una continuidad lateral limitada, y se asocia al paquete de intercalaciones de capas finogranulares descritas en el intervalo de 185 a 215 m de profundidad en el pozo SD (Figura 3-8). En contraste, el segmento superior, caracterizado por reflexiones onduladas que rellenan las incisiones erosivas de la superficie de la discordancia, es predominante en esta unidad y se asocia a los depósitos aluviales y fluviales descritos en los intervalos medio y superior de la Formación Guayabo en el pozo SD.

La facies sísmica de la discordancia Intra-Guayabo tienen continuidad regional a lo largo de las líneas interpretadas, afectando principalmente a la secuencia de la Formación Guayabo, pero también a la Formación León y a la parte más superior de la Formación Carbonera, al punto de poner en contacto los depósitos del segmento superior de la Formación Guayabo y el miembro C1 de la Formación Carbonera en el extremo oriental de la línea L-2 (Figura 4-11). Esta discordancia manifiesta una tendencia general de muy bajo ángulo de inclinación hacia el noroeste, con cortes erosivos pronunciados en las unidades del Mioceno y *onlaps* con los sedimentos más recientes de la Formación Guayabo al oriente del área de estudio. La morfología de la superficie de la discordancia,

representada en los mapas de las Figuras 4-15a y 4-16a, muestra una relación con los patrones actuales de los drenajes principales del área, lo que sugiere una posible influencia en la dinámica fluvial de la región. Se observa que los altos de la discordancia con tendencia SE-NW funcionan como barreras y propician la desviación del cauce del río Tuparro en la región centro-oeste del área, generando un patrón semicircular. Una situación similar se manifiesta en el Caño Arreita, el cual presenta una deflexión de su cauce hacia el norte al encontrarse con el alto de la discordancia ubicado en cercanías del pozo SD.

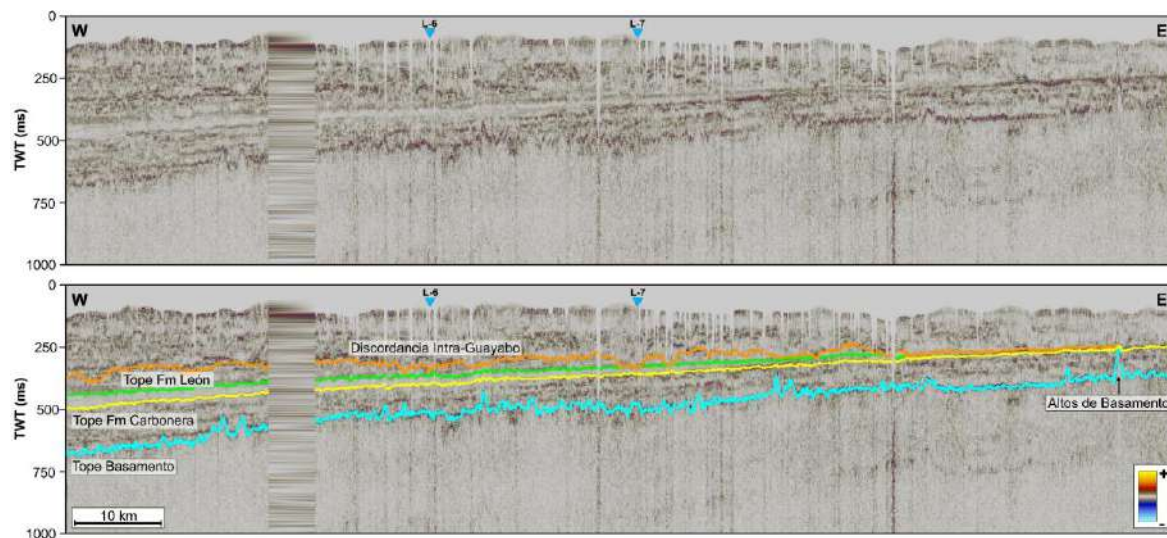


Figura 4-11. Sección sísmica L-2 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior. Exageración vertical aproximada: 28x.

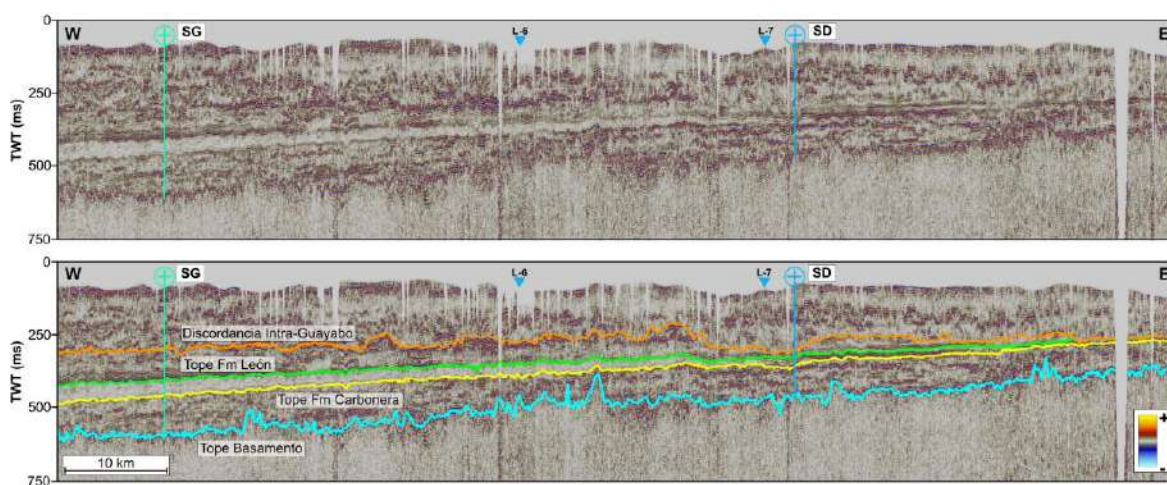


Figura 4-12. Sección sísmica L-3 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior. Exageración vertical aproximada: 28x.

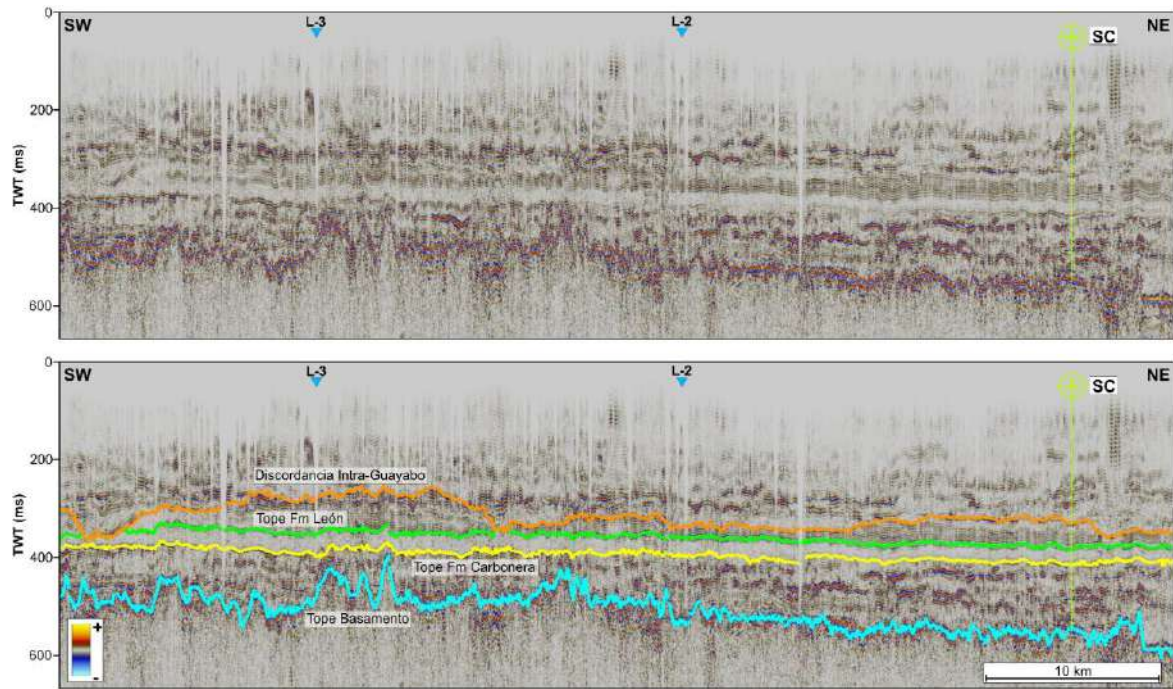


Figura 4-13. Sección sísmica L-6 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior. Exageración vertical aproximada: 28x.

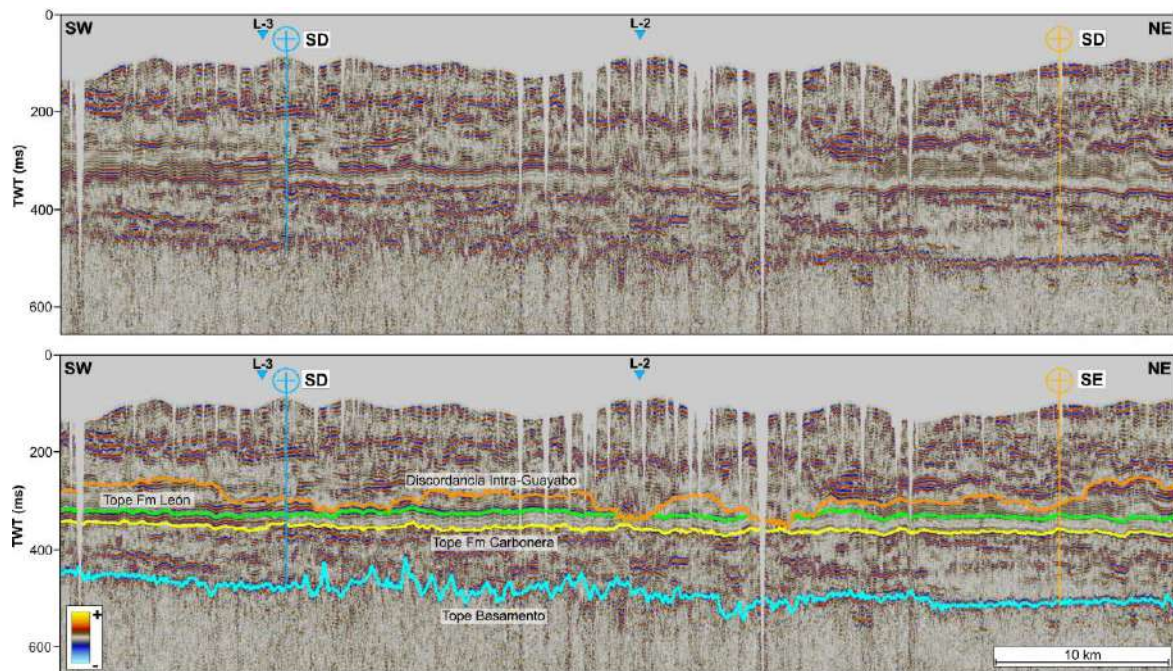


Figura 4-14. Sección sísmica L-7 no interpretada en la parte superior, e interpretada en la parte inferior. Exageración vertical aproximada: 28x.

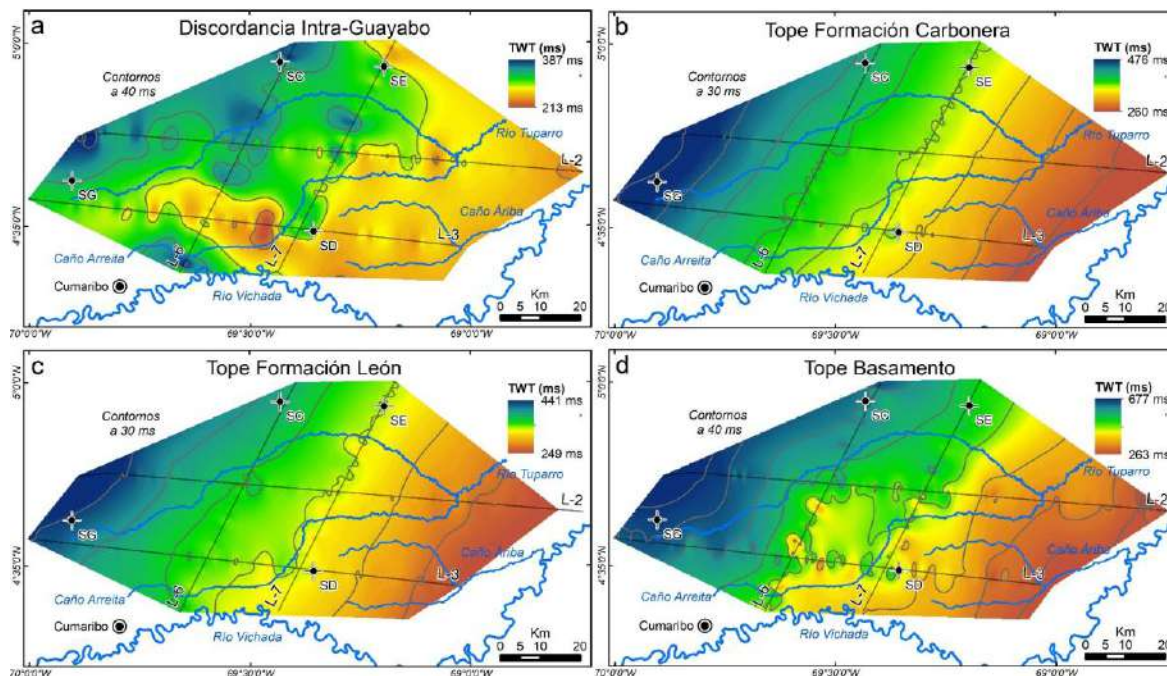


Figura 4-15. Mapas de isovalores en el dominio del tiempo para las superficies sísmicas interpretadas. **a)** Discordancia Intra-Guayabo. Topes interpretados de las formaciones Carbonera **(b)**, León **(c)**, y el Basamento **(d)**.

4.4.3 Conversión a profundidad

Los mapas con las interpretaciones en tiempo se convirtieron al dominio de la profundidad mediante las velocidades interválicas derivadas de la información de sísmica de pozo. Se generó un modelo de velocidades constantes utilizando las velocidades interválicas obtenidas de la tabla tiempo-profundidad del pozo SD (Figura 4-9) y los horizontes estratigráficos interpretados en las líneas sísmicas como superficies de los intervalos. El control de calidad de las superficies generadas en profundidad se realizó a partir de los topes estratigráficos de los pozos SC, SE y SG. El error previo al ajuste con los pozos adicionales, entre las superficies en profundidad y los topes controlados en los pozos, fue inferior al cinco por ciento, lo que sugiere un buen desempeño del modelo de velocidad empleado. Estos desfases se corrigieron en el modelo final de conversión. Seguidamente, se construyeron mapas de la profundidad vertical de todos los horizontes estratigráficos respecto al nivel del mar (TVDSS), así como mapas de espesores, con el propósito de presentar una interpretación regional de la geometría, distribución y principales rasgos estructurales de la secuencia sedimentaria del área de estudio (Figura 4-16).

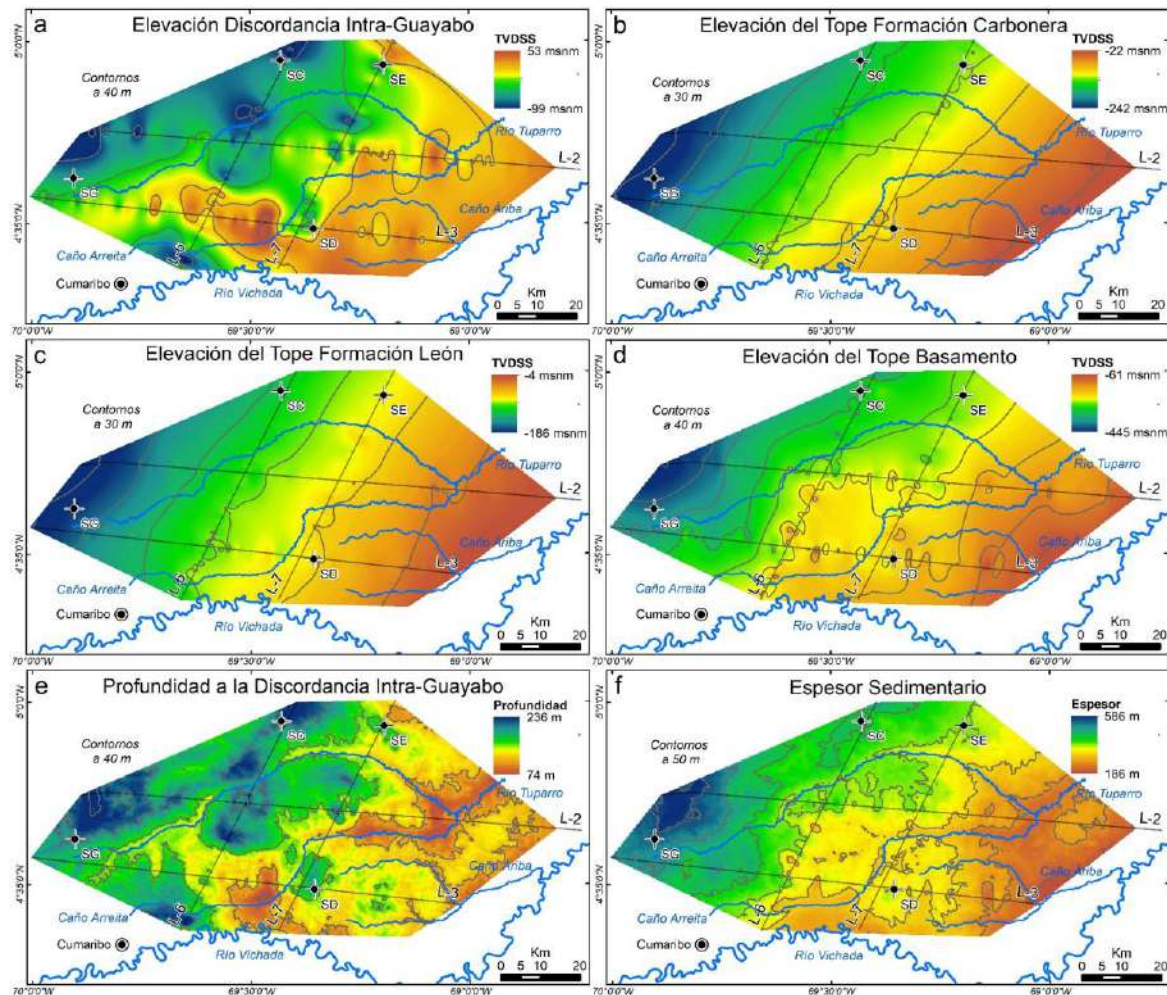


Figura 4-16. Mapas estructurales en el dominio de la profundidad para las superficies sísmicas interpretadas. **a)** Elevación referida al nivel medio del mar (TVDSS) para la discordancia Intra-Guayabo. Elevación referida al nivel medio del mar para los topes interpretados de las formaciones Carbonera (**b**), León (**c**) y el Basamento (**d**). **e)** Profundidad desde la superficie del terreno a la discordancia Intra-Guayabo. **f)** Espesor sedimentario.

4.5 Prospección geoelectrónica

Las curvas de resistividad aparente obtenidas a partir de la consolidación de los datos de los once sondeos eléctricos verticales (SEV) adquiridos (Tabla 2-3, Figuras 2-6 y 4-19), presentan una tendencia general similar entre sí, lo que sugiere un modelo de resistividad bastante homogéneo para el área, con variaciones en la profundidad de interfaz y el espesor de las capas. Las curvas representadas en la Figura 4-17 inician con valores intermedios a altos de resistividad, seguidos por picos máximos de resistividad (por ejemplo, los SEV 1, 2 y 9) o ligeras caídas intermedias de resistividad (por ejemplo, los SEV 8 y 10), para continuar con un abrupto descenso de la resistividad,

cuyo punto de inflexión varía entre los 20 y 50 m de distancia $AB/2$. El descenso de las curvas alcanza valores entre 300 y 900 Ωm , para finalmente adquirir una forma ascendente con pendientes moderadas. El rango general de los datos de resistividad adquiridos oscila entre 292 y 12822 Ωm , y tienen un valor promedio de 3541 Ωm .

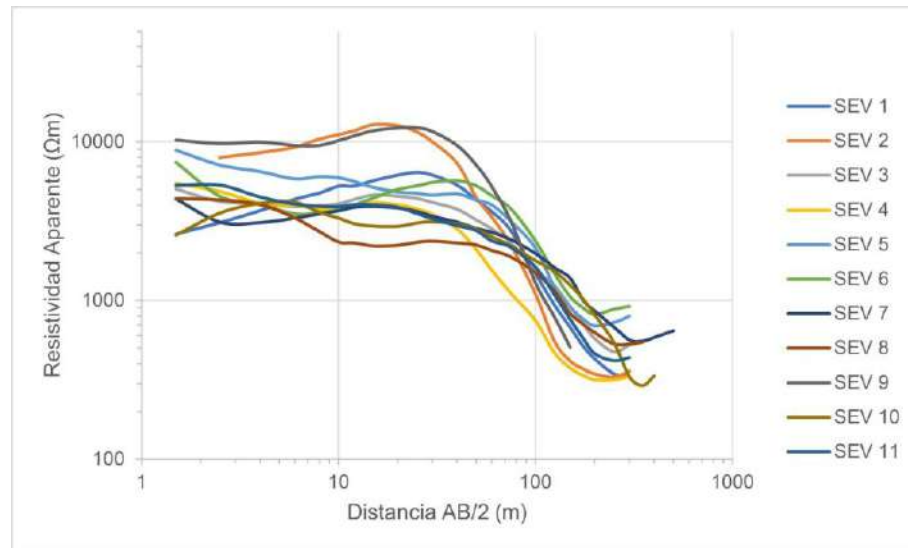


Figura 4-17. Curvas de resistividad aparente de los sondeos eléctricos verticales (SEV) adquiridos.

La inversión 1D de los SEV generó como resultado modelos generalizados del subsuelo que incluyen de 4 a 6 capas geoelectricas, lo que es concordante con la morfología de las curvas de campo de la Figura 4-17. Con el fin de realizar una interpretación acorde a las condiciones particulares del subsuelo del área, se involucró el registro eléctrico y las descripciones litológicas del pozo SD en la correlación de los datos geoelectricos (Figura 4-18). El SEV 1 se ubicó 500 m al noroeste del pozo, y a partir de este se inició la correlación a los sondeos adyacentes, SEV 2 (a 7.5 km al SW del pozo), SEV 3 (a 7.4 km al NE) y SEV 10 (a 6.6 km al E), y posteriormente al área mediante perfiles geoelectricos (Figura 4-19). La correlación entre el pozo y los SEV, permite evaluar la respuesta geoelectrica y la continuidad lateral de las unidades litológicas y los niveles acuíferos interpretados en el análisis petrofísico de la sección 4.1.1.

Los modelos de capas se agruparon en tres unidades geoelectricas (UG). Cada una de estas unidades tiene un rango de resistividad distintivo en los SEV, así como una correlación litológica y su unidad geológica asociada. Esta información ha sido validada mediante las descripciones litológicas de rípios de perforación y los topes estratigráficos interpretados en los pozos y sísmica, así como la

tendencia general del registro eléctrico del pozo SD. Los resultados de la correlación geológica de las unidades geoeléctricas interpretadas se presentan en la Tabla 4-7.

Tabla 4-7. Correlación geológica de las unidades geoeléctricas interpretadas.

Unidad geoeléctrica	Rango de resistividad (Ωm)	Correlación litológica	Unidad geológica asociada
UG A	$\rho > 1300$	Arenas, arenas gravosas y arcillas ferruginosas	Depósitos cuaternarios principalmente
UG B	100 – 400	Intercalaciones de areniscas, limolitas y arcillolitas	Formación Guayabo
UG C	400 – 1300	Areniscas principalmente, con intercalaciones menores de arcillolitas y carbón	Formación Guayabo

La UG A presenta altas resistividades, superiores a 1300 Ωm , correlacionables con niveles de arenas, arenas gravosas y arcillas ferruginosas asociadas a los depósitos cuaternarios y al nivel arenoso del tope de la Formación Guayabo (Figura 4-18). Las primeras capas de esta unidad geoeléctrica alcanzan valores mayores a 10 k Ωm , como consecuencia de los procesos de laterización de los suelos y sedimentos superficiales, fenómeno que se intensifica por las condiciones secas que presentan estos materiales en el área. En los intervalos saturados, los depósitos cuaternarios exhiben una disminución en su resistividad a menos de 2500 Ωm , lo que establece el umbral de resistividad para definir potenciales niveles acuíferos en estos depósitos. El espesor de la UG A es altamente variable, con un rango que oscila entre los 17 y los 76 m. Se observan engrosamientos en el sector central de la estructura, entre Jamurí y Camaira, en las inmediaciones de los SEV 7, 8, 10 y 11, y en el sector noreste, en cercanías de Palmarito, donde se ubican los SEV 3 y 4. Las zonas de menor espesor se encuentran entre La Tawara y Chaparral, donde se localizan los SEV 5 y 6, y al sur de la estructura en el SEV 9.

Los niveles freáticos, interpretados mediante el criterio del descenso pronunciado de la resistividad eléctrica dentro de las capas geoeléctricas de la UG A (Figura 4-18), presentan variaciones entre los 3.5 y los 20.4 metros de profundidad. Los niveles más superficiales se ubican en los SEV 8 y 9, en la parte suroeste de la estructura, área que coincide con la presencia de manantiales en cárcavas de los Depósitos de penillanura eólica (Qpe) (véase la Figura 3-3c). Por otro lado, los niveles más profundos se interpretan en los SEV 1, 3 y 4, ubicados en el sector norte de la estructura.

A partir de la profundidad del nivel freático interpretado y de la base de la UG A, es posible realizar una aproximación al posible espesor de acuífero en los depósitos cuaternarios de los diferentes SEV.

Este espesor varía entre 13 y 68 m, alcanzando los mayores valores en los SEV 7, 8, 10 y 11, ubicados en la parte central y centro-oeste de la estructura. El menor espesor saturado se interpreta en el SEV 9, al sur de la estructura en cercanías al río Vichada, y en los SEV 5 y 6, ubicados en el sector noreste del área.

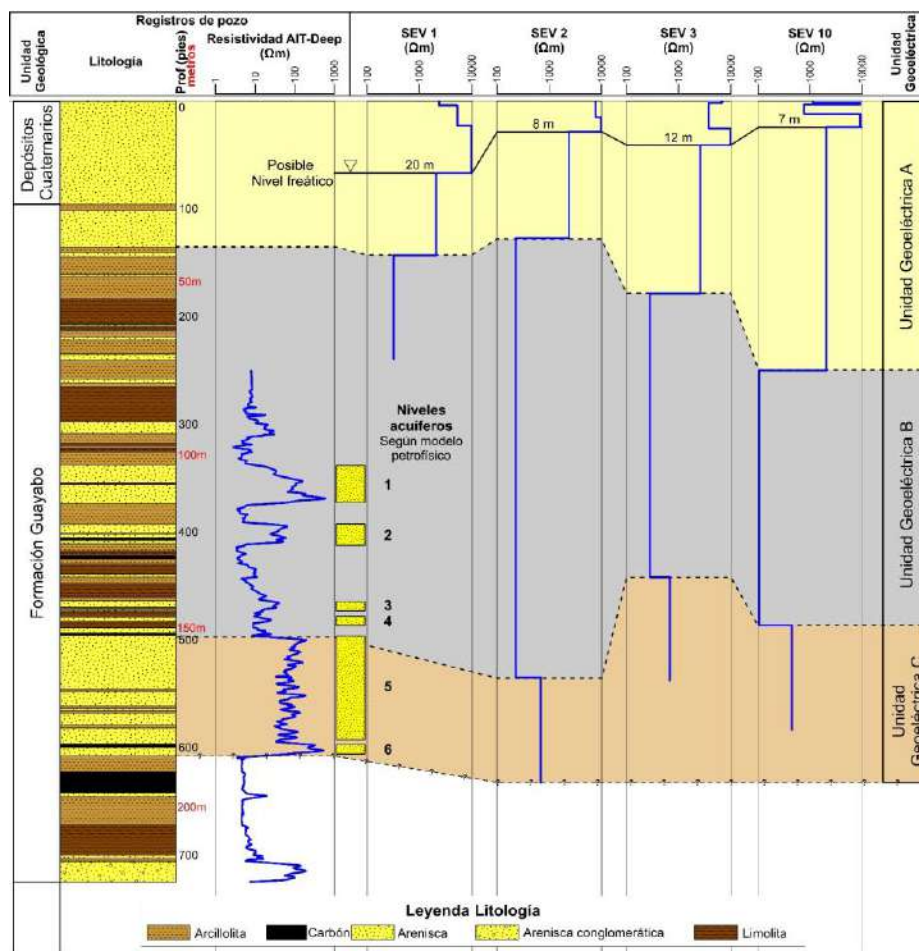


Figura 4-18. Esquema de correlación del registro eléctrico y litológico del pozo SD con los SEV 1, 2, 3 y 10, incluyendo la interpretación de las unidades geoelectricas A, B y C.

La UG B se caracteriza por presentar un rango de resistividad en los SEV que va desde los 100 hasta los 400 Ωm (Tabla 4-7). Este intervalo agrupa intercalaciones de arcillolitas y limolitas con resistividades medidas en pozo que oscilan entre 3 y 10 Ωm, así como areniscas con resistividades que alcanzan hasta 590 Ωm, pertenecientes al segmento superior de la Formación Guayabo. Los valores medidos en los SEV para la UG B reflejan una resistividad promedio de las múltiples intercalaciones y variaciones litológicas encontradas en este intervalo. A pesar de la predominancia de los niveles arcillosos, esta unidad incluye capas de areniscas con un espesor de hasta 10 m, las

cuales fueron identificadas en el modelo petrofísico de la Figura 4-2 como los niveles acuíferos 1, 2, 3 y 4, que en conjunto suman un espesor acuífero de 22.5 m en el pozo SD (Figura 4-18).

El tope de la UG C está determinado por un aumento en la resistividad medida en los SEV. Esta unidad se distingue por presentar valores de resistividad intermedios, en el rango de 400 a 1300 Ωm , asociados a un grueso paquete compuesto principalmente por areniscas en el pozo SD, que registran una resistividad promedio de 100 Ωm . Las capas de areniscas tienen intercalaciones menores de arcillolitas y carbón, y se asocian con el segmento medio de la Formación Guayabo. Esta unidad geoelectrica constituye un alto interés hidrogeológico, ya que contiene los niveles acuíferos 5 y 6, interpretados en el modelo petrofísico (Figura 4-18). Estos niveles suman un espesor acuífero de 35 m y alcanzan porosidades efectivas de hasta un 37 por ciento. Dadas las limitaciones en la profundidad de investigación de los modelos de capas de los SEV, no fue posible determinar la base de esta unidad, no obstante, la información sísmica proporciona una interpretación de su continuidad lateral al seguir las capas que reposan sobre la discordancia Intra-Guayabo.

4.5.1 Perfiles geoelectricos

Partiendo de los modelos de capas obtenidos de la inversión 1D de todos los SEV, se realizó el modelamiento geofísico en el software *AGS Workbench*, con el propósito de visualizar la distribución de la resistividad eléctrica a lo largo de tres perfiles geoelectricos (Figura 4-19). Estas secciones facilitaron la interpretación de las unidades geoelectricas (UG), su geometría y estructura en el subsuelo, así como la definición de la continuidad lateral de los niveles acuíferos asociados a los depósitos cuaternarios y a la Formación Guayabo. Este modelamiento permitió investigar los primeros 190 metros de la secuencia sedimentaria, mientras que las distancias horizontales abarcadas por los perfiles alcanzan los 50 km, razón por la cual se requirió de una exageración vertical importante con el objeto de visualizar adecuadamente las variaciones verticales de resistividad eléctrica. Esta exageración produjo la forma aserrada en el modelo de elevación del terreno de los perfiles generados.

El perfil geoelectrico 1, ilustrado en la Figura 4-20, representa un corte transversal en sentido N70°E del sector centro-norte de la estructura, que abarca desde el sector La Primavera hacia Camaira y Jamurí, culminando en Villa Alba, al sur del centro poblado de Chaparral. La UG A, asociada principalmente a los depósitos cuaternarios, muestra una tendencia de engrosamiento en la parte central de la estructura, mientras que, en los extremos del perfil, en los sectores noreste y suroeste,

su espesor disminuye, siendo más evidente su adelgazamiento en el SEV 6. El máximo espesor de esta unidad en el perfil se registra en el SEV 7, en cercanías de Jamurí.

Las unidades UG B y UG C exhiben una suave inclinación hacia el oeste a lo largo del perfil 1, concordante con la tendencia de profundización general de la cuenca. La UG B muestra un incremento notable de espesor en el sector suroeste de la estructura, alcanzando un máximo de 124 m en el SEV 2. Por el contrario, en el sector noreste llega a tener un espesor de 20 m, lo que limita significativamente el potencial acuífero asociado a esta unidad en esta zona, pero permite evaluar más cerca de la superficie los niveles acuíferos asociados a la UG C (Figuras 4-20a y b).

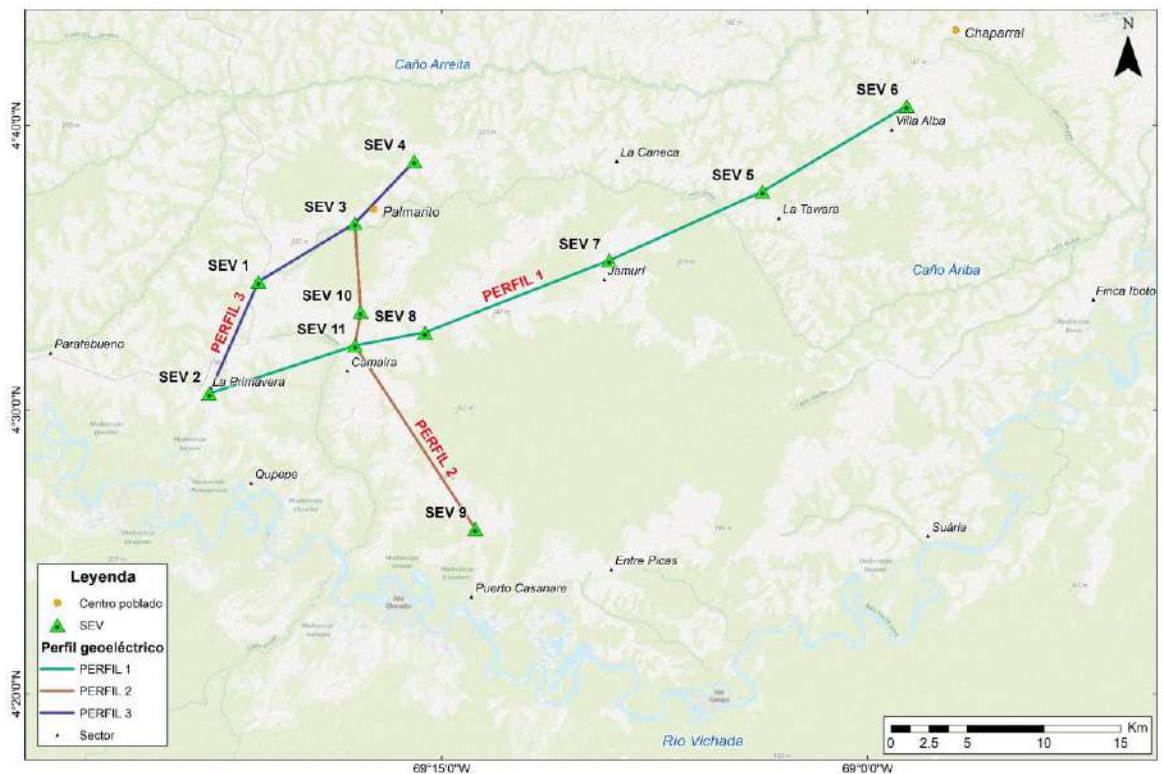


Figura 4-19. Ubicación de los sondeos eléctricos verticales (SEV) y los perfiles geoelectrónicos generados.

En la sección de resistividad eléctrica del Perfil 1 (Figura 4-20a), se evidencia un marcado cambio en el espesor de la UG A entre los SEV 7 y 5, así como un cambio importante en la profundidad del tope de la UG B. Estas características pueden estar asociadas a una posible discontinuidad, ubicada entre Jamurí y La Tawara. En superficie, esta anomalía coincide con el cambio topográfico ocasionado por el curso del Caño Áriba, el cual sirve de límite entre los depósitos cuaternarios

espesos del centro de la estructura y el adelgazamiento nororiental. A pesar de la baja densidad de cobertura de SEV en esta área, las observaciones sugieren una posible relación estructural entre el contraste geoelectrico en el subsuelo y el lineamiento Palmarito en superficie, el cual sigue el patrón semicircular del Caño Áriba. Para poder entender en detalle esta relación, se recomienda realizar la adquisición de información geofísica somera de alta resolución mediante métodos en dos o tres dimensiones.

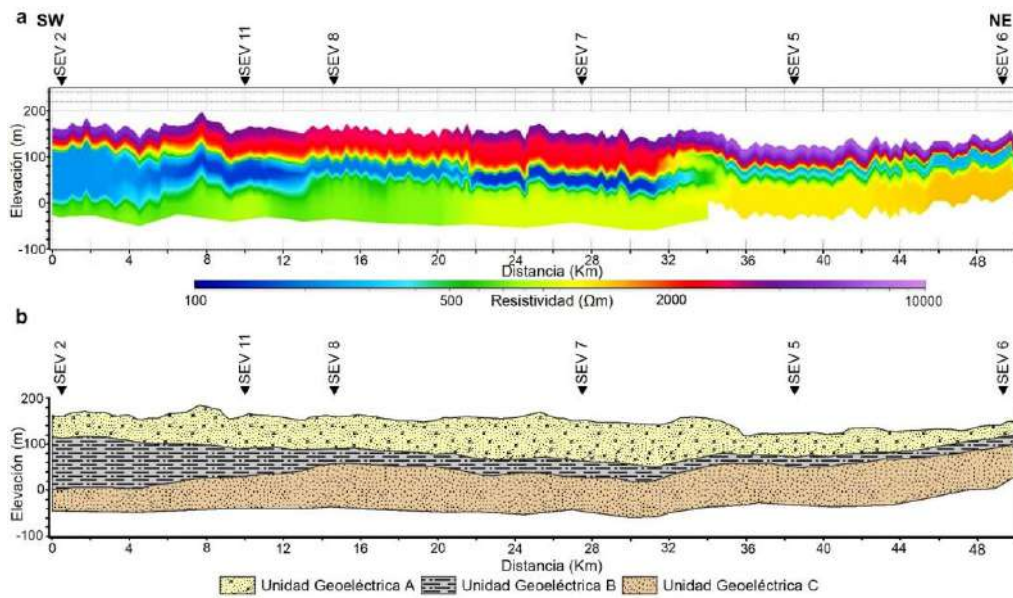


Figura 4-20. Perfil geoelectrico 1 mostrando la correlación de los SEV 2, 11, 8, 7, 5 y 6. **a)** Sección de resistividad eléctrica. **b)** Interpretación de unidades geoelectricas.

El perfil geoelectrico 2 se localiza en el sector oeste de la estructura, y representa un corte con una orientación aproximada norte-sur (Figura 4-21a), que inicia en el centro poblado de Palmarito, continúa hacia Camaira y termina al norte del sector de Puerto Casanare. En este perfil, la UG A exhibe un mayor espesor en la zona norte del perfil entre los SEV 3 y 11, y un adelgazamiento hacia el sur, en dirección al río Vichada (Figura 4-21b), lo que podría estar relacionado con un mayor grado de erosión en esta zona, evidenciado por la presencia de cárcavas erosivas (véase ejemplo en la Figura 3-3b). Esta tendencia está acompañada por una disminución en la profundidad del nivel freático interpretado en las zonas bajas del sur de la estructura, pasando de 12 m en el SEV 3 a 4.8 m en el SEV 9. El espesor de la UG B se mantiene relativamente constante en el sector norte, donde presenta un promedio de 75 m.

En lo que respecta a las unidades UG B y UG C, estas presentan una ligera inclinación hacia el norte, mientras que el tope de la UG B en el costado sur se encuentra a 18 m de profundidad, en la zona norte del perfil, este tope se ubica a 54 m (Figura 4-21b). Si esta tendencia se mantiene hacia el sur, los sedimentos más antiguos de los depósitos cuaternarios y la parte superior de la Formación Guayabo, asociados a la UG A, podrían estar muy cerca de la superficie en los cauces de meandros abandonados en el sector de Puerto Casanare. Esta interpretación sugiere que son estas unidades las que se observan en el afloramiento de las muestras VIC 05 (Figura 3-5d). Como resultado de la limitada profundidad de investigación alcanzada en el SEV 9, con fines esquemáticos, la interfaz entre las unidades UG B y UG C ha sido proyectada en el corte de interpretación siguiendo el mismo ángulo de inclinación de esta unidad en el resto del perfil.

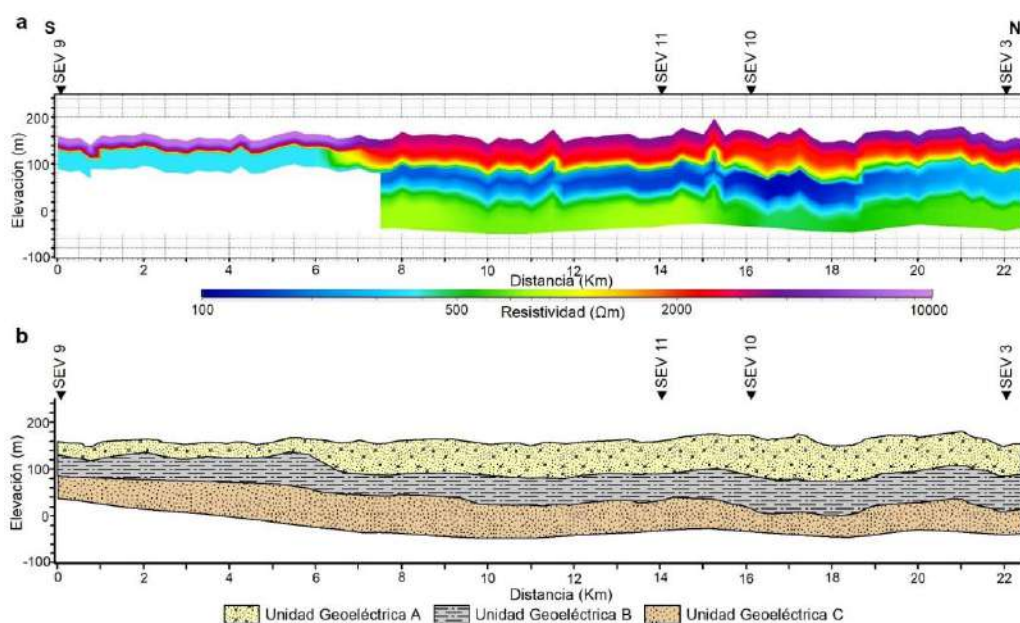


Figura 4-21. Perfil geoelectrico 2 mostrando la correlación de los SEV 9, 11, 10 y 3. **a)** Sección de resistividad eléctrica. **b)** Interpretación de unidades geoelectricas.

El perfil geoelectrico 3 se localiza en la esquina noroeste de la estructura, relacionando los SEV de los sectores de La Primavera y Palmarito con el registro eléctrico del pozo SD, en una dirección aproximada de N40°E. En este corte se observa una secuencia con una ligera inclinación hacia el suroeste, marcado principalmente por el contacto entre las unidades UG B y UG C (Figura 4-22). Se observa que el espesor de la UG A se mantiene relativamente constante a lo largo del perfil, con pequeños cambios debidos a las variaciones topográficas. Por otro lado, el espesor de la UG B

incrementa en sentido de profundización de la cuenca, pasando de 81 m en el SEV 4 a 124 m de espesor en el SEV 2.

El registro eléctrico del pozo SD muestra un buen ajuste con los contactos interpretados de las unidades geoelectricas en el perfil 3. Se observan intercalaciones de valores de resistividad medios y bajos en la UG B y un marcado incremento a 151 m de profundidad que define el tope de la UG C. Esta correlación reduce la incertidumbre en la extrapolación de los niveles acuíferos mediante información de SEV.

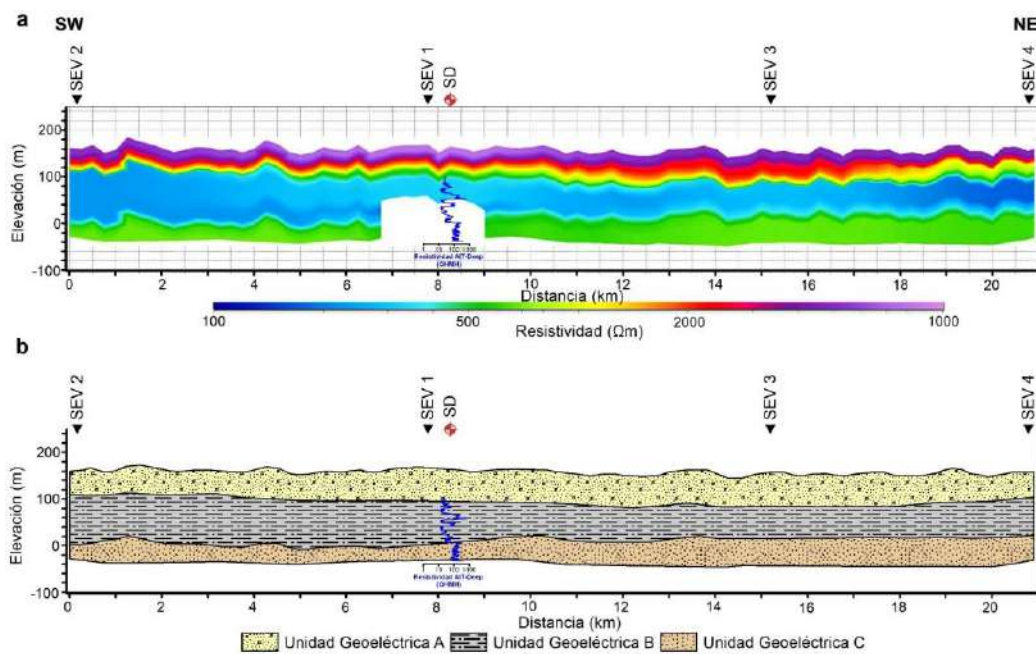


Figura 4-22. Perfil geoelectrico 3 mostrando la correlación de los SEV 2, 1, 3, 4 y el registro eléctrico del pozo SD. **a)** Sección de resistividad eléctrica. **b)** Interpretación de unidades geoelectricas.

5. Integración de resultados

5.1 Potencial hidrogeológico

Mediante la integración de los modelos geológico y geofísicos propuestos en los capítulos 3 y 4, se ha identificado cualitativamente la potencialidad de almacenamiento de aguas subterráneas en las unidades geológicas que ocurren en el área de la estructura del Río Vichada. Esta clasificación corresponde a la definición de unidades hidrogeológicas, las cuales pueden contener uno o más niveles acuíferos en su interior, y representa la primera etapa para la construcción de un modelo hidrogeológico conceptual. Una vez se integre esta información con futuros estudios que involucren los componentes de hidrología, hidráulica, hidrogeoquímica e isotopía, se podrá proceder a la elaboración de un modelo hidrogeológico integral. El potencial hidrogeológico ha utilizado parte de los estándares de leyenda contenidos en Struckmeier y Margat (1995) y utiliza como criterios fundamentales la porosidad, la extensión, espesor y continuidad de los niveles acuíferos de cada unidad.

En la estructura del Río Vichada se encuentran rocas sedimentarias del Neógeno de gran extensión, formadas en ambientes predominantemente continentales y deltaicos con influencia lacustre, que se extienden sobre un basamento ígneo granítico del Precámbrico, constituyendo la continuación de la cuenca de los Llanos Orientales en su parte distal. Sobre estas formaciones, reposan sedimentos cuaternarios de textura y extensión variables, principalmente asociados a la dinámica aluvial y eólica del área. Estas unidades exhiben esencialmente porosidad intergranular y conforman niveles acuíferos en sus capas permeables. Además, se ha observado la presencia de porosidad secundaria debido a fracturamiento en los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Figuras 3-14 y 3-15). El basamento se interpreta como una unidad acuífugo en general, pero se identifica un potencial en su capa de roca meteorizada, al igual que en las zonas fracturadas, las cuales pueden representar un interés hidrogeológico, especialmente al oriente del área de estudio, donde la secuencia sedimentaria disminuye considerablemente su espesor.

En la Tabla 5-1 se exponen los resultados de la interpretación del potencial hidrogeológico de las unidades geológicas del área. En ella se describen las características litológicas generales de las unidades, el rango de espesores estimados a partir de información geofísica y de topes estratigráficos en pozo, el espesor de los niveles acuíferos interpretados mediante el análisis petrofísico del pozo SD, y, en el caso de los depósitos cuaternarios, a partir de los SEV. Además, se presentan datos de porosidad obtenidos del análisis petrográfico y el modelamiento petrofísico.

Tabla 5-1. Potencial hidrogeológico de las unidades geológicas del área de estudio. Los datos de espesor de unidades geológicas fueron extraídos de la interpretación sísmica, y para los depósitos cuaternarios a partir de perfiles de SEV. Espesores de acuíferos y propiedades petrofísicas extraídas del análisis del pozo SD. La porosidad de los depósitos cuaternarios se estimó a partir de análisis petrográficos de muestras de superficie.

Unidad geológica	Descripción litológica	Espesor total en pozo SD (m)	Espesor de acuífero (m)	Porosidad promedio (v/v)	Potencial hidrogeológico
Depósitos cuaternarios	Arenas, arenas gravosas, arcillas ferruginosas inconsolidadas, y sedimentos asociados a costras ferruginosas	29	13 - 64	0.15 en general y 0.03 en costras ferruginosas	Pueden conformar acuíferos libres por porosidad primaria, de baja a media productividad y espesor, y de extensión limitada
Formación Guayabo	Intercalaciones de areniscas, limolitas, arcillolitas y capas delgadas de carbón	192	62	0.32	Pueden conformar acuíferos libres, semiconfinados y confinados por porosidad primaria, de media a alta productividad y gran extensión
Formación León	Secuencia homogénea de arcillolitas grises	29			Constituye una unidad acuícludo
Formación Carbonera miembro C1	Gruesos paquetes de areniscas cuarzosas y niveles conglomeráticos con intercalaciones menores de arcillolitas	64	53	0.26	Pueden conformar acuíferos confinados y semiconfinados por porosidad primaria, de media a alta productividad y gran extensión
Formación Carbonera miembro C2	Intercalaciones de arcillolitas y limolitas, y en menor proporción, areniscas y carbón	51			Constituye principalmente una unidad acuícludo

De acuerdo con la interpretación regional de la información sísmica, las unidades acuíferas experimentan un incremento en su espesor hacia el noroeste del área, en la dirección de

profundización de la cuenca sedimentaria (Figura 5-1). Conforme se avanza hacia el oriente del área, se observa que las terminaciones *onlap* de la secuencia sedimentaria sobre el basamento limitan la continuidad y disminuyen el espesor de los acuíferos, afectando principalmente a los niveles de la Formación Carbonera. Por lo tanto, para futuras perforaciones exploratorias, se recomienda considerar los mapas estructurales generados para los topes de las unidades del Mioceno, presentados en la Figura 4-16, así como los perfiles geoelectricos para los depósitos cuaternarios y parte superior de la Formación Guayabo (Figuras 4-20, 4-21 y 4-22).

Los acuíferos del miembro C1 de la Formación Carbonera se caracterizan por su alta porosidad y bajo volumen de arcilla (V_{sh}) en sus areniscas, que conforman niveles saturados continuos de hasta 21 m de espesor (Tabla 4-4 y Figura 4-2), con buena continuidad lateral. Estos acuíferos se encuentran confinados en gran parte del área por los depósitos finogranulares de la Formación León. En el pozo SD, los acuíferos interpretados para la Formación Carbonera, incluyendo los miembros C1, C2 y C3, suman un total de 53 m de los 115 m de secuencia, lo que equivale a una relación *Net to Gross* (N/G) del 46 %. Solo en el miembro C1 del pozo SD, la relación N/G de acuíferos alcanza el 83 %, lo que lo categoriza como una unidad de alta potencialidad para la exploración de agua subterránea. En comparación, en el pozo SE, el espesor del miembro C1 alcanza los 100 m (Gómez et al., 2012). De acuerdo con los datos sísmicos, se estima que la Formación Carbonera alcanza un espesor máximo de 198 m en el extremo oeste del área, lo que sugiere la posibilidad de que en esta zona se encuentre un mayor intervalo de secuencia arenosa en el miembro C3, lo que aumentaría el espesor de acuífero de la unidad.

La erosión de la Formación León, ocasionada por la discordancia Intra-Guayabo, que actúa como sello regional a nivel de cuenca, propicia la conexión hidráulica de los acuíferos profundos de la Formación Carbonera con los niveles arenosos superiores de la Formación Guayabo. Esta configuración estratigráfica facilita la recarga de agua meteórica en la zona oriental de la estructura, lo que, a su vez, pudo haber disminuido significativamente la salinidad de las aguas connatas de la Formación Carbonera, convirtiéndola en un intervalo con potencial para el aprovechamiento. Esta hipótesis es congruente con el rango de salinidad de 100 a 6000 mg l⁻¹ reportado para esta unidad por Gonzalez-Penagos et al. (2014) en el sector oeste de la cuenca de los Llanos Orientales.

Los acuíferos de la Formación Guayabo presentan una relación N/G de 32 % en el pozo SD (Tabla 4-4 y Figura 4-2). Se caracterizan por su alta porosidad efectiva, que oscila entre el 28 y el 38 %, y por su mayor V_{sh} en comparación con los acuíferos del miembro C1. Esta unidad destaca por su alto

potencial hidrogeológico en la región, atribuible a su proximidad a la superficie, su continuidad y su amplia extensión. En la línea sísmica de la Figura 5-2, se observa que la porosidad y la conexión hidráulica de los acuíferos de esta unidad pueden incrementar debido al fracturamiento en la zona del cráter de impacto. El espesor conjunto de la Formación Guayabo y los depósitos cuaternarios alcanza un máximo de 343 m en el extremo oeste del área y un mínimo de 108 m en el sector oriental, al este de Chaparral (Figura 4-16c).

Los niveles acuíferos asociados a los depósitos cuaternarios son altamente variables en porosidad, espesor y extensión, siendo estos parámetros condicionados por el origen del depósito. Los acuíferos relacionados a los Depósitos de penillanura (Qp) y penillanura eólica (Qpe) exhiben la mayor continuidad en el área, mientras que los Depósitos de llanura de inundación (Qll) y de terrazas (Qt), se encuentran restringidos a las cercanías de los grandes drenajes (Figuras 3-1 y 4-4f). El mayor espesor saturado de los depósitos cuaternarios, extraído a partir de información de los SEV, se encuentra en la zona central y centro-oeste de la estructura, y los menores espesores se presentan hacia el sur de la estructura en el sector de Puerto Casanare, y hacia el oriente entre los sectores de La Tawara y Chaparral. Estos acuíferos someros representan una fuente hídrica de importancia local, ya que abastecen a las comunidades y viviendas dispersas de la región. Sin embargo, dada su condición de vulnerabilidad a la contaminación y sensibilidad a los cambios climáticos, requieren una gestión y protección prioritaria para garantizar la sostenibilidad de sus recursos hídricos.

Los datos de gamma espectrometría aerotransportada permitieron cartografiar la cobertura de material predominantemente arenoso en la superficie del área estudio. Estos datos permiten interpretar que existe un gran potencial para que la recarga hacia los acuíferos de la zona ocurra directamente por la infiltración de agua meteórica en las zonas arenosas relacionadas a los Depósitos Qp, Qpe, Qll y Qt (Figuras 4-4e y f). Las facies arcillosas de los Depósitos Qp limitan la recarga directa y favorecen la escorrentía superficial en la zona central de la estructura y en la parte oeste de la Selva de Matavén. Aunque los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf) pueden reducir la recarga debido al grado de cementación, su limitada extensión y el aumento de su permeabilidad por fracturamiento, supone que su efecto de reducción no es significativo a escala regional. Por otra parte, el fallamiento producto de la deformación por impacto puede favorecer la recarga de los acuíferos semiconfinados y confinados profundos.

La suave inclinación de la secuencia sedimentaria, en sentido noroeste, da lugar a un flujo regional de agua subterránea en los acuíferos profundos de las formaciones Guayabo y Carbonera, siguiendo una dirección aproximada N60°W (Figura 5-1). Este flujo estaría dominado por la estratificación y la profundización de la cuenca, y a su vez controlaría en parte la distribución de la salinidad en la cuenca (Gonzalez-Penagos et al., 2014; Person et al., 2012). A partir de la interpretación de la información geoelectrónica, se infiere que el flujo local en los acuíferos libres de los depósitos cuaternarios y la parte superior de la Formación Guayabo está controlado por la topografía, con una tendencia hacia el oriente y suroriente en el sentido principal de la red de drenajes. La descarga local del acuífero superficial asociado a los Depósitos de penillanura eólica (Qpe) puede explicar la ocurrencia de los manantiales perennes observados en las cárcavas del sector suroeste de la estructura, los cuales abastecen parte de los caños de esta zona. La Figura 5-1 consolida el modelo geológico y el potencial hidrogeológico asociado a la estructura del Río Vichada.

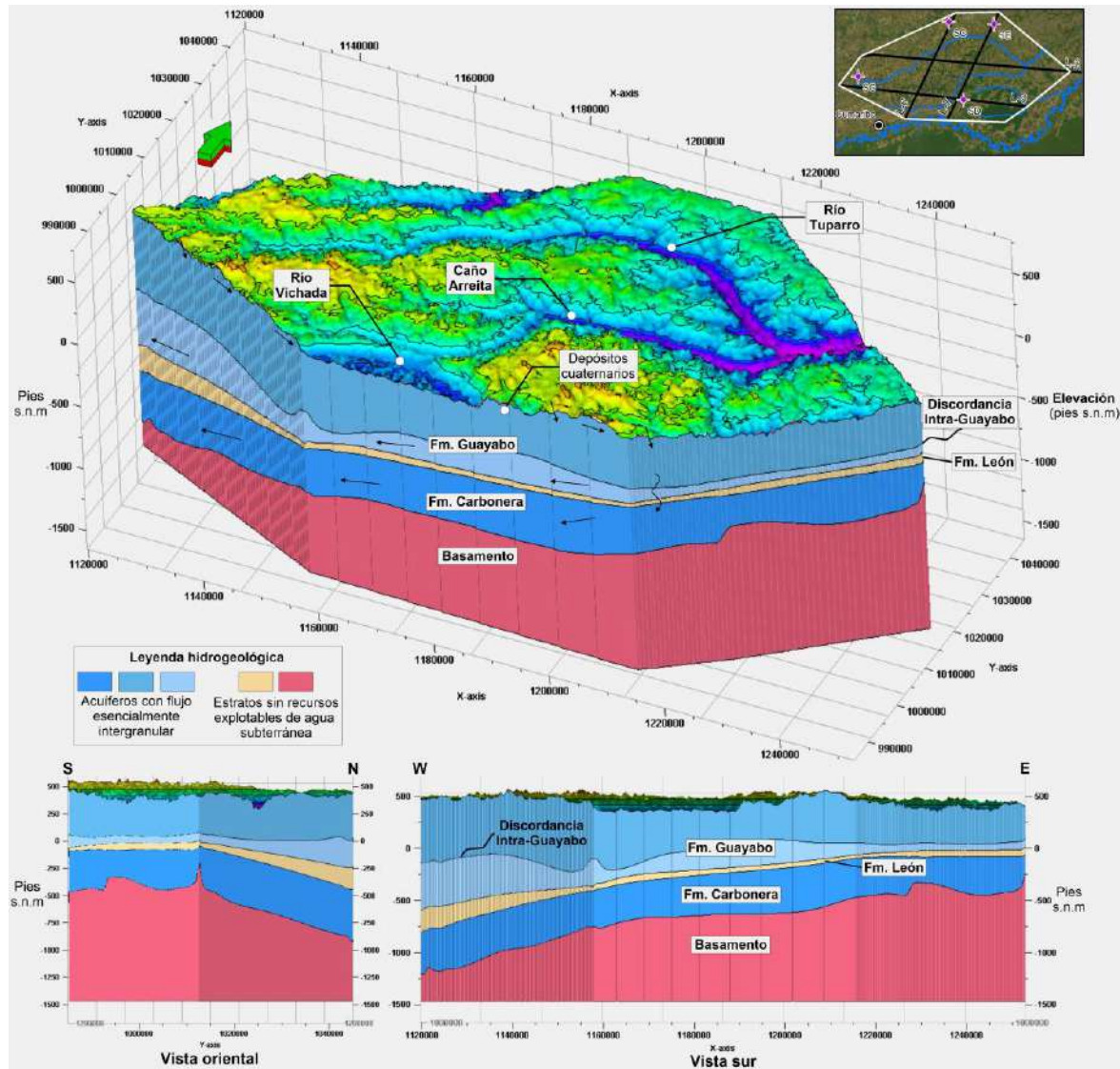


Figura 5-1. Esquema 3D del modelo geológico del área de la estructura del Río Vichada.

5.2 Aportes al conocimiento de la estructura de impacto del Río Vichada

Las técnicas geofísicas constituyen una herramienta de gran relevancia en el estudio de los cráteres de impacto erodados y que han sido cubiertos por sedimentos posteriores a su formación (Pilkington y Grieve, 1992). En este sentido, la información geofísica presentada en este estudio, además de proporcionar datos fundamentales para la evaluación del potencial hidrogeológico de la zona, ha permitido identificar un conjunto de anomalías que definen la firma geofísica de la posible estructura de impacto del Río Vichada. En el marco de las investigaciones geológicas, tanto de pozo como de

superficie, se han encontrado evidencias que permiten avanzar hacia la confirmación de un origen de impacto para la estructura.

La evidencia petrofísica reciente propone que la secuencia sedimentaria de la estructura del Río Vichada presenta una magnetización significativa que debe ser considerada en el modelado inverso de los datos magnéticos del área, especialmente en el intervalo 2 (véase la Figura 4-1), que abarca parte de las formaciones Guayabo y León. Los valores de susceptibilidad magnética son notablemente superiores a los asignados en modelos inversos de estudios previos (Torrado-Perez, 2019), lo que implica que un incremento en la susceptibilidad resulta en una disminución del espesor de la secuencia sedimentaria. En este sentido, autores como Hernández et al. (2011) sugieren un espesor sedimentario en el área de la estructura del Río Vichada de hasta 1000 m en su parte central. Sin embargo, la interpretación sísmica, el análisis de los datos de pozo y el modelamiento de la profundidad de las fuentes magnéticas presentados en este estudio indican una secuencia sedimentaria que alcanza un espesor máximo de 586 m en el extremo occidental del área, al norte del pozo SG, y un espesor mínimo de 186 m en las cercanías de Chaparral. Esta cuenca está compuesta por las formaciones Carbonera, León, Guayabo y los depósitos cuaternarios, que reposan sobre un basamento cristalino de afinidad granítica que buza suavemente hacia el oeste. La profundidad interpretada del basamento en el pozo SD es de 365 m, mientras que en el sector de Jamurí, en la parte central de la estructura, es de 298 m.

La línea sísmica L-3, que cruza gran parte de la estructura en forma transversal, permitió la interpretación detallada de los horizontes estratigráficos, amarrados a datos del pozo SD, así como la identificación de los principales rasgos estructurales al interior de la secuencia. Un acercamiento a la sección oriental de esta línea se presenta en la Figura 5-2. La geometría de la estructura exhibe un basamento irregular con altos de basamento prominentes al este del pozo SD y en el extremo oriental de la sección, con fallas de alto ángulo que controlan algunos levantamientos. Estos altos alcanzan diferencias en profundidad de hasta 83 m, equivalentes a aproximadamente 78 ms en TWT. Sobre el basamento, relleno de los pequeños depocentros, reposa la parte inferior de la Formación Carbonera, caracterizada por las terminaciones tipo *onlap* de sus reflectores hacia el oriente de la sección, mientras que la parte superior de la formación muestra facies sísmicas de mayor continuidad. Suprayaciendo estos depósitos se encuentra la Formación León, la cual presenta un marcado adelgazamiento hacia el oriente, y la parte inferior de la Formación Guayabo, distintiva por sus reflectores continuos de alta amplitud. Estas dos unidades han sido afectadas por la superficie erosiva de la discordancia Intra-Guayabo, que exhibe una tendencia a la profundización en el sentido

de la cuenca. En el sector oriental de la línea L-3, esta discordancia afecta a los delgados depósitos de la Formación León.

Suprayaciendo a la discordancia Intra-Guayabo, se interpretó un nuevo horizonte que separa, en la parte inferior, un segmento de la Formación Guayabo asociado a facies de alta reflectividad y amplitud, de un intervalo con geometría de relleno y baja amplitud, ubicado en la parte superior de la sección sísmica. El segmento inferior presenta una intensa deformación reflejada en múltiples discontinuidades sísmicas en apariencia de dominó, con bloques levantados, lo que plantea la hipótesis de una posible configuración de anillos en la estructura (Figura 5-2b). El segmento superior se asocia a los depósitos cuaternarios y parte de la Formación Guayabo, que rellenan la parte superior de la estructura. Sin embargo, para validez esta afirmación, se requiere información sísmica 3D, o una mayor cobertura de perfiles 2D, diseñados para modelar la Formación Guayabo. Por otra parte, el horizonte que delimita estos dos segmentos puede representar una superficie erosiva que contribuyó a la peneplanización de los relictos de la estructura de impacto.

En la Figura 5-2b se interpreta la posible presencia de un levantamiento central en cercanías del sector Jamurí, centrado en las coordenadas 4.553°N, 69.179°W, que cuenta con un diámetro medido sobre la línea L-3 de 2.5 km. En esta área, se destaca una protuberancia en los horizontes sísmicos interpretados, principalmente en la superficie que separa el relleno del posible cráter y parte de la Formación Guayabo, así como en la discordancia Intra-Guayabo y, en menor medida, en los topes de las formaciones León y Carbonera. Bajo este levantamiento, se distingue una zona con reflexiones caóticas y ascendentes en los segmentos medio e inferior de la Formación Guayabo, que se puede interpretar como la zona desplazada del cráter. Además, bajo esta, se observa una zona con un carácter sísmico de baja amplitud que se extiende hasta el segmento medio de la Formación Carbonera. En la parte inferior de la Formación Carbonera y el tope del basamento, la sección sísmica revela una zona de mayor amplitud, caracterizada por reflectores semicontinuos con menor grado de deformación. A pesar de que estas observaciones son limitadas y no permiten establecer conclusiones definitivas, es posible plantear como hipótesis a evaluar una edad relativa de impacto que habría ocurrido durante o en un periodo posterior a la sedimentación de la parte superior de la Formación Guayabo. Para esta unidad, Bayona et al. (2008) han estimado una edad de Mioceno medio a superior (15.9 – 5.3 Ma) mediante análisis palinológico en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales. La hipótesis planteada en este estudio sugiere una edad más reciente en comparación con la propuesta por Rocca (2004), quien inicialmente propuso un impacto más antiguo

que 30 Ma. Sin embargo, se hace necesario realizar investigaciones geológicas y geocronológicas detalladas que permitan establecer la temporalidad absoluta de esta estructura.

El material del relleno posterior al posible impacto muestra un engrosamiento hacia los flancos del levantamiento central, en la línea sísmica L-3 (Figura 5-2b), alcanzando un espesor máximo aproximado de 145 m, y disminuyendo hacia el lineamiento Palmarito y el pozo SD. Esta observación se apoya en la evidencia geoelectrica, que sugiere un engrosamiento de los depósitos cuaternarios en la parte central de la estructura, donde alcanza su máximo espesor en el SEV 7, ubicado en el sector Jamurí (Figura 4-20).

La interpretación sísmica sugiere que los periodos de erosión intensa ocurridos desde el Mioceno superior en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales han provocado un significativo proceso de degradación de la estructura, removiendo gran parte de la secuencia sedimentaria afectada por el impacto y favoreciendo la peneplanización del posible cráter, que posteriormente quedó cubierto por depósitos cuaternarios. Este fenómeno podría explicar el limitado espesor del material de relleno del cráter observado en la línea L-3 (Figura 5-2b). Además, la erosión ha favorecido el retrabajamiento y la deposición local de sedimentos autóctonos, lo que ha permitido identificar granos de cuarzo con microestructuras de deformación planar (PM) en muestras de superficie asociadas a niveles de costras ferruginosas en los depósitos cuaternarios (Figura 5-4a).

Con respecto a los resultados de la interpretación de los datos magnéticos aerotransportados y terrestres, se propone que las anomalías positivas de gran longitud de onda se relacionan principalmente con los altos del basamento y con sus variaciones internas de magnetización. Estos hallazgos no parecen indicar la presencia de altos magnéticos como respuesta a la existencia de anillos de la estructura. Sin embargo, la señal analítica de la anomalía residual indica la aparición de estructuras de menor tamaño atribuibles a variaciones magnéticas dentro de la secuencia sedimentaria, cuya existencia podría estar relacionada con posible cráter de impacto (Figura 4-8c).

A partir de la señal analítica, en el área de Jamurí se ha identificado un patrón semicircular de 8 km de diámetro (Figura 4-6f), compuesto por un alto magnético central rodeado por bajos magnéticos, correspondiente con el posible levantamiento central identificado en la interpretación sísmica de la parte oriental de la línea L-3 (Figura 5-2b). Esta estructura está delimitada al este por dos lineamientos magnéticos mayores identificados en la derivada *tilt* (Figura 4-8b) y se ve afectada en su interior por múltiples lineamientos menores orientados en sentido W-E. Los lineamientos mayores

de esta área exhiben orientaciones de N60°E y N56°W, y se correlacionan con el alto de basamento ubicado al oriente del levantamiento central. Por su parte, los lineamientos menores pueden corresponder a fallas que desplazan los intervalos de alta susceptibilidad magnética de la secuencia sedimentaria.

Los altos de basamentos interpretados en la parte oriental de las líneas sísmicas L2 y L3 (Figuras 4-11 y 4-12) están alineados en dirección SW-NE, y son coincidentes con los lineamientos magnéticos N60°E que predominan en las áreas sur y suroriental del polígono de aerogeofísica. Estos altos han sido identificados como los responsables de generar pequeños depocentros ubicados en la zona comprendida entre La Primavera, La Caneca y Jamurí, incluyendo el lugar donde se perforó el pozo SD.

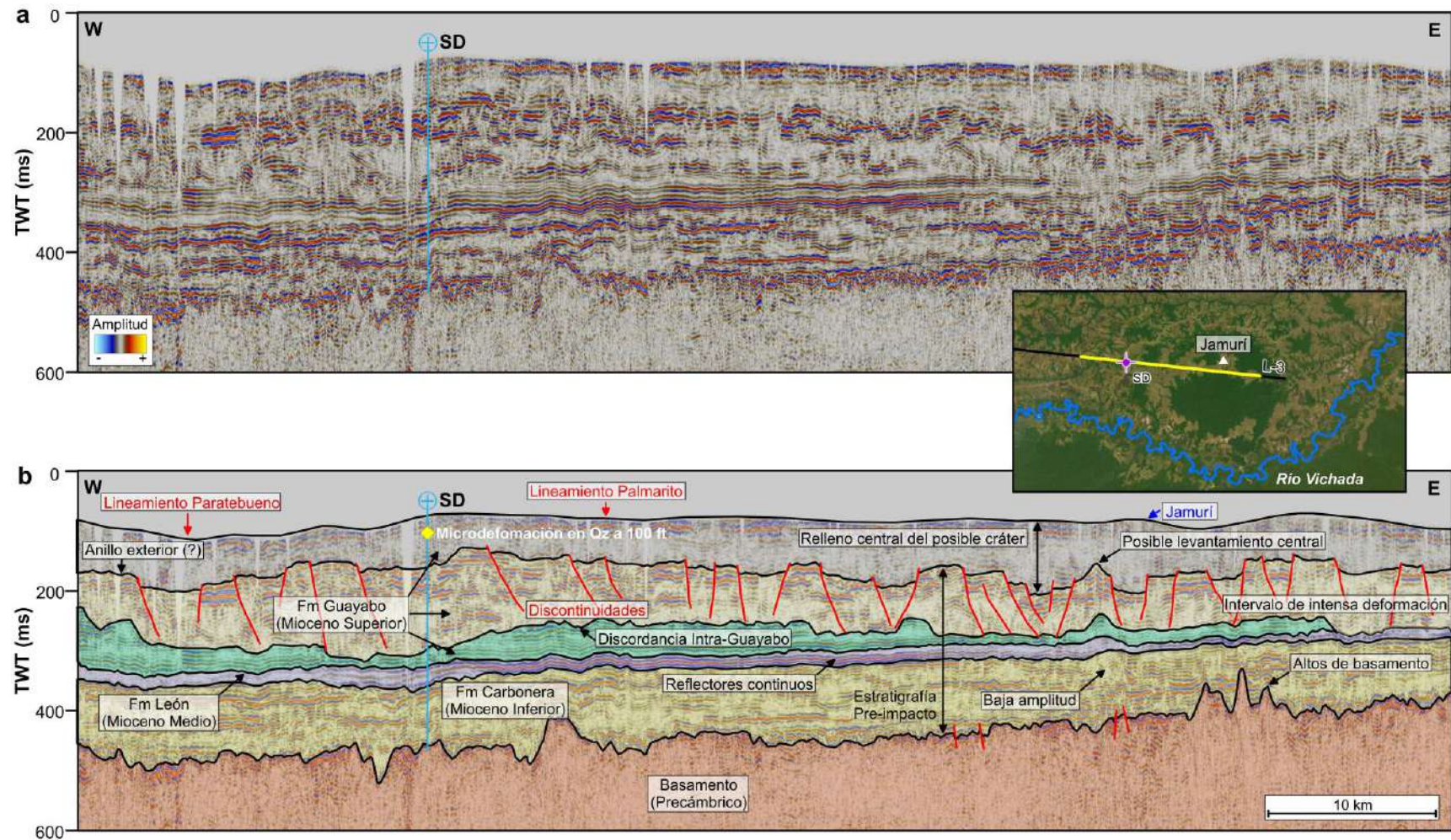


Figura 5-2. Sección sísmica del extremo oriental de la línea L-3 detallando el área de la estructura del Río Vichada. **a)** Sección sísmica no interpretada. **b)** Interpretación de horizontes estratigráficos y estructuras asociadas al cráter de impacto. Exageración vertical aproximada: 14x.

El estudio petrográfico realizado incluyó el análisis detallado de cuarzos en busca de evidencia mineralógica de metamorfismo de impacto. De las ocho secciones delgadas examinadas, en dos de ellas se encontraron rasgos de microdeformación planar (PM) (en el sentido propuesto por French y Koeberl, 2010) en granos de cuarzo sedimentario con tamaños variables entre 30 y 260 μm . Estas microestructuras son sugestivas de deformación por choque, sin embargo, no pueden ser consideradas como características diagnósticas o definitivas, ya que aún no se puede descartar un origen endógeno, ya sea de naturaleza tectónica o metamórfica. En consecuencia, se requiere un avance integral en el estudio de las rocas presentes en el área de la estructura del Río Vichada, mediante investigación mineralógica, petrográfica, geoquímica y de análisis de proveniencia.

Las dos secciones que presentan estos rasgos corresponden a la muestra de ripios de perforación del intervalo 80-100 ft (aprox. 24-30 m) del pozo SD y a la muestra de superficie VIC 05A. En estas secciones, la mayoría de los cuarzos exhiben extinción ondulante y alto grado de fracturamiento. La muestra de pozo corresponde a un nivel de areniscas cuarzosas de grano fino a medio asociadas a la parte superior de la Formación Guayabo, la cual, en la sección sísmica L-3 (Figura 5-2a), se ubica dentro de la zona que ha sido interpretada como de relleno del posible cráter. En la sección delgada de esta muestra (Figura 5-3) se observaron varios granos de cuarzos con rasgos de microdeformación, la mayoría de ellos con uno (Figura 5-3f) o dos conjuntos de PM (Figura 5-3b). Por otra parte, la sección delgada de la muestra VIC 05A expone un nivel de costras ferruginosas de gravas y arenas de los depósitos cuaternarios (Figura 3-7), en el que únicamente se identificó un grano de cuarzo con dos conjuntos de PM (Figura 5-4a)

La menor abundancia de cuarzos con rasgos de microdeformación planar en la sección delgada de la muestra de superficie VIC 05A sugiere que el grano de cuarzo encontrado podría provenir de un retrabajamiento de la unidad que subyace a los depósitos cuaternarios en esta área. En contraste, la sección delgada de pozo de la Formación Guayabo, donde se observa una mayor proporción de cuarzos con microestructuras de deformación, puede estar influenciada directamente por la presencia de material de eyecta en la zona de relleno del cráter.

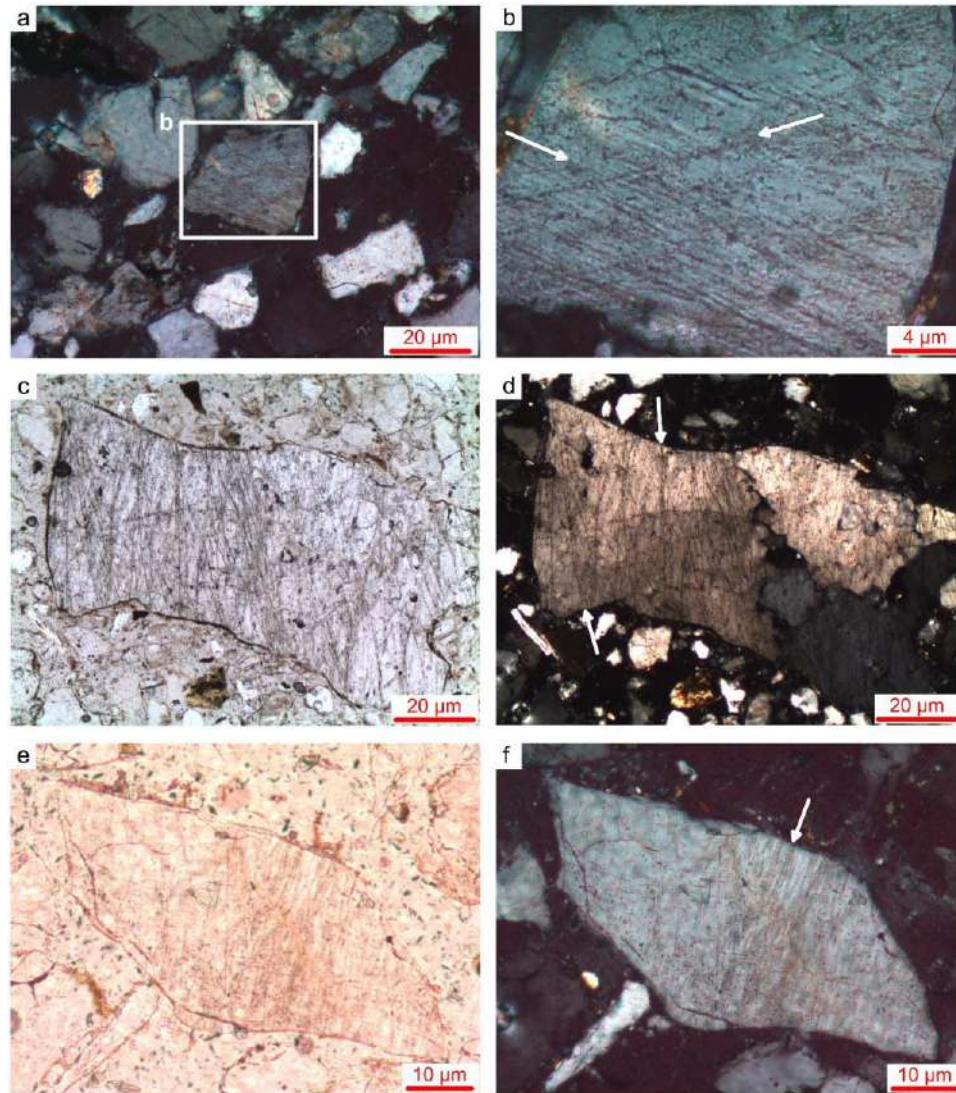


Figura 5-3. Microfotografías de granos de cuarzo con rasgos de microdeformación planar (PM) en la sección delgada del intervalo de profundidad 80-100 ft del pozo SD. **a)** Microfotografía general en luz polarizada cruzada (XPL) mostrando un cuarzo con microestructuras planares junto a otros cuarzoes que no presentan esta característica. **b)** Parte ampliada de (a) detallando un grano de cuarzo con dos conjuntos de PM. **c y d)** Grano de cuarzo con presencia de dos conjuntos de PM y extinción ondulante, microfotografía en XPL (c) y luz polarizada plana (PPL) (d). **e y f)** Microfotografía en XPL (e) y PPL (f) de un grano de cuarzo mostrando un set de PM.

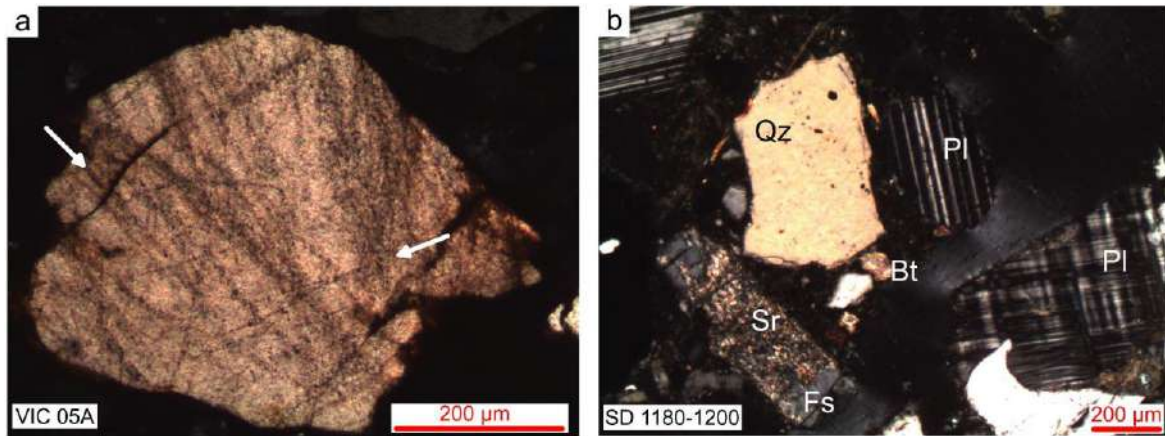


Figura 5-4. Microfotografías en luz polarizada cruzada (XPL) de las secciones delgadas VIC 05A y el intervalo 1180-1200 ft del pozo SD. **a)** Grano de cuarzo con rasgos de microdeformación planar exhibiendo dos conjuntos de microestructuras planares (PM) en la muestra de superficie VIC 05A. **b)** Vista general de la mineralogía de afinidad granítica asociada a la parte superior del basamento en el intervalo de profundidad 1180-1200 ft del pozo SD. Se observan cristales de plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (Fs) fuertemente alterado a sericita (Sr), biotita (Bt) y cuarzo (Qz), donde aparentemente no se evidencia la presencia de microestructuras planares.

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

El área de la estructura del Río Vichada se modeló mediante la integración de información geofísica de magnetometría terrestre y aerotransportada, gamma espectrometría, sísmica de reflexión, sondeos eléctricos verticales y análisis petrofísicos. Este modelo involucró el reconocimiento geológico de superficie, la descripción litológica de muestras de pozo y el análisis petrográfico. Este enfoque no solo permitió evaluar la presencia de formaciones acuíferas, sino que también contribuyó al avance científico sobre la génesis de la estructura del Río Vichada

Se identificó una cuenca sedimentaria del Neógeno compuesta por las formaciones Carbonera, León, Guayabo y depósitos cuaternarios de origen aluvial y eólico como cobertura superficial. El modelamiento geofísico de los datos de resistividad eléctrica permitió investigar los primeros 190 metros de esta secuencia, y posibilitó definir la continuidad lateral de los niveles acuíferos superficiales asociados a los depósitos cuaternarios y la parte superior de la Formación Guayabo.

Las unidades de la secuencia sedimentaria asociada a la estructura exhiben esencialmente porosidad intergranular y conforman múltiples niveles acuíferos en sus capas permeables. Se interpretaron dos grandes unidades hidrogeológicas asociadas a la Formación Guayabo y el miembro C1 de la Formación Carbonera. Estas unidades podrían conformar acuíferos semiconfinados a confinados, profundos, de media a alta productividad y de gran extensión, lo que representa un gran potencial para el abastecimiento de centros poblados y proyectos productivos. Tanto la Formación León como el miembro C2 de la Formación Carbonera se clasificaron como unidades acuícludo.

Los depósitos cuaternarios pueden conformar acuíferos libres de baja a media productividad, con una extensión limitada y un espesor que oscila entre 13 y 64 m. Su porosidad es altamente variable, siendo menor en los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf), donde se observa la presencia de porosidad secundaria por fracturamiento. El potencial de la unidad se concentra en los niveles

arenosos de los Depósitos de penillanura (Qp) y penillanura eólica (Qpe), y constituye una fuente hídrica de importancia local que requiere de estrategias para su gestión y protección con el fin de garantizar la sostenibilidad del recurso.

Dadas las limitaciones en la profundidad de investigación obtenidas mediante el método de resistividad eléctrica, la profundidad del basamento se modeló a partir de la integración de información de pozo, sísmica y las estimaciones de profundidad de las fuentes magnéticas realizadas con los datos de magnetometría terrestre y aerotransportada. El basamento en el área de la estructura del Río Vichada es de composición granítica, y su profundidad varía entre 186 m al oriente de Chaparral, y 586 metros en el sector occidental del área. Presenta una profundización principal hacia el noroeste, en dirección N60°W, y una profundización secundaria en dirección aproximada N20°W. La geomorfología del basamento es altamente irregular, caracterizada por la presencia de múltiples altos de basamento orientados en sentido SW-NE y SE-NW, los cuales se correlacionan con los lineamientos magnéticos N60°E y N56°W, obtenidos a partir de la derivada *tilt* de los datos magnéticos.

El estudio demostró que el análisis de datos aerotransportados de espectrometría de rayos gamma, en conjunto con un control de campo y mediciones petrofísicas, permite la caracterización detallada de los depósitos cuaternarios superficiales del área de estudio. La clasificación radiométrica resultó de especial utilidad en la identificación y delimitación de unidades geológicas con potencial de favorecer la infiltración y la recarga de acuíferos en las áreas con densa cobertura vegetal que han sido uniformemente cartografiadas con unidades no diferenciadas en los mapas geológicos de superficie. Este enfoque posiciona a la herramienta como una opción clave para apoyar la cartografía geológica y el estudio de suelos en la fase inicial de la exploración de aguas subterráneas.

En el marco del actual contexto de desarrollo económico del país y ante la necesidad de diversificar la producción agropecuaria del departamento del Vichada, el estudio de las aguas subterráneas se convierte en un elemento esencial para la viabilidad de potenciales proyectos en la región. En este sentido, la metodología implementada en este trabajo constituye una alternativa práctica para la fase de exploración inicial de los estudios que tengan como propósito la estimación del potencial hidrogeológico en zonas de la altillanura de la Orinoquía.

La información sísmica analizada muestra un intervalo de intensa deformación caracterizado por la presencia de múltiples discontinuidades en las reflexiones sísmicas, en apariencia de bloques desplomados en forma de terrazas dentro de la Formación Guayabo. En esta unidad se interpreta un posible levantamiento central de 2.5 km de diámetro al sur del sector Jamurí. Esta estructura coincide con las anomalías magnéticas concéntricas identificadas mediante la señal analítica derivada de la integración de datos magnéticos aerotransportados y terrestres. Estos hallazgos plantean la hipótesis de un posible cráter asociado a un impacto ocurrido durante o posterior a la sedimentación de la parte superior de la Formación Guayabo, para la cual se ha reportado una edad de Mioceno medio a superior.

El análisis petrográfico realizado reveló rasgos de microdeformación planar (PM) en granos de cuarzos presentes en dos secciones delgadas de areniscas. Se identificaron varios granos de cuarzo que contienen estas microestructuras en un nivel arenoso del segmento superior de la Formación Guayabo, la mayoría de ellos con uno o dos conjuntos de PM, en la sección delgada del intervalo de profundidad 80-100 ft (aprox. 26-30 m) en un pozo estratigráfico ubicado 19 km al oeste del posible levantamiento central de la estructura. Por otra parte, se encontró un grano de cuarzo en la sección delgada de una muestra de superficie recolectada en un nivel cementado de los Depósitos asociados a costras ferruginosas (Qcf) ubicado al sur de la estructura, en cercanías del río Vichada. Este hallazgo representa un avance significativo en el estudio de la evidencia geológica asociada al posible evento de impacto. Sin embargo, se requiere profundizar en la investigación geoquímica y geológica de la estructura.

6.2 Recomendaciones

Es necesario densificar la adquisición de datos geofísicos terrestres que permitan la caracterización detallada de la secuencia sedimentaria y complementar el modelo geológico planteado, en especial en las zonas de difícil acceso y con alta densidad de vegetación. Para lograrlo, se recomienda el desarrollo de campañas de adquisición empleando métodos electromagnéticos, incluyendo sondeos audiomagnetotelúricos (AMT) y sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM). Estas metodologías poseen un amplio rango de profundidad de investigación, y al ser aplicadas en conjunto, facilitarán detallar las propiedades eléctricas de la secuencia sedimentaria.

Si bien se han identificado niveles potencialmente acuíferos en el municipio de Cumaribo, se requiere continuar con estudios hidrológicos, hidráulicos, hidrogeoquímicos e isotópicos, así como

perforaciones exploratorias que permitan validar el modelo propuesto, además de evaluar la calidad, cantidad y direcciones de flujo de las aguas subterráneas de la zona. De esta manera, se podrá construir un modelo hidrogeológico conceptual robusto que sirva como soporte para el aprovechamiento, la gestión y la protección del recurso hídrico subterráneo de la región.

Con el propósito de evaluar y aprovechar las aguas subterráneas para consumo doméstico y agroindustrial, se recomienda la perforación de pozos exploratorios en dos de los centros poblados con mayor cantidad de habitantes en el área de estudio: Palmarito y Chaparral. La Tabla 6-1 resume la proyección de las profundidades de las unidades geológicas y geoelectricas que podrían encontrarse en los pozos recomendados. Para estas perforaciones, se propone realizar un muestreo de agua para el análisis fisicoquímico de los diferentes acuíferos captados, así como una descripción detallada de los ripios de perforación obtenidos y la adquisición de registros eléctricos de calidad, que reporten la resistividad del fluido de perforación utilizado. Esta información es de especial interés para conocer la resistividad, salinidad y calidad de las aguas de las formaciones Guayabo y Carbonera en la parte distal de la cuenca de los Llanos Orientales.

Tabla 6-1. Prognosis de las profundidades de las unidades geológicas y geoelectricas en los pozos exploratorios recomendados para los centros poblados de Palmarito y Chaparral.

Pozo	Prognosis de las unidades geológicas a partir de datos sísmicos (m)				Profundidades de unidades geoelectricas (m)		
	Discordancia Intra-Guayabo	Tope Fm León	Tope Fm Carbonera	Tope Basamento	Espesor saturado en la UG A	Tope UG B	Tope UG C
Palmarito	146	205	230	362	42	54	134
Chaparral	133	153	178	315	15	18	60

Se recomienda implementar estrategias que promuevan la apropiación social de los avances presentados en la investigación de la estructura del Río Vichada. De esta manera, se busca ampliar el conocimiento de la comunidad sobre la diversidad geológica de su territorio, y se abren espacios de discusión para contemplar futuros proyectos productivos, turísticos y de conservación en torno al agua subterránea y al posible cráter de impacto.

Bibliografía

- Acevedo, R. D., Rocca, M. C. L., Ponce, J. F., y Stinco, S. G. (2015). *Impact Craters in South America*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-13093-4>
- Alcaldía Cumaribo. (2020). *Plan de Desarrollo Municipal 2020-2023. Cumaribo, Vichada*.
- Alcaldía de Cumaribo. (2016). *Plan de Desarrollo Municipal Cumaribo 2016 - 2019*.
- Alcaldía de Cumaribo. (2024). *Plan de desarrollo municipal 2024-2027: Construyendo Paz y Progreso. Municipio de Cumaribo, Vichada*.
- Alken, P., Thébault, E., Beggan, C. D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T. N., Brown, W. J., Califf, S., Chambodut, A., Chulliat, A., Cox, G. A., Finlay, C. C., Fournier, A., Gillet, N., Grayver, A., Hammer, M. D., Holschneider, M., Huder, L., ... Zhou, B. (2021). International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. *Earth, Planets and Space*, 73(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- ANH. (2006). *Proyecto de crudos pesados, informe final*.
- ANH. (2012). *Cuenca Llanos Orientales: Integración Geológica de la Digitalización y Análisis de Núcleos*.
- Asquith, G., y Krygowski, D. (2004). *Basic Well Log Analysis* (E. Mancini (ed.); Second Edi). The American Association of Petroleum Geologist.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. A., y Martínez, J. F. (2007). *Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal* (ANH and B&M Exploration Ltda (ed.)). Agencia Nacional de Hidrocarburos.
- Bayona, G., Valencia, A., Mora, A., Rueda, M., Ortiz, J., y Montenegro, O. (2008). Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia. *Geología Colombiana*, 33(33), 23–46.
- BHP. (2012). *Geology Final Report. CPE-5 SD Well*.
- Bonilla, A., Frantz, J. C., Charão-Marques, J., Cramer, T., Franco-Victoria, J., Mulocher, E., y Amaya-Perea, Z. (2014). *Petrography, geochemistry and geochronology of Parguaza granite in Colombia*. <https://www.researchgate.net/publication/262435701>
- Campos, H., y Mann, P. (2015). Chapter 19: Tectonostratigraphic Evolution of the Northern Llanos Foreland Basin of Colombia and Implications for Its Hydrocarbon Potential. *AAPG Memoir*, 108, 517–546. <https://doi.org/10.1306/13531948M1083651>
- Cannon, S. (2015). Introduction. En *Petrophysics: A Practical Guide* (First Edition, pp. 1–18).

Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119117636.ch1>

- Cárdenas, D. (2022). *Zonificación hidrogeológica de Colombia a partir de información existente, incluyendo rocas cristalinas*. Universidad Nacional de Colombia.
- Catuneanu, O. (2004). Retroarc foreland systems—evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3), 225–242. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004>
- Cavero, J., Orellana, N. H., Yemez, I., Singh, V., y Izaguirre, E. (2016). Importance of conceptual geological models in 3D reservoir modelling. *First Break*, 34(7). <https://doi.org/10.3997/1365-2397.2016010>
- Checa Jiménez, J. (2022). *Adquisición de datos sísmicos en Colombia* (Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ed.)). ACGGP.
- Consorcio Geominas-Gemi. (2014a). *Estudios de cartografía geológica a escala 1:100.000 Bloque 8 en el Vichada, Plancha 257 - Caño Ariba, Memoria Explicativa* (Número 2130206).
- Consorcio Geominas-Gemi. (2014b). *Geología de la Plancha 238 Palmarito. Escala 1:100.000*.
- Consorcio Geominas-Gemi. (2014c). *Geología de la Plancha 257 Caño Ariba. Escala 1:100.000*.
- Consorcio Quimbayas 1. (2014). *Caracterización hidrogeológica Bloque CPE-4 2D. Cumaribo, Vichada*.
- Crósta, A. P., Reimold, W. U., Vasconcelos, M. A. R., Hauser, N., Oliveira, G. J. G., Maziviero, M. V., y Góes, A. M. (2019a). Impact cratering: The South American record—Part 2. *Geochemistry*, 79(2), 191–220. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.09.002>
- Crósta, A. P., Reimold, W. U., Vasconcelos, M. A. R., Hauser, N., Oliveira, G. J. G., Maziviero, M. V., y Góes, A. M. (2019b). Impact cratering: The South American record – Part 1. *Geochemistry*, 79(1), 1–61. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.06.001>
- Curto, J. B., Diniz, T., Vidotti, R. M., Blakely, R. J., y Fuck, R. A. (2015). Optimizing depth estimates from magnetic anomalies using spatial analysis tools. *Computers and Geosciences*, 84, 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.07.018>
- Delgado, A., y Gelvez, J. C. (2007). *Significado de la discordancia Intraformacional de la Formación Guayabo en el “Foreland” de los Llanos Orientales en el área del Casanare y su relación con la orogenia de la Cordillera Oriental/Colombia*. Universidad Industrial de Santander.
- Delgado, A., Mora, A., y Reyes-Harker, A. (2012). Deformation partitioning in the Llanos foreland basin during the Cenozoic and its correlation with mountain building in the hinterland. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 228–244. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.011>
- Duarte, E., Bayona, G., Jaramillo, C., Parra, M., Romero, I., y Mora, J. A. (2017). Identificación de los máximos eventos de inundación marina miocenos y su uso en la correlación y análisis de la cuenca de antepaís de los llanos orientales, Colombia. *Boletín de Geología*, 39(1), 19–40. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017001>
- Duval, J. S. (1983). Composite color images of aerial gamma-ray spectrometric data.

- GEOPHYSICS*, 48(6), 722–735. <https://doi.org/10.1190/1.1441502>
- Enemark, T., Peeters, L. J. M., Mallants, D., y Batelaan, O. (2019). Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology*, 569, 310–329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.007>
- Er, K. (2024). *Evaluation of the WaPOR v3 Dataset for Crop Water Productivity and Precision Agriculture Applications*. University of Twente.
- Ernstson, K. (2009). Magnetic, geothermal, and radioactivity methods. En R. Kirsch (Ed.), *Groundwater Geophysics* (pp. 275–294). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7_9
- Espriella, R. de la, Flórez, C., Galvis, J., González, C. F., Mariño, J., y Pinto, H. (1990). Geología Regional del Norte de la Comisaría del Vichada. *Geología Colombiana*, 17(17), 93–106.
- Fedi, M., Rapolla, A., y Russo, G. (1999). Upward continuation of scattered potential field data. *GEOPHYSICS*, 64(2), 443–451. <https://doi.org/10.1190/1.1444549>
- French, B. M., y Koeberl, C. (2010). The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: What works, what doesn't, and why. *Earth-Science Reviews*, 98(1–2), 123–170. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.009>
- Fundacyti Colombia. (2017). *Prueba de Bombeo: Pozo profundo Barrio Nicolino Mattar*.
- Geominas-Gemi, C. (2014). *Estudios de cartografía geológica a escala 1:100.000 bloque 8 en el Vichada, Plancha 238 - Palmarito, Memoria explicativa* (Número 2130206).
- Glass, B. P., y Simonson, B. M. (2013). *Distal Impact Ejecta Layers. A Record of Large Impacts in Sedimentary Deposits* (C. Koeberl (ed.); Berlin). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-88262-6>
- Gómez, E., Flannery, M., Karazincir, M., Jennings, L., Paterson, L., Ruder, M., y Sanchez, J. (2012). *Geological Evaluation of the CPE-5 Block, Llanos Basin, Colombia*.
- Gonzalez-Penagos, F., Moretti, I., France-Lanord, C., y Guichet, X. (2014). Origins of formation waters in the Llanos foreland basin of Colombia: Geochemical variation and fluid flow history. *Geofluids*, 14(4), 443–458. <https://doi.org/10.1111/GFL.12086>
- Gonzalez, C. F., y Pinto, H. (1990). Petrografía del Granito de Parguaza y otras Rocas Precámbricas en el Oriente de Colombia. *Geología Colombiana*, 17, 107–121.
- Grieve, R. A. F. (1990). Impact Cratering on the Earth. *Scientific American*, 262(4), 66–73. <https://doi.org/10.2307/24996714>
- Griffiths, D. H., y King, R. F. (1981). Radiometric Surveys and Remote Sensing. En *Applied Geophysics for Geologists and Engineers* (pp. 197–201). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-022072-7.50015-2>
- Henderson, R. G., y Zietz, I. (1949). The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *GEOPHYSICS*, 14(4), 517–534. <https://doi.org/10.1190/1.1437560>
- Henkel, H. (1992). Geophysical aspects of meteorite impact craters in eroded shield environment, with special emphasis on electric resistivity. *Tectonophysics*, 216(1–2), 63–89.

[https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90156-Z](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90156-Z)

- Hergarten, S., y Kenkmann, T. (2015). The number of impact craters on Earth: Any room for further discoveries? *Earth and Planetary Science Letters*, 425, 187–192.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.009>
- Hernández, O., y Alexander, G. . (2018). Vichada asteroid impact effects from simulation of regional environmental consequences of a meteoroid impact on Earth. *Earth Sciences Research Journal*, 22(1), 7–12. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.15446/esrj.v22n1.65459>
- Hernández, O., Khurama, S., y Alexander, G. C. (2011). Structural modeling of the Vichada impact structure from interpreted ground gravity and magnetic anomalies. *Boletín de Geología*, 33(1), 15–26.
- Hernández, O., von Frese, R., y Khurama, S. (2009). Geophysical evidence for an impact crater in Vichada. northwestern South America and its economic potencial. *Earth Sciences Reserch Journal*, 13(2), 97–107.
- Hinze, W. J., Frese, R. R. B. von, Frese, R. Von, y Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129>
- Horton, B. K. (2022). Unconformity development in retroarc foreland basins: implications for the geodynamics of Andean-type margins. *Journal of the Geological Society*, 179(3).
<https://doi.org/10.1144/jgs2020-263>
- Hunt, C., Moskowitz, B., y Banerjee, S. K. (1995). Magnetic properties of rocks and minerals. En T. Ahrens (Ed.), *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants* (pp. 189–204). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/rf003p0189>
- IDEAM. (2010). *Estudio Nacional del Agua 2010*. Estudio Nacional del Agua 2010. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM).
- IDEAM. (2014). *Estudio Nacional del Agua 2014*. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM).
- IDEAM. (2023). *Estudio Nacional del Agua 2022*.
- IGAC. (2014). *Estudio general de suelos y zonificación de tierras, Departamento de Vichada*.
- IGAC. (2022). *Glosario de términos geomorfológicos aplicados a levantamientos de suelo*.
- INGEOMINAS. (2004). Programa de exploración de aguas subterráneas. *Instituto Colombiano de Geología y Minería*, 45.
- International Atomic Energy Agency. (1991). *Airborne Gamma Ray Spectrometer Surveying. Technical Report Series No 323*.
- International Atomic Energy Agency. (2003). *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data* (Vol. 4, Número July).
http://cdiac.esd.ornl.gov/oceans/GLODAP/glodap_pdfs/Thermohaline.web.pdf
- Karazincir, M. (2011). *Processing of the CPE 5 2D LandSeismic Lines Llanos Orientales -*

- Colombia: Final Processing Report.*
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration* (Third Edit). Blackwell Science Ltd.
- Kenkmann, T., Poelchau, M. H., y Wulf, G. (2014). Structural geology of impact craters. *Journal of Structural Geology*, 62, 156–182. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.01.015>
- Khurama, S. (2007). *Caracterización geológica y gofísica de la estructura del Río Vichada, Inspección de Palmarito, Departamento de Vichada*. Universidad Nacional de Colombia.
- Kirsch, R., y Yaramanci, U. (2009). Geoelectrical methods. En *Groundwater Geophysics* (pp. 85–117). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7_3
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (Second Edi). Cambridge University Press.
- MacLeod, I. N., Jones, K., y Dai, T. F. (1993). 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes. *Exploration Geophysics*, 24(3–4), 679–687. <https://doi.org/10.1071/EG993679>
- McSween, J. H. Y., Moersch, J. E., Burr, D. M., Dunne, W. M., Emery, J. P., Kah, L. C., y McCanta, M. C. (2019). *Planetary Geoscience*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316535769>
- Merril, R., McElhinny, M., y McFadden, P. (1996). *The Magnetic Field of the Earth Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press.
- Miller, H. G., y Singh, V. (1994). Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. En *Journal of Applied Geophysics* (Vol. 32).
- Moyano, I., Cordani, R., Lara, M., Rojas, Ó., Puentes, M., Ospina, D., Arias, H., Gómez, E., Torrado, S., Robayo, A., y Prieto, G. (2021). Magnetic and gamma-ray spectrometric airborne geophysical data for investigating potential mineral resources and generating geoscientific knowledge in Colombia. *Boletín Geológico*, 48, 5–10. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.48.SpI.1.2021.574>
- Moyano, I., Lara, N., Arias, H., Gómez, E., Ospina, D., Puentes, M., Robayo, A., Rojas, O., y Torrado, S. (2020a). *Mapa de anomalías geofísicas de Colombia para recursos minerales: Fuentes magnéticas modeladas a partir de la inversión del vector magnético. Escala 1:1'500.000*.
- Moyano, I., Lara, N., Arias, H., Gómez, E., Ospina, D., Puentes, M., Robayo, A., Rojas, O., y Torrado, S. (2020b). *Memoria explicativa Mapa de anomalías geofísicas de Colombia para recursos minerales, versión 2020*.
- Moyano Nieto, I. E., y Prieto, G. A. (2021). Structural signatures of the Amazonian Craton in eastern Colombia from gravity and magnetometry data interpretation. *Tectonophysics*, 800. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228705>
- Nettleton, L. L. (1971). 8. The Magnetic Field. En *Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists* (pp. 73–77). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802433.ch8>
- Ochoa, A., Rios, P. A., Oviedo, J. A., Cardozo, A. M., y Cubides, J. (2014a). *Geología de la*

Plancha 237 Caño Arreita. Escala 1:100.000.

- Ochoa, A., Ríos, P., Cardozo, A. M., y Cubides, J. (2014). *Cartografía geológica y muestreo geoquímico de las planchas 237 y 256 Departamento de Vichada - Memoria Explicativa.*
- Ochoa, A., Ríos, P., Oviedo, J., Cardozo, A. M., y Cubides, J. (2014b). *Geología de la Plancha 256 Marsella. Escala 1:100.000.*
- Osinski, G. R., Grieve, R. A. F., Ferrière, L., Losiak, A., Pickersgill, A. E., Cavosie, A. J., Hibbard, S. M., Hill, P. J. A., Bermudez, J. J., Marion, C. L., Newman, J. D., y Simpson, S. L. (2022). Impact Earth: A review of the terrestrial impact record. En *Earth-Science Reviews* (Vol. 232). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104112>
- Ospina, D. L. (2016). *Análisis de la información proveniente del satélite GRACE para el monitoreo de la acumulación de agua subterránea: caso ejemplo provincia hidrogeológica de los Llanos Orientales.* Universidad Nacional de Colombia.
- Pacheco, S., Veloza, J., Morales, C. J., y Villate, J. (2008). *Mapa de permeabilidades de Colombia Plancha 5-11, escala 1:500.000.*
- Pacheco, S., Veloza, J., Morales, C. J., y Villate, J. (2010). *Memoria técnica Plancha 5-11 Mapa de permeabilidades de Colombia en escala 1:500.000.*
- Pati, J. K., y Reimold, W. U. (2007). Impact cratering-fundamental process in geoscience and planetary science. *Journal of Earth System Science*, 116(2), 81–98. <http://craters.gsfc.nasa.gov>
- Person, M., Butler, D., Gable, C. W., Villamil, T., Wavrek, D., y Schelling, D. (2012). Hydrodynamic stagnation zones: A new play concept for the Llanos Basin, Colombia. *AAPG Bulletin*, 96(1), 23–41. <https://doi.org/10.1306/08101111019>
- Pilkington, M., y Grieve, R. A. F. (1992). The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Reviews of Geophysics*, 30(92), 161–181.
- Reimold, W. U., y Koeberl, C. (2014). Impact structures in Africa : A review. *Journal of African Earth Sciences*, 93, 57–175. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.01.008>
- Reimold, W. U., Koeberl, C., Gibson, R. L., y Dressler, B. O. (2005). Economic Mineral Deposits in Impact Structures: A Review. *Impact Tectonics; with 187 figures. Edited by Christian Koeberl and Herbert Henkel. ISSN: 1612-8338; ISBN: 3-540-24181-7. Published by Springer*, 479. https://doi.org/10.1007/3-540-27548-7_20
- Reolid, M., Iwańczuk, J., Mattioli, E., y Abad, I. (2020). Integration of gamma ray spectrometry, magnetic susceptibility and calcareous nannofossils for interpreting environmental perturbations: An example from the Jenkyns Event (lower Toarcian) from South Iberian Palaeomargin (Median Subbetic, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 110031. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2020.110031>
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (2nd Edition). Wiley-Blackwell John Wiley & Sons, Ltd. www.wiley.com/go/reynolds/introduction2e
- Rocca, M. C. L. (2004). Rio Vichada : A Possible 50 Km Wide Impact Structure in Colombia , South America. *67th Annual Meteoritical Society Meeting*, 1–2.

- Roksandić, M. M. (1978). Seismic facies analysis concepts*. *Geophysical Prospecting*, 26(2), 383–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1978.tb01600.x>
- SAIC Exploranium. (2004). *GR-135 The Identifier System Manual*.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., y Smith, R. (2007). Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26(12), 1502–1505. <https://doi.org/10.1190/1.2821934>
- Sheriff, R. E., y Geldart, L. P. (2012a). Seismic velocity. En *Exploration Seismology* (pp. 107–144). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139168359.006>
- Sheriff, R. E., y Geldart, L. P. (2012b). Theory of seismic waves. En *Exploration Seismology* (pp. 33–72). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139168359.003>
- Simm, R., y Bacon, M. (2014). *Seismic Amplitude An Interpreter's Handbook*. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511984501>
- Strom, R. G., Croft, S. K., y Barlow, N. G. (1992). The terrestrial impact cratering record. *Tectonophysics*, 216, 1–30. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90152-V](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90152-V)
- Struckmeier, W., y Margat, J. F. (1995). *Hydrogeological Maps: A guide and a Standard Legend* (Internatio, Vol. 17). Heise.
- Telford, V. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Second Edi). Cambridge University Press.
- TerriData. (2024). *Ficha territorial Cumaribo, Vichada*.
- Torrado-Perez, S. (2019). *Modelamiento de la estructura de impacto del Río Vichada a partir de la interpretación de anomalías gravimétricas, magnéticas y de resistividad eléctrica* [Universidad Nacional de Colombia]. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/77222>
- Torrado, L. (2012). Non-Marine, Late Eocene-Oligocene Sequence Stratigraphy and Changing Fluvial Style in the Northern Llanos Foreland Basin of Colombia. *MSc Thesis University of Houston*.
- Torrado, L., Carvajal-Arenas, L. C., Mann, P., y Bhattacharya, J. (2020). Integrated seismic and well-log analysis for the exploration of stratigraphic traps in the Carbonera Formation, Llanos foreland basin of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 104(July 2019), 102607. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102607>
- Unidad de Servicios Públicos AAA. (2015). *Estudio y diseño de redes hidráulicas del Acueducto de agua potable para el centro poblado Palmarito, Cumaribo*.
- Westbroek, H.-H., y Stewart, R. (1996). The formation, morphology, and economic potential of meteorite impact craters. *CREWES Research Report*, 8, 34–60.
- ZH Instrumrments. (2022). *Magnetic susceptibility meter SM-30 User Manual*.
- Zhang, H., Marangoni, Y. R., Hu, X., y Zuo, R. (2014). NTRTP: A new reduction to the pole method at low latitudes via a nonlinear thresholding. *Journal of Applied Geophysics*, 111, 220–227. <https://doi.org/10.1016/J.JAPPGEO.2014.10.010>