

Caracterización del sistema kárstico asociado a las rocas de la Formación Rosablanca en el  
Anticlinal de Cerro Negro (Sur del departamento de Santander)

John Fredy Naranjo Archila, César Mauricio Velandia Nuñez

Trabajo de Grado para Optar el título de Geólogo

Director

Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres  
Geólogo, Profesor UIS

Codirectora

Rocío del Pilar Bernal Olaya  
Geóloga, PhD. Ciencias Geológicas.

Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Físico - Químicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga  
2020

**Dedicatoria**

A Dios.

A mis padres Alfonso y Teresa, quienes a pesar de todas las dificultades me apoyaron para salir adelante y obtener mi título profesional, logro que no es solo para mi trayectoria personal, sino también para ellos, es un sueño hecho realidad.

A familiares y compañeros que han estado presente durante esta etapa de mi vida.

A Stefhany R. quien fue mi gran apoyo durante el inicio de mi vida universitaria

A Cristian Forero por su amistad durante la carrera.

Y demás personas que contribuyeron para hacer esto realidad.

John Fredy Naranjo Archila

**Dedicatoria**

A mi madre Martha, por apoyarme durante toda mi vida y mi carrera este título también  
es para ella.

A mi hermana Natalia por alentarme a estudiar esta carrera.

A mi tía Cristina por ser un apoyo durante toda mi carrera y por todos los consejos que  
me brindo.

Cesar Mauricio Velandia Nuñez

### **Agradecimientos**

A los docentes Leonardo Villamizar y Rocío Bernal, por el acompañamiento y aporte de conocimiento que nos brindaron durante el desarrollo de este proyecto.

A las escuelas de Física y Geología por el préstamo de los equipos necesarios para realizar el proyecto.

A Jorge Marín quien nos gestionó y facilitó encontrar alojamiento en la zona de campo.

A la comunidad de la Vereda Barroblanco y Amansagatos en especial a Don Edison y su familia, por compartir su hogar y brindarnos compañía durante el trabajo de campo.

**Tabla de Contenido**

|  | Pág. |
|--|------|
| Introducción.....  | 22   |
| 1. Objetivos .....   | 23   |
| 1.1 Objetivo General.....  | 23   |
| 1.2 Objetivos Específicos.....   | 23   |
| 2. Generalidades .....   | 24   |
| 2.1 Localización.....  | 24   |
| 2.2 Clima .....  | 26   |
| 2.3 Marco geológico regional.....  | 27   |
| 3. Estado del arte.....  | 28   |
| 4. Marco Teórico.....  | 29   |
| 4.1 Rocas carbonatadas .....   | 29   |
| 4.2 Karst .....  | 31   |
| 4.2.1 Factores que intervienen en el desarrollo del karst. ....            | 32   |
| 4.2.2 Proceso de disolución.....   | 38   |
| 4.2.3 Zonación del sistema kárstico y/o zonas hidrológicas del karst. .... | 43   |
| 4.2.4 Formas kársticas.....  | 45   |
| 4.2.5 Morfometría de depresiones cerradas.....                             | 51   |
| 4.3 Tomografía de resistividad eléctrica .....                             | 53   |
| 4.3.1 Resistividad y conductividad.....                                    | 54   |
| 4.3.2 Inversión.....   | 57   |

|       |  |     |
|-------|--|-----|
| 4.3.3 | Profundidad de investigación (DOI).                              | 58  |
| 4.3.4 | Error RMS.   | 59  |
| 5.    | Metodología.   | 59  |
| 5.1   | Pre-campo  | 60  |
| 5.2   | Salida de campo  | 61  |
| 5.2.1 | Adquisición de datos de tomografía eléctrica vertical.           | 63  |
| 5.3   | Cartografía geológica y geomorfológica                           | 65  |
| 5.4   | Análisis de lineamientos   | 65  |
| 5.5   | Morfometría  | 67  |
| 5.6   | Inversión de datos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) | 68  |
| 6.    | Resultados.  | 70  |
| 6.1   | Geología de la zona de estudio                                   | 70  |
| 6.1.1 | Formación Cumbre (Kic)   | 73  |
| 6.1.2 | Formación Rosablanca (Kir)                                       | 75  |
| 6.1.3 | Formación Paja (Kimpa)   | 80  |
| 6.1.4 | Depósito aluvial (Qal)   | 81  |
| 6.1.5 | Geología Estructural   | 82  |
| 6.2   | Geomorfología  | 86  |
| 6.2.1 | Geoformas de origen denudacional                                 | 88  |
| 6.2.2 | Geoformas de origen estructural                                  | 97  |
| 6.2.3 | Geoformas de origen kárstico                                     | 99  |
| 6.3   | Análisis estadístico de depresiones cerradas                     | 107 |
| 6.3.1 | Área   | 108 |

|       |  |     |
|-------|--|-----|
| 6.3.2 | Perímetro.....   | 111 |
| 6.3.3 | Longitud.....  | 111 |
| 6.3.4 | Relación de alargamiento..   | 113 |
| 6.3.5 | Distribución espacial. ....  | 118 |
| 6.4   | Análisis de orientaciones .....                                    | 121 |
| 6.4.1 | Análisis de diaclasas.....   | 123 |
| 6.4.2 | Análisis de lineamientos.....                                      | 123 |
| 6.4.3 | Análisis de orientaciones de depresiones cerradas (Eje Mayor)..... | 125 |
| 6.4.4 | Diaclasas vs Eje Mayor..   | 125 |
| 6.5   | Tomografía de resistividades eléctrica (TRE) .....                 | 128 |
| 6.5.1 | TRE 1 .....  | 128 |
| 6.5.2 | TRE 2 .....  | 130 |
| 6.6   | Morfogénesis .....   | 133 |
| 7.    | Discusión .....  | 136 |
| 8.    | Conclusiones.....  | 138 |
| 9.    | Recomendaciones .....  | 140 |
|       | Referencias bibliográficas .....                                   | 142 |

### Lista de Tablas

|  |     |
|--|-----|
| Tabla 1. <i>Clasificación de forma de acuerdo con el parámetro de relación de alargamiento propuesto por (Basso et al., 2013).</i> ..... | 52  |
| Tabla 2. <i>Coeficiente para determinar la profundidad efectiva en el arreglo Wenner.</i> .....  | 58  |
| Tabla 3. <i>Coordenadas inicio y final de las líneas de tomografía.</i> .....  | 63  |
| Tabla 4. <i>Valores obtenidos a partir del análisis estereográfico.</i> .....  | 84  |
| Tabla 5. <i>Área de los ambientes y unidades geomorfológicas presentes en la zona de estudio.</i><br>.....                               | 88  |
| Tabla 6. <i>Coordenadas de las Cuevas.</i> .....   | 106 |
| Tabla 7. <i>Áreas y numero de depresiones para la zona de estudio.</i> .....   | 108 |
| Tabla 8. <i>Intervalos de áreas determinados mediante rupturas naturales de Jenks en QGIS.</i><br>.....                                  | 109 |
| Tabla 9. <i>Clasificación de forma de las depresiones cerradas de acuerdo con el índice de alargamiento.</i> .....                       | 115 |
| Tabla 10. <i>Resumen de parámetros morfométricos</i> .....   | 118 |
| Tabla 11. <i>Resultados obtenidos del análisis de vecinos más próximos.</i> .....  | 119 |
| Tabla 12. <i>Unidades geoelectricas determinadas en la linea TRE 1.</i> .....  | 130 |
| Tabla 13. <i>Unidades geoelectricas determinadas en la linea TRE 2</i> .....   | 133 |

### Lista de Figuras

|  |    |
|--|----|
| <i>Figura 1.</i> Localización del área de estudio, en el anticlinal de Cerro Negro, geología basada en la plancha 151 del servicio geológico.....                                | 25 |
| <i>Figura 2.</i> Climatología de la estación pluviométrica de Charalá, la gráfica muestra la precipitación media anual y la temperatura seca media anual entre 1983 y 2018. .... | 27 |
| <i>Figura 3.</i> Comparación de terrenos kársticos en climas templados y tropicales. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).....  | 32 |
| <i>Figura 4.</i> Diagrama esquemático mostrando el papel de planos de estratificación y fracturas en el movimiento de agua subterránea. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010)..... | 34 |
| <i>Figura 5.</i> Variación de la permeabilidad como función del fracturamiento. Adaptado de (Bazalgette, 2004).....  | 35 |
| <i>Figura 6.</i> organización espacial de discontinuidades abiertas en una zona plegada. Adaptado de (Gilli & Fandel, 2015). ....  | 36 |
| <i>Figura 7.</i> Elementos de un pliegue. Adaptado de (Fossen, 2010). ....   | 36 |
| <i>Figura 8.</i> Relación ideal entre un set de diaclasas con una capa plegada. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).....   | 37 |
| <i>Figura 9.</i> Desarrollo de fracturas extensionales y fallas normales en la cresta y la zona axial superior de un anticlinal. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010). ....       | 38 |
| <i>Figura 10.</i> Transferencia de masa a través de la interfaz aire/agua y agua/roca. Adaptado de (Bögli, 1980). ....   | 39 |
| <i>Figura 11.</i> Disociación del Dióxido de Carbono en el agua. Adaptado de (Bögli, 1980). ....   | 39 |
| <i>Figura 12.</i> Disociación del ácido carbónico (H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ). Adaptado de (Bögli, 1980). ....   | 39 |
| <i>Figura 13.</i> Disociación de la Calcita. Adaptado de (Bögli, 1980).....  | 40 |

|   |    |
|---|----|
| <i>Figura 14.</i> El CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> –producto de la disociación de la Calcita se asocia con el ion H <sup>+</sup> resultado de la disociación de H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> . Adaptado de (Bögli, 1980)..... | 40 |
| <i>Figura 15.</i> Zonación del sistema kárstico. Adaptado de (Grimes, 1999).....  | 43 |
| <i>Figura 16.</i> Tipo de recarga. LD: local difusa, LP: local puntual, ED: externa difusa, EP: externa puntual. Adaptado de (Grimes, 1999).....  | 45 |
| <i>Figura 17.</i> Terminología de lapiaz. Adaptado de (Á. Ginés, 1990). .....   | 46 |
| <i>Figura 18.</i> Dolinas de disolución. Adaptado de (Sharma, 2010). .....  | 47 |
| <i>Figura 19.</i> Dolinas de colapso. Adaptado de (Sharma, 2010).....   | 48 |
| <i>Figura 20.</i> Evolución de dolinas. Adaptado de (Llopis Llado, 1970). .....   | 50 |
| <i>Figura 21:</i> Esquema representativo de los ejes principales de dos dolinas con diferente relación de alargamiento. EM: eje mayor, Em: eje menor. Adaptado de (Basso et al., 2013).....                                     | 53 |
| <i>Figura 22.</i> Medidor esquemático de resistividad. Adaptado de (Shendi, 2008). .....  | 54 |
| <i>Figura 23.</i> Conductividad eléctrica y resistividad de rocas comunes (Palacky, 1988). Adaptado de la web GeoSci Developers.....  | 55 |
| <i>Figura 24.</i> Configuración de electrodos para un estudio de resistividad. A). arreglo Wenner B). arreglo Schlumberger.....   | 57 |
| <i>Figura 25.</i> Metodología.....  | 60 |
| <i>Figura 26.</i> Digitalización de Depresiones cerradas sobre imagen base de Google Satellite. .   | 61 |
| <i>Figura 27.</i> Mapa de estaciones. ....  | 62 |
| <i>Figura 28.</i> Localización de las líneas de tomografía. ....  | 64 |
| <i>Figura 29.</i> Direcciones aplicadas en el análisis de mapas de sombras. ....  | 66 |
| <i>Figura 30.</i> Resumen del procesamiento para obtener los parámetros morfométricos.....  | 67 |

|   |    |
|---|----|
| <i>Figura 31.</i> Diagrama de procesamiento previo a la inversión en el software RES2DINV.exe.<br>.....   | 69 |
| <i>Figura 32.</i> Esquema de la geología en la zona de estudio. Adaptado de Pulido, 1979. ....  | 71 |
| <i>Figura 33.</i> Mapa geológico de la zona de estudio. ....  | 72 |
| <i>Figura 34.</i> Corte geológico.....  | 73 |
| <i>Figura 35.</i> Halos concéntricos de la formación Cumbre. ....   | 74 |
| <i>Figura 36.</i> Diaclasas de la formación Cumbre. ....  | 75 |
| <i>Figura 37.</i> Afloramiento de la formación Rosablanca caracterizada por presentar un relieve<br>ondulado asociado a la karstificación. .... | 76 |
| <i>Figura 38.</i> Afloramientos de la formación Rosablanca en el fondo de valles ciegos.....  | 77 |
| <i>Figura 39.</i> Calizas de la formación Rosablanca con tendencia 16°/25° (flecha azul) cubiertas<br>por depósito de Caolín (línea roja). .... | 77 |
| <i>Figura 40.</i> Diaclasas verticales en caliza de la Formación Rosablanca en la entrada de la cueva<br>el Trapiche.....                       | 78 |
| <i>Figura 41.</i> Mudstone de la Formación Rosablanca. ....   | 79 |
| <i>Figura 42.</i> Wackstone de la Formación Rosablanca. ....  | 79 |
| <i>Figura 43.</i> Afloramiento de la Formación Paja - Miembro Arenoso sobre corte de carretera.<br>.....  | 80 |
| <i>Figura 44.</i> Conchas de bivalvos en la formación Paja.....   | 81 |
| <i>Figura 45.</i> Deposito cuaternario sobre calizas de la formación Rosablanca 335°/22° .....  | 82 |
| <i>Figura 46.</i> Resumen de la técnica utilizada para la descripción del pliegue.....  | 83 |
| <i>Figura 47.</i> Plano axial determinado en Stereonet.....   | 84 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>Figura 48.</i> Clasificación de pliegues basado en la orientación de la línea de charnela y el plano axial. Adaptado de (Fossen, 2010). .....   | 85  |
| <i>Figura 49.</i> Mapa geomorfológico.....   | 87  |
| <i>Figura 50.</i> A) Loma denudada. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.....   | 89  |
| <i>Figura 51.</i> A) Escarpe de erosión menor. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.  | 90  |
| <i>Figura 52.</i> A) Loma residual B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth. ....   | 91  |
| <i>Figura 53.</i> A) Lomeríos disectados hacia el flanco Oeste del anticlinal. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth. ....   | 92  |
| <i>Figura 54.</i> A) Fotografía lomo residual ubicado hacia el centro de la estructura. B) imagen satelital y perfil topográfico Adaptado de Google Earth. ....                          | 93  |
| <i>Figura 55.</i> A) Lomeríos poco disectados. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.  | 94  |
| <i>Figura 56.</i> A) Panorámica desde el NE de anticlinal donde se observa la planicie colinada residual. B) Imagen satelital planicie colinada residual. Adaptado de Google Earth ..... | 95  |
| <i>Figura 57.</i> A) Panorámica del Cerro residual. B) Imagen satelital y perfil topográfico. Adaptado de Google Earth. ....   | 96  |
| <i>Figura 58.</i> Panorámica desde el NW del anticlinal donde se observa la ladera estructural....   | 97  |
| <i>Figura 59.</i> A) Panorámica de la ladera estructural en el flanco E del anticlinal Cerro Negro. B) Imagen satelital de la ladera estructural. Adaptado de Google Earth.....          | 98  |
| <i>Figura 60.</i> Lomo de falla, en rojo falla Amansagatos. Adaptado de Google Earth, .....  | 99  |
| <i>Figura 61.</i> Panorámica de un campo de dolinas al NW de la zona de estudio. ....  | 100 |
| <i>Figura 62.</i> A) Úvala. B) Vista en planta. Adaptado de Google Earth. ....   | 101 |
| <i>Figura 63.</i> Panorámica de lomos de carstificación.....   | 101 |
| <i>Figura 64.</i> Valle kárstico. A) Panorámica. B) Vista en planta Adaptado de Google Earth..   | 102 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>Figura 65.</i> Lapiaz Rillenkarrren.....  | 103 |
| <i>Figura 66.</i> Lapiaz formado por agua que se infiltra. Canales redondeados (Rundkarrren). ..   | 104 |
| <i>Figura 67.</i> Rainpits. ....   | 105 |
| <i>Figura 68.</i> Cuevas encontradas en el área de trabajo: A) Cueva el chulo, B) Cueva el Trapiche, C) Cueva Barroblanco, D) Cueva la Medina. ....                          | 106 |
| <i>Figura 69.</i> Estalactitas y estalagmitas botroidales en la Cueva Barroblanco.....   | 107 |
| <i>Figura 70.</i> Histograma de áreas para las depresiones estudiadas. ....  | 109 |
| <i>Figura 71.</i> Mapa distribución de áreas de depresiones cerradas. ....   | 110 |
| <i>Figura 72.</i> Histograma perímetro de las depresiones estudiadas. ....   | 111 |
| <i>Figura 73.</i> Histograma para los valores de longitud del eje mayor.....   | 112 |
| <i>Figura 74.</i> Histograma longitud del eje menor.....   | 113 |
| <i>Figura 75.</i> Comportamiento ideal de la clasificación de forma de las depresiones cerradas basada en la relación de alargamiento utilizada en (Basso et al., 2013)..... | 114 |
| <i>Figura 76.</i> Clasificación de forma de las depresiones kársticas en el área de estudio.....   | 114 |
| <i>Figura 77.</i> Mapa de distribución de la clasificación de forma con base al índice de alargamiento. ....   | 116 |
| <i>Figura 78.</i> Distribución porcentual de dolinas y úvalas.....   | 117 |
| <i>Figura 79.</i> Mapa de calor de la distribución de depresiones kársticas en el Anticlinal de Cerro Negro.....   | 121 |
| <i>Figura 80.</i> Diagrama de rosas con la tendencia de datos de orientación de diaclasas, eje mayor y lineamientos.....   | 122 |
| <i>Figura 81.</i> Lineamientos generados a partir de mapas de sombras multidireccionales.....  | 124 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>Figura 82.</i> Comparación diagramas rosas, entre planos de diaclasas y orientación del eje mayor.<br>.....   | 125 |
| <i>Figura 83.</i> Mapa de distribución de diagrama de rosas orientación de eje mayor. a) Zona Oeste del Anticlinal. b) Falla Amansagatos. c) Zona Este del Anticlinal. ....    | 126 |
| <i>Figura 84.</i> Comparación de la orientación del eje mayor con diaclasas para cada una de las zonas. ....   | 127 |
| <i>Figura 85.</i> Profundidad de investigación (DOI) determinada para la línea TRE 1. ....   | 128 |
| <i>Figura 86.</i> Perfil de resistividades modelo inverso TRE 1. ....  | 129 |
| <i>Figura 87.</i> Perfil de resistividad TRE 1 con unidades geoelectricas interpretadas. ....  | 130 |
| <i>Figura 88.</i> Profundidad de investigación (DOI) determinada para la línea TRE 2. ....   | 131 |
| <i>Figura 89.</i> Perfil de resistividades TRE 2. ....   | 132 |
| <i>Figura 90.</i> perfil de resistividad TRE 2 con unidades geoelectricas interpretadas.....   | 133 |
| <i>Figura 91.</i> Eventos relacionados al desarrollo del sistema kárstico. A. Plegamiento y fracturamiento B. Erosión y fromacion de subcuencas C. Procesos de disolucion..... | 135 |

**Lista de Apéndices**

**“Los apéndices están adjuntos en el CD y pueden visualizarlos en base de datos de la biblioteca UIS”**

Apéndice A. Cálculo de eje mayor y menor de depresiones cerradas mediante Qgis.

Apéndice B. Mapa geológico a escala 1:25000.

Apéndice C. Mapa geomorfológico a escala 1: 25000.

**RESUMEN**

**TÍTULO:** CARACTERIZACIÓN DEL SISTEMA KÁRSTICO ASOCIADO A LAS ROCAS DE LA FORMACIÓN ROSABLANCA EN EL ANTICLINAL DE CERRO NEGRO (SUR DEL DEPARTAMENTO DE SANTANDER) \*

**AUTORES:** JOHN FREDY NARANJO ARCHILA\*\*  
CESAR MAURICIO VELANDIA NUÑEZ\*\*

**PALABRAS CLAVE:** KARST, GEOMORFOLOGIA, DOLINA, OIBA, CERRO NEGRO, ROSABLANCA, SANTANDER.

El Anticlinal de Cerro Negro ubicado entre los municipios de Oiba y Charalá al sur del departamento de Santander proporciona información valiosa acerca del desarrollo y evolución de sistemas kársticos, gran parte de la zona se ve afectada por procesos de disolución calcárea dentro de la Formación Rosablanca. En los flancos erosionados del anticlinal, se aprecian cuerpos de agua que corresponden a depresiones cerradas, así como también valles kársticos, cavernas y geoformas características de este ambiente. Dada la necesidad de caracterizar este sistema, el cual no ha sido estudiado con anterioridad, se realizó un análisis morfométrico de las depresiones cerradas a partir de imágenes satelitales para encontrar una relación de su distribución espacial con la orientación de estructuras geológicas. Además, se efectuó una campaña de campo para reconocer la distribución espacial del sistema y se realizó la adquisición de información del subsuelo mediante tomografía de resistividad eléctrica.

El análisis morfométrico realizado a 178 depresiones cerradas permitió establecer que su distribución espacial se da en agrupamientos en los que predominan formas elípticas y alargadas, y existe una relación entre las direcciones de alargamiento de las depresiones cerradas con las direcciones preferenciales de las estructuras geológicas, como lo son sistemas de diaclasas (oblicuas y longitudinales) y la falla Amansagatos la cual puede tener mayor influencia en las depresiones ubicadas al norte de la estructura. Durante la campaña de campo se encontraron cuatro cuevas lo cual confirma un estado más avanzado de la karstificación. La interpretación de las líneas de tomografía permitió identificar zonas del subsuelo donde puede haber presencia de caliza fracturada y contener variación en la saturación de agua relacionado a flujos que hacen parte de la circulación subterránea. Con la información unificada se realizó una cartografía geológica y geomorfológica a escala 1:25000 determinando el ambiente morfogenético denudacional como el predominante, seguido por el estructural y kárstico.

---

\* Trabajo de grado

\*\* Facultad de ingenierías Físicoquímicas. Escuela de geología. Director: Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geólogo. Codirectora: Rocío del Pilar Bernal Olaya Geóloga, PhD. Ciencias Geológicas.

**ABSTRACT**

**Title:** CHARACTERIZATION OF THE KARSTIC SYSTEM ASSOCIATED WITH THE ROCKS OF THE ROSABLANCA FORMATION IN THE ANTICLINAL OF CERRO NEGRO (SOUTH OF THE DEPARTMENT OF SANTANDER)

**Authors:** JOHN FREDY NARANJO ARCHILA\*\*  
CESAR MAURICIO VELANDIA NUÑEZ\*\*

**Key Words:** KARST, GEOMORPHOLOGY, SINKHOLE, OIBA, CERRO NEGRO, ROSABLANCA, SANTANDER.

The Cerro Negro Anticline located between the municipalities of Oiba and Charalá south of the department of Santander provides valuable information about the development and evolution of karst systems, much of the area is affected by limestone dissolution processes within the Rosablanca Formation. On the eroded flanks of the anticline, there are bodies of water that correspond to closed depressions, as well as karst valleys, caves and geomorphs characteristic of this environment. Given the need to characterize this system, which has not been studied before, a morphometric analysis of closed depressions was made from satellite images to find a relationship of its spatial distribution with the orientation of geological structures. In addition, a field campaign was carried out to recognize the spatial distribution of the system and the acquisition of subsoil information was carried out by means of electrical resistivity tomography.

The morphometric analysis performed at 178 closed depressions allowed to establish that its spatial distribution occurs in clusters in which elliptical and elongated forms predominate, there is a relationship between the elongation directions of the closed depressions with the preferential directions of the geological structures, such as the joint systems (oblique and longitudinal) and the Amansagatos fault which can have greater influence in the depressions located to the north of the structure. Four caves were found during the field campaign which confirms a more advanced state of karstification. The interpretation of the tomography lines allowed to identify subsoil areas where there may be presence of fractured limestone and contain variation in water saturation related to flows that are part of the underground circulation. With the unified information, a geological and geomorphological mapping was performed at a 1: 25000 scale, determining the denudational morphogenetic environment as the predominant one, followed by the structural and karst.

---

\* Bachelor Thesis

\*\* Facultad de ingenierías Físicoquímicas. Escuela de geología. Director: Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geólogo. Codirectora: Rocío del Pilar Bernal Olaya Geóloga, PhD. Ciencias Geológicas.

## Introducción

Un sistema kárstico se puede definir como un terreno con características hidrológicas y geomorfológicas distintivas las cuales surgen de la combinación de una alta solubilidad de las rocas y de los controles estructurales del terreno. Estas áreas se distinguen por presentar depresiones cerradas, drenajes intermitentes, cuevas, cavidades, drenajes subterráneos, surgencias y colapsos. Desde los trabajos pioneros de Cvijic (1893) quien realizó estudios en los Alpes Dináricos sobre karst, se han venido realizando diversos aportes que han permitido comprender la génesis de estos sistemas y han conducido a desarrollar la karstología moderna desde el punto de vista geomorfológico, hidrológico y geológico.

Entre los municipios de Oiba y Charalá, en el departamento de Santander se localiza una estructura anticlinal compuesta de rocas mesozoicas en las cuales se resalta en superficie geoformas kársticas asociadas a la Formación Rosablanca las cuales serán el objeto de estudio del presente trabajo de investigación.

El estudio de los sistemas kársticos proporciona conocimiento para la utilización, protección y desarrollo sustentable de recursos hídricos, estas zonas tienen potencial de almacenamiento y distribución hídrica, y así mismo son importantes para muchos ecosistemas. En el Anticlinal de Cerro Negro hay presencia de cuerpos de agua que tienen una morfología característica de relieves kársticos que no se han estudiado con anterioridad, por lo tanto, en este trabajo se quiere caracterizar este sistema aplicando métodos geológicos y geofísicos que nos ayudaran a entender aspectos endokársticos y exokársticos de la zona.

## **1. Objetivos**

### **1.1 Objetivo General**

Caracterizar el sistema kárstico asociado a las rocas de la formación Rosablanca en el Anticlinal de Cerro Negro.

### **1.2 Objetivos Específicos**

Identificar y describir la litología y las estructuras que controlan los procesos kársticos en el área de estudio.

Obtener los parámetros morfométricos de las depresiones cerradas asociadas a la Fm. Rosablanca.

Identificar formas endokársticas, anisotropías, o canales de flujo del subsuelo mediante métodos geofísicos.

Describir la morfogénesis del sistema con base a la integración de la información obtenida.

## **2. Generalidades**

### **2.1 Localización**

La zona de estudio se encuentra localizada sobre la cordillera oriental de los Andes en el Sur del departamento de Santander, sobre el anticlinal de Cerro Negro a una altura de 1750 msnm entre los municipios de Charalá y Oiba. El área de trabajo se definió realizando un buffer con base al eje del anticlinal, tomando aproximadamente 4 km a cada lado con una longitud de 15 km, cubriendo así una superficie de 120 km<sup>2</sup> (Figura 1).

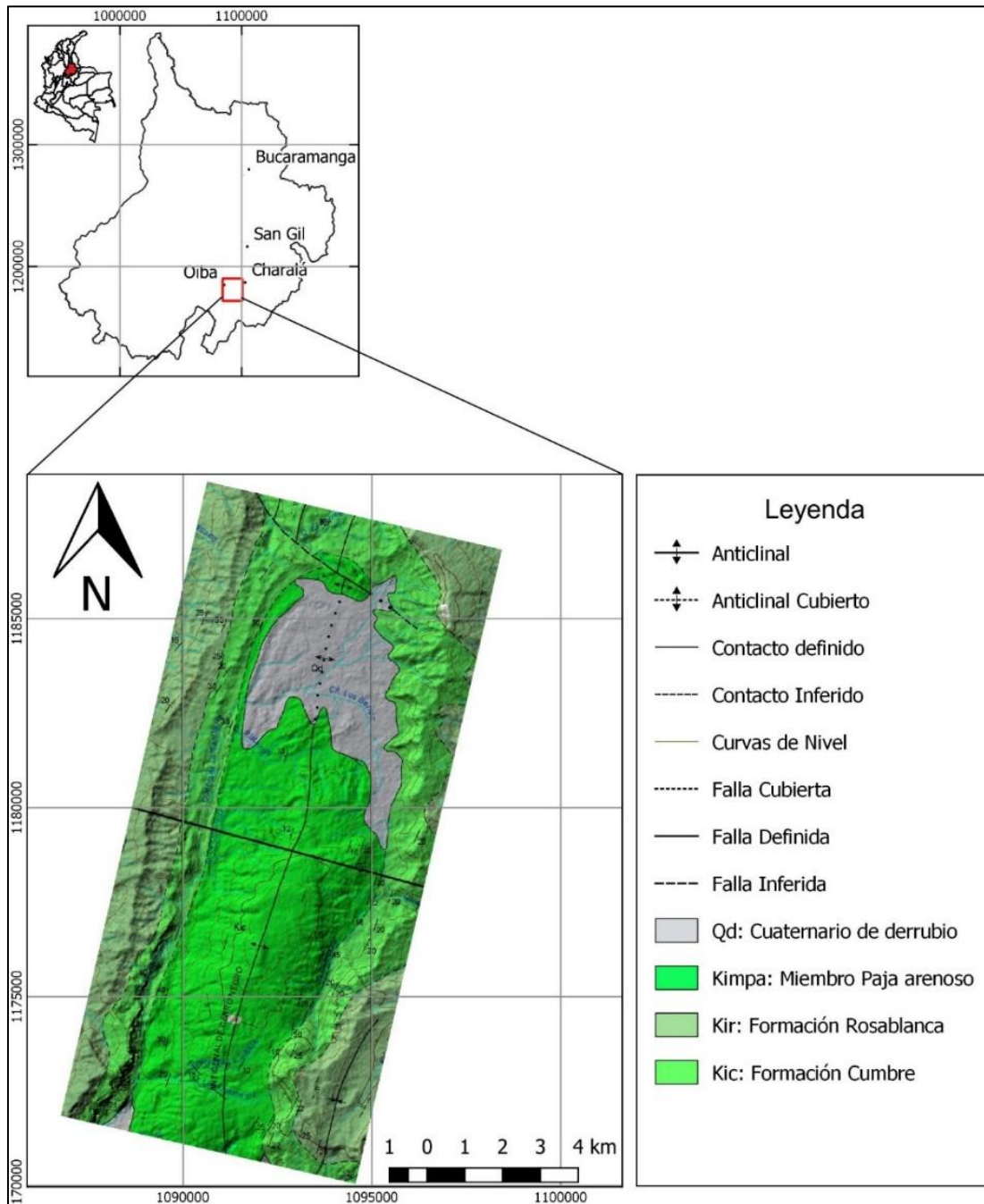


Figura 1. Localización del área de estudio, en el anticlinal de Cerro Negro, geología basada en la plancha 151 del servicio geológico.

## 2.2 Clima

El clima en la zona de estudio suele ser muy variable, una de las características predominantes de la distribución espacial de la precipitación durante el año es su régimen bimodal, el cual alterna periodos secos y húmedos que suelen denominarse invierno o verano. La precipitación en el área se comporta muy similar a la mayor parte de la región Andina con un período seco entre Diciembre, y mediados de Marzo, los meses lluviosos del primer semestre son en general Abril y Mayo, seguido de este se presenta un periodo seco que cubre Junio y Agosto; desde Septiembre comienza el segundo período lluvioso del año que se extiende hasta Noviembre (Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo de Desastres, 2012). Para tener una apreciación del clima se solicitaron datos al IDEAM de precipitación diaria y temperatura entre los años 1973 hasta 2018 adquiridos en las estaciones meteorológicas de OIBA y CHARALÁ, con estos datos se estima el comportamiento climático reciente en la región y se representan los datos de la estación CHARALA en la Figura 2. La temperatura media anual oscila cerca a los 20, 5° C y las precipitaciones varían de 150 mm a un máximo de 1500 mm / mes; el promedio mensual desde 1983 hasta 2018 fue de 584.41 mm/mes. La grafica indica un aumentó considerablemente de la precipitación en los últimos 4 años y una variación media de 200 mm durante todo el periodo; por otra parte, la temperatura muestra una variación de 2°C aproximadamente entre los años 1983 y 2018, con una tendencia al alza, llegando a su máximo de 23°C en los últimos 4 años.

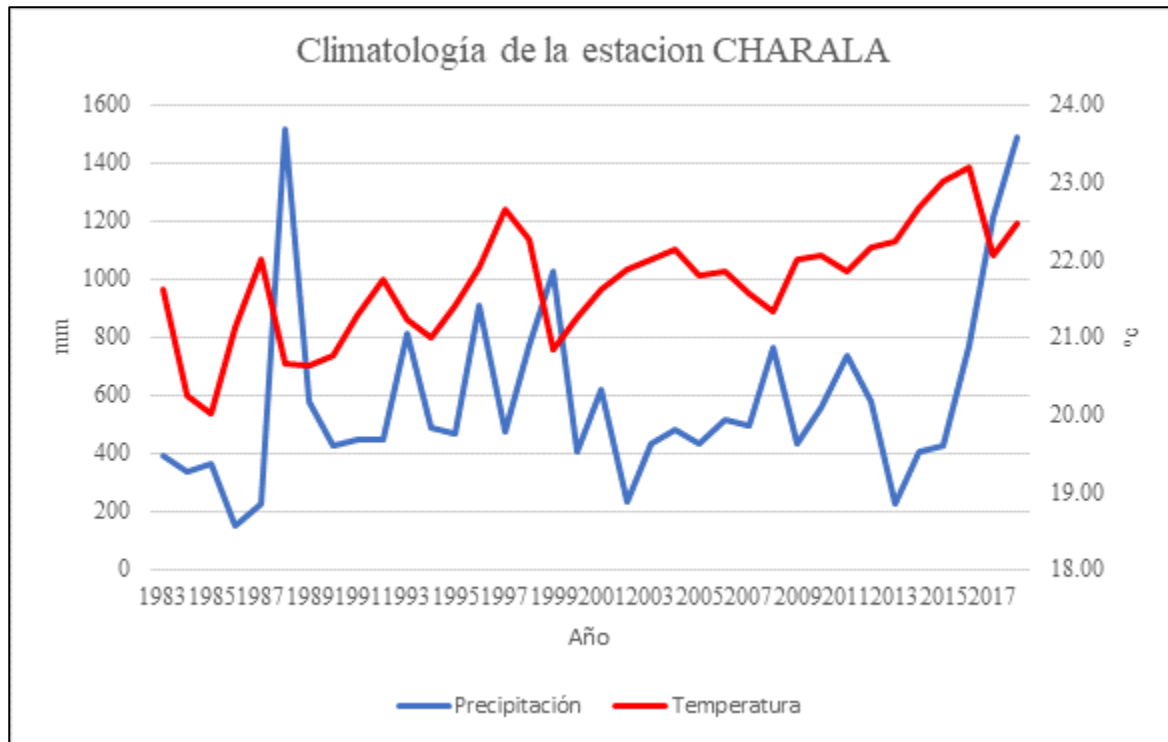


Figura 2. Climatología de la estación pluviométrica de Charalá, la gráfica muestra la precipitación media anual y la temperatura seca media anual entre 1983 y 2018.

### 2.3 Marco geológico regional

El Anticlinal de Cerro Negro está ubicado al Este de los Andes Colombianos sobre la Cordillera Oriental, representada por una cadena montañosa cuyo basamento contiene rocas metamórficas Precámbricas y Paleozoicas, al igual que rocas ígneas pre-Mesozoicas. Este basamento está cubierto en su mayoría por una sucesión de rocas sedimentarias de edad Mesozoica y Cenozoica, las cuales se formaron por procesos de extensión litosférica relacionados con la separación de Norte y Sur América en el Proto-caribe (Cooper, M. A. ; Adisson F. T., Alavarez R., Coral M., Graham R. H., Hayward A. B., Howe S., Martinez J., Naar J., Peñas R., Pulham A. J., 1995).

Las formaciones Girón y Arcabuco corresponden a un ambiente continental perteneciente al Jurásico mientras que las formaciones Cumbre, Rosablanca, Paja, Tablazo, Simití, Chiquinquirá

y la Luna tienen características de ambiente transicional y marino de edad Cretácica; durante el Neógeno se produjo un evento de inversión tectónica lo cual generó grandes pliegues y estructuras a nivel regional, como lo son la falla Bucaramanga – Santa Marta y la falla del Suárez. Entre estos dos grandes sistemas de fallas se localizan una serie de pliegues sinclinales y anticlinales amplios con dirección preferencial N20-40E y de vergencia variable como la falla de Confines, el anticlinal y sinclinal de Oiba, el anticlinal de Cerro Negro y la falla Amansagatos (García et al., 2006).

### 3. Estado del arte

Los primeros estudios en áreas kársticas comenzaron a mediados del siglo XIX con el aporte de Cvijic (1893), quien realizó estudios en los Alpes Dináricos publicando diversas obras sobre karst, por lo cual es considerado el padre de la karstología moderna. Sus aportes han permitido comprender el karst desde puntos de vista geológico, geomorfológico, hidrológico e hidrogeológico (Radulović, 2013).

A partir de los trabajos de Cvijic varios autores se han dedicado a obtener y analizar parámetros morfométricos en relieves kársticos de diversas partes del mundo. Entre ellos se destaca Williams, quien en 1966 publicó el primer trabajo sobre morfometría kárstica realizado a partir de mapas y fotografías aéreas. Day en 1983 realizó un estudio de la morfología y el desarrollo de dolinas en Barbados, realizando cálculos estadísticos con base a parámetros morfométricos como longitud, ancho, dirección del diámetro máximo, entre otros (Bondesan et al., 2012).

En los trabajos realizados en la región de Santander se destaca (J. Mendoza et al., 2009), el cual describe los rasgos geo espeleológicos de la formación Rosablanca, junto a las formas y

estructuras epigeas e hipogeas relacionadas a los procesos de karstificación en la provincia de Vélez, Santander.

Los trabajos realizados en el Anticlinal de Cerro Negro del municipio de Oiba, se han enfatizado en el estudio de los depósitos caoliníticos asociados a la alteración de lutitas proveniente de la formación Cumbre. Este depósito de caolines se localiza en la parte media de la Formación Cumbre y está constituido por siete niveles de base a techo con un espesor medio de 8 m (García et al., 2006). En estos trabajos no se describe relación alguna entre los depósitos de caolín y el sistema kárstico. Jerez H. & Silva A., (2005) resaltan a Portilla (1989) quien determinó la ubicación y realizó una descripción general de las arcillas en el Anticlinal de Cerro Negro, Rodríguez y Rodríguez., (1998), quienes realizaron una evaluación geológico-económica y el cálculo de reservas en un sector de la vereda Barroblanco.

En Trujillo y Tarazona (1993) se realizó una descripción fisiográfica y estratigráfica del área de interés junto a una categorización, evaluación de reservas y análisis fisicoquímicos de los depósitos. Posteriormente Jerez H. & Silva A., (2005), realizaron una caracterización con fines industriales desde el punto de vista geológico y mineralógico en lo que se incluye un mapa geológico a escala 1:10000, ambiente de deposición y cuantificación de recursos de caolín.

## **4. Marco Teórico**

### **4.1 Rocas carbonatadas**

Las rocas carbonatadas son aquellas que contiene más del 50% de minerales de Carbonato entre los que se encuentran principalmente Calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) y Dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  (Singhal &

Gupta, 2010), estas rocas sedimentarias son prácticamente el medio exclusivo en el que el proceso kárstico tiene lugar y son clasificadas en dos grandes grupos, Calizas y Dolomitas; las calizas puras presentan un rango de 90 - 100% en contenido de Calcita y las Dolomitas el mismo porcentaje en mineral Dolomita. Las calizas dolomíticas tiene un 50-90% de Calcita y 50-10 % de Dolomita (Stevanovic, 2015).

Corbel (1957) en Ritter, Kochel, & Miller (2011), sugiere que el 60% de  $\text{CaCO}_3$  es necesario antes de que cualquier forma kárstica pueda formarse y cerca del 90% es requerido para que se desarrolle una región kárstica completamente.; en un espesor mayor de la secuencia calcárea, la karstificación será más dominante, contrario a una secuencia carbonatada de menor espesor, donde solo se podrá desarrollar un karst superficial (UNESCO 1984b como se cita en Singhal & Gupta, 2010).

Una amplia variedad de propiedades está disponible para la clasificación de calizas, como lo son el color, tamaño de grano o cristal, composición y textura-fabrica. La clasificación más utilizada está basada en el concepto de madurez textural (Fabrica), donde la fábrica se cree, está relacionada con el nivel de energía durante la deposición de la Caliza, siendo esta la base para la clasificación dada por Folk (1959, 1962) y Dunham (1962). La **clasificación de Folk** reconoce tres constituyentes principales en las calizas: Aloquímicos (granos), Matriz (micrita) y Esparita (cemento). En el grupo de aloquímicos se encuentran cuatro categorías: Peloides, Ooides, Bioclastos e Intraclastos. Con lo anterior se reconoce tres principales tipos de calizas: rocas aloquímicas esparíticas, rocas aloquímicas microcristalinas y rocas microcristalinas. La **clasificación de Dunham (1962)** está basada en la fábrica de la roca y la presencia de cualquier material biológico. Las tres principales divisiones están entre calizas matriz-soportada, grano-

soportada y construida (materiales que crecieron o se formaron juntos y unidos). Una cuarta división también es reconocida, correspondiendo a calizas cristalinas (Tucker & Wright, 1990).

#### **4.2 Karst**

Desde un punto de vista geológico se entiende el karst como un terreno con características hidrológicas y rasgos geomorfológicos propios, resultado de la interacción del agua con las rocas solubles, que afloran en un territorio o subyacen en el subsuelo. Son muchos los lugares del planeta donde se encuentran estos materiales y donde las características climáticas y geológicas han originado una gran variedad de morfologías y tipologías de karst (Andreu et al., 2016). La karstificación es un fenómeno global que puede desarrollarse en cualquier lugar, pero la intensidad del proceso depende de la solubilidad, propiedades químicas del agua, estructuras y el clima (Llopis Llado, 1970).

**4.2.1 Factores que intervienen en el desarrollo del karst.** El fenómeno kárstico no se encuentra restringido a una zona climática en particular, pero se debe tener en cuenta de que el grado de disolución si está relacionado al clima, ya que este depende del régimen de temperatura y precipitación. Por lo que el potencial kárstico está estrechamente vinculado a las condiciones climáticas, que a la vez determina la cantidad de agua y de CO<sub>2</sub> disponible. Se han identificado diferentes tipos de formas kársticas que se desarrollan en regiones templadas y tropicales. Las regiones templadas se caracterizan por tener depresiones amplias como, dolinas, úvalas y poljes (Figura 3). En las regiones tropicales dominan las formas negativas conocidas como conos kársticos (cockpit). La mayoría de los fenómenos kársticos tienen lugar en climas templados húmedos ya que la presencia de agua es el principal requisito para la karstificación, apareciendo con muy poca abundancia en climas áridos o semiáridos. (Fernandez et al., 1995; Gilli & Fandel, 2015; Singhal & Gupta, 2010).

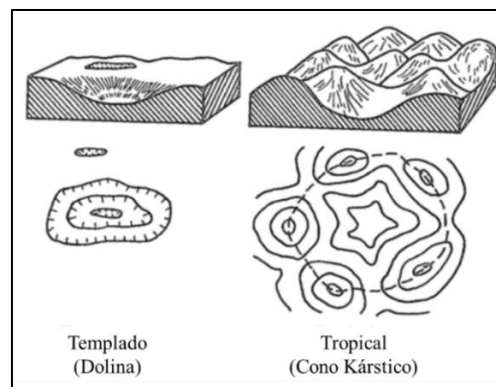


Figura 3. Comparación de terrenos kársticos en climas templados y tropicales. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).

La **porosidad** es definida como la capacidad de almacenamiento de una roca dada, expresada en el porcentaje de espacios vacíos en el volumen total de la roca. El proceso de karstificación

depende del tipo de porosidad, que puede ser primaria y secundaria (Ritter et al., 2011); la **porosidad primaria** es una propiedad inherente determinada en el momento que se formó la roca, este tipo de porosidad va a disminuir en el tiempo debido a la precipitación de cemento, recristalización y cambios en la mineralogía (Pettijohn, 1980; Ritter et al., 2011). La **porosidad secundaria** es desarrollada subsecuentemente por acción de varios procesos geológicos como fracturamiento, meteorización y disolución (Singhal & Gupta, 2010), este tipo de porosidad se distingue por presentar aberturas en la roca, como fracturas, diaclasas y fallas. La naturaleza y patrones de estas aberturas son el factor más importante en la karstificación, al permitir el almacenamiento del agua en la roca y promover la circulación dentro del sistema, debido al aumento de la permeabilidad (Ritter et al., 2011).

Ford & Williams (2007), describen las dos principales características de acuíferos kársticos, **anisotropía y heterogeneidad**. La anisotropía significa que una propiedad física varía con la dirección. En el caso de ambiente kárstico, esta característica es muy típica y se ha asociado con el termino karst; la heterogeneidad se refiere a una variación de una propiedad de un sitio a otro dentro de la misma formación, una característica de los acuíferos kársticos es que se vuelven cada vez más heterogéneos y anisotrópicos con el tiempo.

El termino **discontinuidad** incluye diaclasas, fracturas, planos de estratificación, zonas de cizalla, fallas etc. (Figura 4). Cuando la caliza es sometida a esfuerzos, se comporta como un material frágil, una vez el esfuerzo es aplicado como consecuencia a eventos tectónicos, la roca excede un valor crítico mostrando una falla que resulta en una fractura. Las fracturas que no muestran ningún desplazamiento respecto al plano, se denominan diaclasas, las cuales varían en escala desde tamaños microscópicos hasta cientos de metros; por intersección mutua, varios sets de diaclasas pueden formar una red continúa interconectada, que en consecuencia aumenta la

conductividad hidráulica. Los planos de fractura que exhiben un desplazamiento se conocen como fallas, estas son características de gran tamaño debido al desplazamiento de la masa de roca que pueden poner en contacto estratos de diferente litología. El plano de estratificación es la superficie de discontinuidad en la mayoría de las rocas sedimentarias, siendo esta la discontinuidad más importante, debido a que imparte *anisotropía* y tiene una profunda influencia en el flujo de agua subterránea (Dreybrodt, 1988; Singhal & Gupta, 2010).

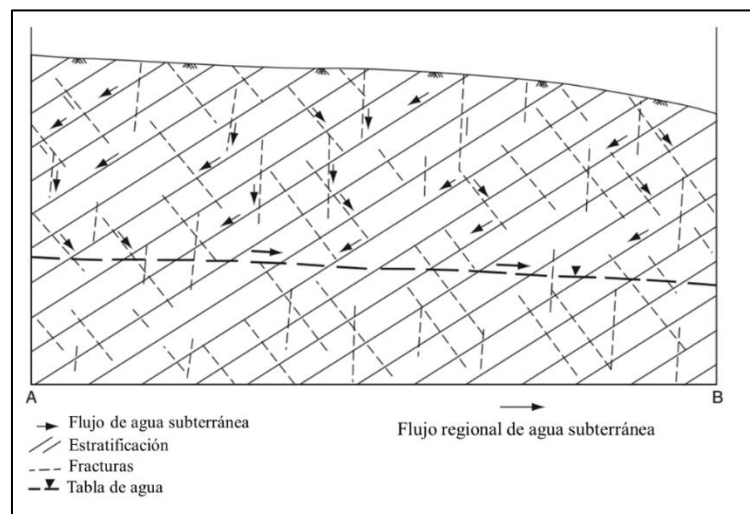


Figura 4. Diagrama esquemático mostrando el papel de planos de estratificación y fracturas en el movimiento de agua subterránea. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).

El acuífero kárstico es un tipo particular de acuífero fracturado. El agua puede circular en la matriz cuando esta es porosa, en el caso de que la matriz sea impermeable la infiltración sólo ocurre a través de las discontinuidades. La permeabilidad general en un medio fracturado es anisotrópica y depende de la dirección y la interconexión de las fracturas; el grado de fracturamiento incrementa, la permeabilidad incrementa y la anisotropía decrece, permitiendo que el agua circule en direcciones diferentes (Gilli & Fandel, 2015). En la Figura 5, las flechas grises

indican los ejes preferenciales de los flujos. Para el caso a) existe una baja permeabilidad fuertemente anisotrópica debido a una sola familia de diaclasas dispersa, en b), alta permeabilidad fuertemente anisotrópica debido a una sola familia densa, c) alta permeabilidad cuya anisotropía se atenúa por la presencia de una segunda familia de diaclasas de intersección de baja densidad, finalmente d) presenta alta permeabilidad isotrópica debido a la presencia de dos familias ortogonales densas e intersecadas.

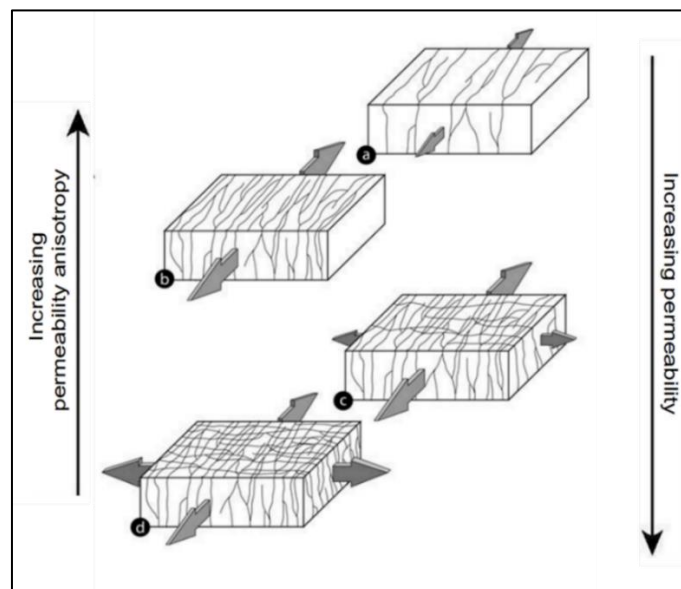


Figura 5. Variación de la permeabilidad como función del fracturamiento. Adaptado de (Bazalgette, 2004).

Varios *ambientes tectónicos* favorecen la apertura de fracturas y teóricamente facilita la infiltración y circulación de agua a profundidad, como la zona superior de un anticlinal o la parte más baja de un sinclinal. (Figura 6).

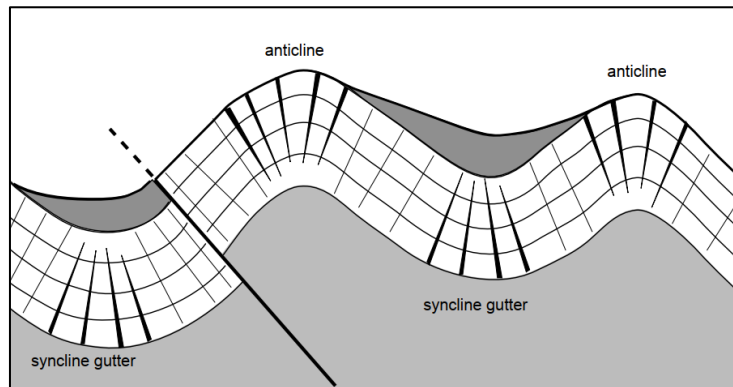


Figura 6. organización espacial de discontinuidades abiertas en una zona plegada. Adaptado de (Gilli & Fandel, 2015).

Hansen (1971) define un *pliegue* como la distorsión de un volumen de material rocoso que se manifiesta como una curva o grupo de curvas en elementos lineales o planos, por lo tanto, el plegamiento es solo una deformación no homogénea que actúa sobre un cuerpo que contiene elementos lineales o planos (Ragan, 2009). En los pliegues se pueden identificar elementos que permiten definirlos y clasificarlos, entre los cuales se destacan, eje de pliegue, línea, punto y zona de charnela, punto y línea de inflexión, flancos y superficie axial (Figura 7).

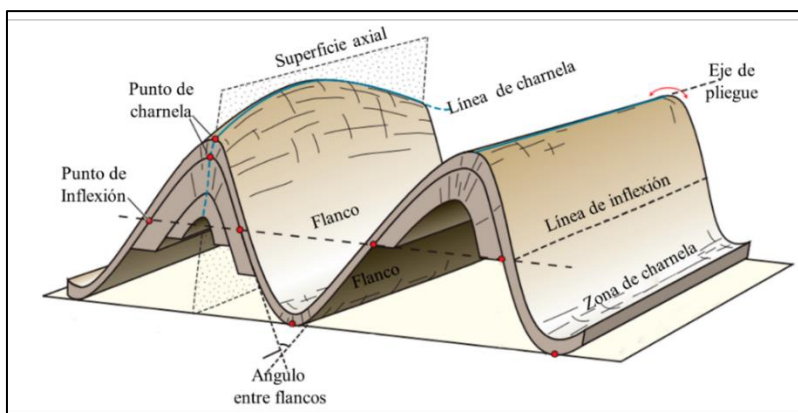


Figura 7. Elementos de un pliegue. Adaptado de (Fossen, 2010).

En la Figura 8 se observa una relación ideal entre fracturas y pliegues,  $\sigma_1$  es el máximo esfuerzo compresivo perpendicular al eje del pliegue, desarrollándose un set conjugado de fracturas de cizalla oblicuas con tendencia lateral derecha y lateral izquierda, también hay dos sets de fracturas de extensión, una longitudinal y otra transversal al eje del pliegue, siendo mutuamente ortogonales (Singhal & Gupta, 2010).

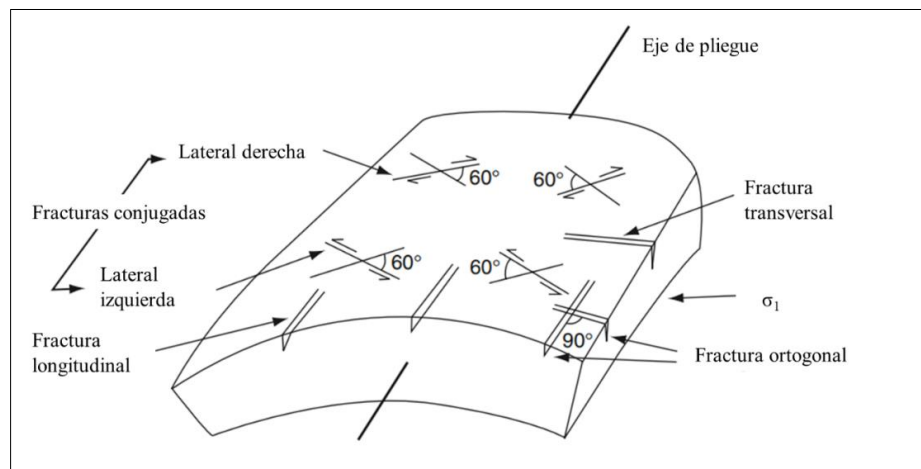


Figura 8. Relación ideal entre un set de diaclasas con una capa plegada. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).

Durante el plegamiento, la inflexión de una capa causa extensión en el lado convexo y compresión en el lado cóncavo (Figura 9), lo que resulta en fracturas de extensión y fallas normales en la cresta del anticlinal (Singhal & Gupta, 2010).

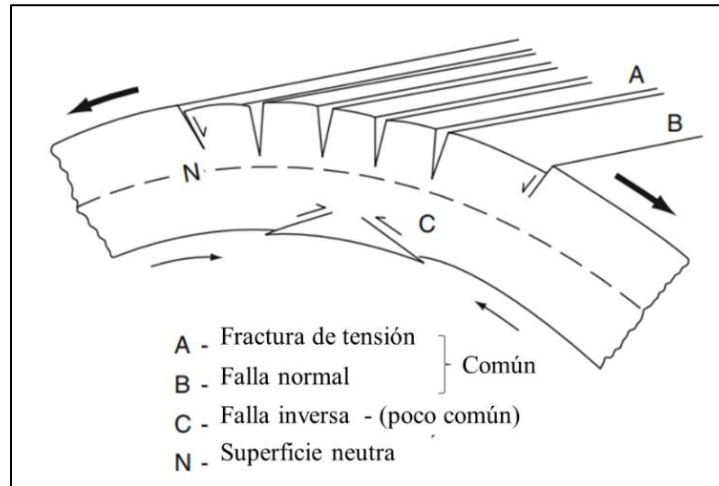


Figura 9. Desarrollo de fracturas extensionales y fallas normales en la cresta y la zona axial superior de un anticlinal. Adaptado de (Singhal & Gupta, 2010).

**4.2.2 Proceso de disolución.** La Calcita y la Dolomita son dos de los minerales kársticos más importantes, que se disuelven fácilmente en ácido carbónico ( $H_2CO_3$ ). El dióxido de carbono ( $CO_2$ ) es derivado directamente de la atmósfera y se absorbe de la descomposición de la materia orgánica en la superficie y dentro del cuerpo de roca calcárea. La disolución del karst implica la interrelación de las fases líquida, sólida y gaseosa (Sharma, 2010). Según Bögli (1980), esto comprende numerosos procesos físicos-químicos y se da una transferencia de masa a través de las interfaces anteriores (Figura 10).

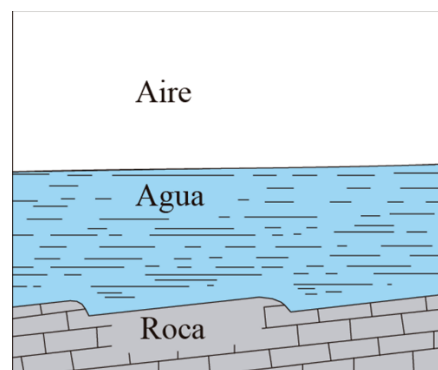


Figura 10. Transferencia de masa a través de la interfaz aire/agua y agua/roca. Adaptado de (Bögli, 1980).

De acuerdo con varios autores (Bögli, 1980; Gilli & Fandel, 2015; Ritter et al., 2011), el proceso de disolución de Calcita se desarrolla así:

El  $\text{CO}_2$  reacciona con el agua para formar el Ácido Carbónico (Figura 11) y se disocia rápidamente en su estado iónico (Figura 12).

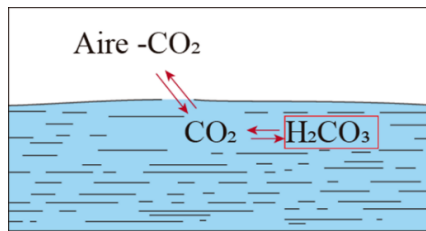
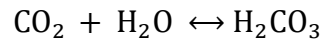


Figura 11. Disociación del Dióxido de Carbono en el agua. Adaptado de (Bögli, 1980).

El ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) se disocia rápidamente en su estado iónico:

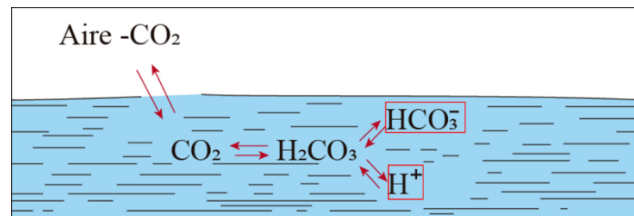
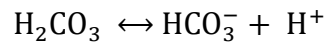
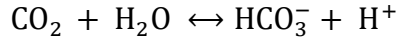


Figura 12. Disociación del ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ). Adaptado de (Bögli, 1980).

Dado lo anterior, la disolución de  $\text{CO}_2$  queda:



La Calcita se disocia en un estado iónico:

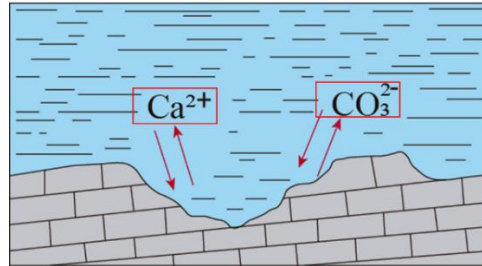


Figura 13. Disociación de la Calcita. Adaptado de (Bögli, 1980).

El  $\text{CO}_3^{2-}$  producto de la disociación de la Calcita se asocia con el ion  $\text{H}^+$  resultado de la disociación de  $\text{H}_2\text{CO}_3$ :

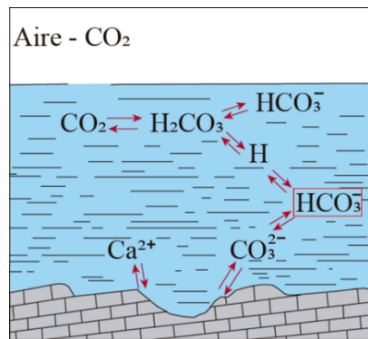
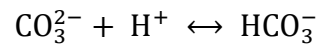
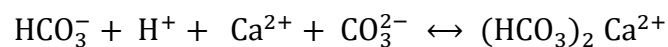


Figura 14. El  $\text{CO}_3^{2-}$  producto de la disociación de la Calcita se asocia con el ion  $\text{H}^+$  resultado de la disociación de  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Adaptado de (Bögli, 1980).

De acuerdo con Ritter et al., (2011), las reacciones anteriores demuestran que la disolución de la caliza gira alrededor del sistema químico  $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ , el cual es extremadamente complicado y su mecanismo es mucho más sofisticado, pues no se está tratando con una simple reacción que produce la disolución de Calcita, sino un proceso que envuelve una serie de reacciones reversibles y mutuamente interdependientes en donde todas proceden a ritmos diferentes y cada una está regulada por diferentes restricciones de equilibrio. Por lo anterior se puede explicar el proceso en términos más generales así:

Al reaccionar la disociación de la Calcita con el producto de la disolución del  $\text{CO}_2$ , queda:



Explicada y conocida en términos más generales como:



Esta reacción depende de que el  $\text{CO}_2$  entre en solución con el agua de acuerdo con la ley de Henry  $[\text{CO}_2]_{\text{aq}} = K_0 p\text{CO}_2$ , donde  $K_0$  es el coeficiente de solubilidad dependiente de la temperatura y  $p\text{CO}_2$  es la presión parcial del dióxido de Carbono. Por lo tanto, el  $\text{CO}_2$  puede dividirse en  $\text{CO}_2$  disociado (o agresivo) y  $\text{CO}_2$  en equilibrio. La mayoría de las reacciones anteriores están en equilibrio químico que depende de la temperatura y otros iones en la solución. En consecuencia, estas reacciones pueden cambiar en la dirección de la disolución de carbonato o en la dirección de precipitación de carbonato, dependiendo de los parámetros ambientales y particularmente la presión parcial del  $\text{CO}_2$  (Gilli & Fandel, 2015).

Cuando el  $\text{CO}_2$  es consumido durante la disolución de Calcita, este es reemplazado por el  $\text{CO}_2$  del aire circundante, considerándose así un *sistema abierto*. Cuando el agua se mueve de la zona insaturada (vadosa) a la zona saturada (freática), los espacios vacíos se llenan completamente con agua impidiendo una interfaz aire-agua, por lo que el  $\text{CO}_2$  en el agua consumido durante la

disolución de Calcita no puede ser reemplazado por el  $\text{CO}_2$  contenido en un cuerpo de aire circundante, en otras palabras, el agua se aleja del ambiente atmosférico y edáfico que le proporciona el  $\text{CO}_2$ , considerándose así un *sistema cerrado*, por lo tanto, la cantidad de  $\text{CO}_2$  al estar limitada, la cantidad de Caliza que puede disolverse en un sistema cerrado es menor al de un sistema abierto ya que el agua se carga en carbonatos, perdiendo así agresividad, por lo cual se deduce que si el sistema es abierto o cerrado, tendrá una influencia importante en el proceso de disolución, siendo este menor dentro de la zona saturada que sobre el nivel freático (Ritter et al., 2011). Dado lo anterior, la disolución en zonas profundas, estaría dado en principio por el proceso de *disolución por mezcla*, descrito por Bögli (1980), característico de áreas karstificadas donde la circulación de agua se da en diferentes redes que están más o menos independientes, en el que al mezclarse dos aguas saturadas en  $\text{CaCO}_3$  con diferente contenido de  $\text{CO}_2$  generan una fase no saturada, transformándose así en aguas agresivas con capacidad de ampliar los conductos subterráneos (Bögli, 1980; de Pedraza et al., 1996; Gilli & Fandel, 2015).

La *solubilidad* del karst depende del volumen de  $\text{CO}_2$  retenido en el sistema, este volumen varía con la temperatura del agua, presión parcial del  $\text{CO}_2$  y pH del ambiente químico. La alta precipitación y humedad, junto con una mayor concentración de  $\text{CO}_2$  promueve la karstificación. Además, la presencia de suelo influye, ya que la presión parcial de  $\text{CO}_2$  en el suelo es mayor que en la atmósfera, sumado el  $\text{CO}_2$  derivado de la descomposición de materia orgánica. El caso contrario sucede cuando hay una disminución en la presión del  $\text{CO}_2$ , dando lugar a la precipitación de Calcita en las zonas donde el agua subterránea descarga, sea en la superficie a través de manantiales o cuando el  $\text{CO}_2$  escapa a través de aberturas de cuevas (Singhal & Gupta, 2010).

**4.2.3 Zonación del sistema kárstico y/o zonas hidrológicas del karst.** El sistema kárstico puede dividirse en varias zonas, cada una de las cuales tiene características hidráulicas, químicas e hidrológicas distintivas (Figura 15), estas zonas no son mutuamente exclusivas y bajo condiciones de flujo radicalmente alteradas, una zona puede ganar temporalmente las propiedades de la que está debajo en la secuencia; el epikarst abarca suelo superficial y subsuperficial donde se encuentra caliza fracturada y fisurada, afectada por el agua enriquecida en CO<sub>2</sub> la cual aumenta el tamaño de las cavidades, esta zona corresponde al lugar donde se almacena la mayor cantidad de agua lluvia en el sistema (Grimes, 1999; Ritter et al., 2011); las demás partes del sistema kárstico se desarrollan inmediatamente debajo del epikarst en roca caliza sólida, conocida como endokarst, esta zona a su vez se divide en zona vadosa, intermedia y freática

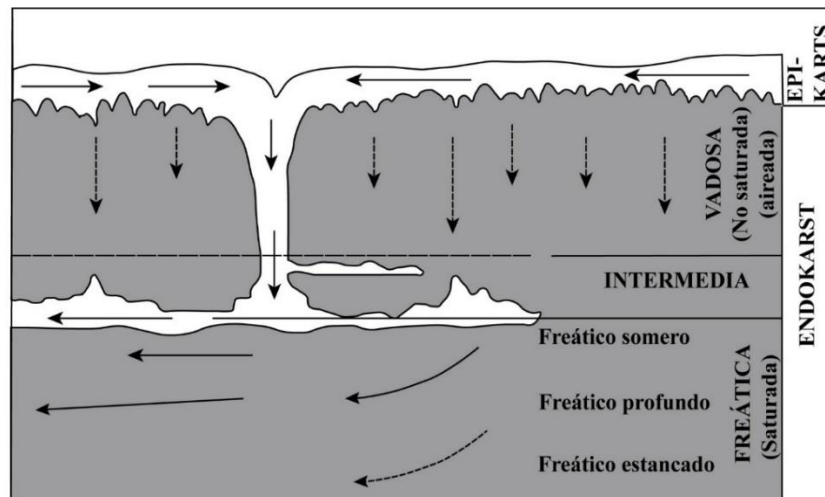


Figura 15. Zonación del sistema kárstico. Adaptado de (Grimes, 1999).

**La zona vadosa** recibe el agua que se filtra hacia abajo desde el epikarst, o de la precipitación cuando el epikarst está saturado, es una zona donde el tránsito de agua se da verticalmente, distinguiéndose la *infiltración* y el *flujo vadoso*; en el primero, el agua saturada se mueve

lentamente desde el epikarst mediante fisuras o espacios de poros en la caliza y el flujo vadoso se da cuando el agua se mueve a través de fracturas alargadas por disolución, se puede asumir que el conducto mayor está localizado bajo las dolinas, los cuales concentran el agua recibida de la precipitación (Gilli & Fandel, 2015; Grimes, 1999).

La *zona freática* o *zona saturada* es la parte más profunda del sistema, en donde la roca permanece saturada de agua correspondiendo al mayor reservorio. El cuerpo principal de agua tiende a estar saturado con carbonato por lo que el agua no es agresiva, excepto cuando ocurre mezcla de aguas; dentro de la zona freática se pueden distinguir *zona freática superficial* y *profunda*, la primera corresponde a la zona más alta caracterizada por flujo relativamente fuerte y horizontal justo bajo la tabla de agua, en la zona freática profunda o batifreática, el agua se mueve lentamente en trayectorias curvas.

La *zona epifreática* o *intermedia*, es el área dentro del cual la superficie del nivel freático fluctúa y es una zona de disolución activa donde ocurre el mayor desarrollo de cuevas y donde la infiltración o el flujo vadoso se encuentran con cuerpo principal de agua, dando lugar al proceso llamado corrosión por mezcla (Gilli & Fandel, 2015; Grimes, 1999).

La *recarga en el karst* involucra la cantidad de agua y el tipo de entrada en el sistema (Figura 16), se distingue entre recarga *autógena* (local) y *alogénica* (externa), la primera consiste en una entrada local proveniente de la lluvia que cae directamente sobre la superficie del karst; por otro lado la recarga alogénica se da por la entrada de agua aportada por drenajes que provienen de áreas no calcáreas o fuera del karst. El tipo de entrada al sistema se diferencia entrada *difusa* y entrada *puntual*, la primera se da cuando el agua lluvia accede a través de material poroso y la recarga puntual se da a través de dolinas y/o valles kársticos, favoreciendo más el desarrollo de simas y cuevas que la recarga difusa (Grimes, 1999).

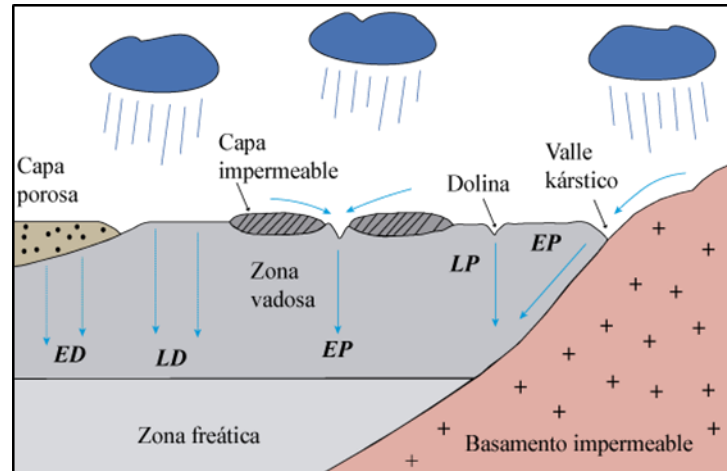


Figura 16. Tipo de recarga. LD: local difusa, LP: local puntual, ED: externa difusa, EP: externa puntual. Adaptado de (Grimes, 1999).

**4.2.4 Formas kársticas.** Las formas kársticas se encuentran relacionadas con la zonación del sistema mostrada anteriormente, entre las principales se encuentran el lapiaz, depresiones cerradas y cuevas. El lapiaz corresponde a formas de disolución ubicadas sobre la superficie de calizas aflorantes, moldeadas por pequeños surcos o agujeros que miden desde milímetros a unos pocos metros. Estas microformas suelen aparecer agrupadas, formando campos de lapiaz, cuando el lapiaz se desarrolla por agua que fluye sobre la superficie de la roca se denomina lapiaz libre y si la disolución se produce en la interfase suelo-caliza, reciben el nombre de lapiaz cubierto o semilibre (Bögli, 1980; Gutiérrez, 2008).

De acuerdo con el factor morfogenético, el lapiaz puede dividirse en dos grandes grupos, los controlados hidráulicamente y controlados por fracturas; el lapiaz controlado hidráulicamente se desarrolla en roca compacta, tiene una menor profundidad y el fondo de sus canales es más suave y usualmente alargado, se forma por los efectos corrosivos del agua atmosférica y generalmente ocurren en superficies inclinadas formando arreglos lineales. El lapiaz controlado por fracturas es

formado por la expansión de sistemas de fracturas y planos de estratificación mediante la acción química y en parte mecánica del agua (Radulović, 2013). Ginés (1990), propone una terminología traducida aplicada a la clasificación de Lapiaz, en la que se ha intentado conjugar criterios genéticos con caracteres morfológicos (Figura 17).

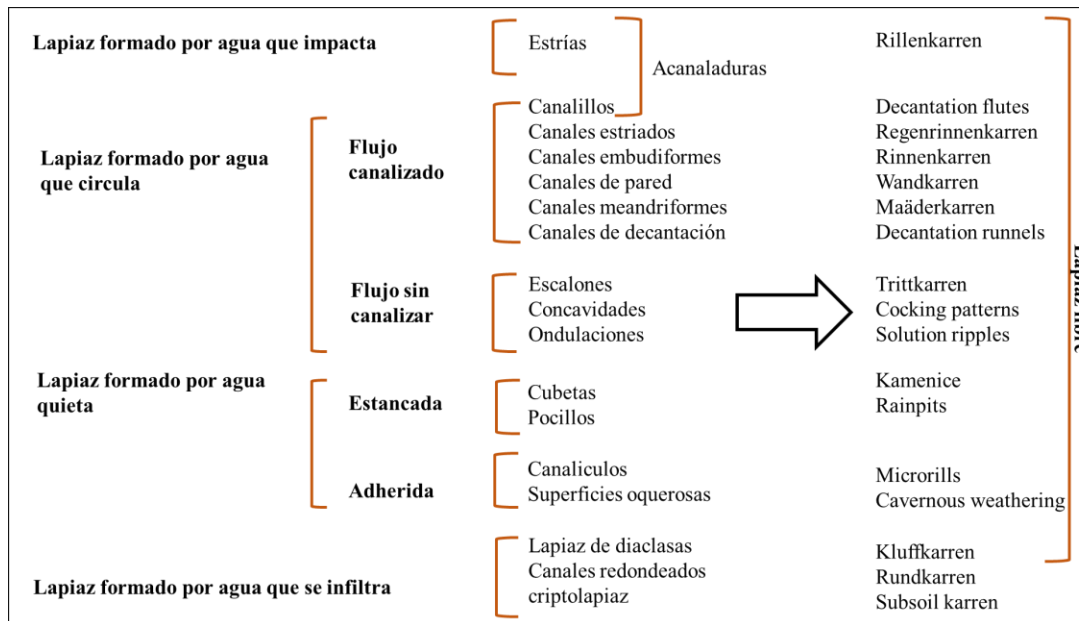


Figura 17. Terminología de lapiaz. Adaptado de (Á. Ginés, 1990).

**Las depresiones cerradas** son creadas por procesos kársticos, ya sea directamente por disolución o indirectamente por hundimiento y colapso de cavidades subterráneas, las formas principales son dolinas y úvalas, cenotes y cockpits (Bögli, 1980), son consideradas como formas diagnosticas de terrenos kársticos (Ritter et al., 2011).

La **Dolina** es la forma kárstica más extendida, vista en planta presenta forma circular o elíptica con un diámetro que puede variar de unos pocos metros a un kilómetro y tener profundidades hasta

de 100 m. La clasificación genética permite diferenciar entre dolinas de disolución y colapso (Bögli, 1980; Radulović, 2013; Singhal & Gupta, 2010).

Las *dolinas de disolución* (Figura 18) se desarrollan lentamente por la continua disolución de la roca subyacente durante un periodo que generalmente requiere miles o quizás decenas de miles de años, se forman a medida que el agua se infiltra en las fracturas y estas se agrandan por el desgaste que genera la disolución, en algunos casos el desarrollo de este tipo de dolina está relacionado al flujo en la zona del epikarst (Bögli, 1980).

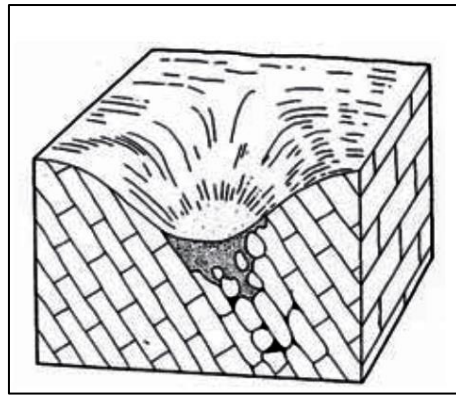


Figura 18. Dolinas de disolución. Adaptado de (Sharma, 2010).

Otros factores que conducen a la formación de dolinas de disolución son la pendiente, litología, estructura, vegetación y cobertura del suelo, la pendiente es importante debido a que la acumulación o el retraso del flujo de la superficie lateral acelera la infiltración, las pendientes pronunciadas promueven un flujo rápido a través de la superficie, siendo el suelo de los valles o las llanuras suavemente onduladas los mejores lugares para que la acción del disolvente inicie el proceso, las dolinas formadas en pendientes pronunciadas tienden a ser generalmente asimétricas.

Las dolinas de disolución por lo general se encuentran alineadas y alargadas siguiendo los principales patrones de diaclasas y se forman en la intersección de conjuntos de diaclasas verticales, el suelo y la cobertura vegetal usualmente incrementa la disolución, debido al aumento de CO<sub>2</sub>, por lo que en zonas con los demás factores iguales, las dolinas de disolución se desarrollarán más rápidamente bajo un suelo rico en materia orgánica, que cuando las superficies están descubiertas (Ritter et al., 2011).

En contraste, las *dolinas de colapso* (Figura 19) se forman por una rápida y única ocurrencia, causada por la caída del techo de una cavidad que se encuentra cerca de la superficie, a menudo se subdividen en función del material que se encuentra en la superficie y el proceso que inicia la falla del material geológico (Bögli, 1980; Ritter et al., 2011).

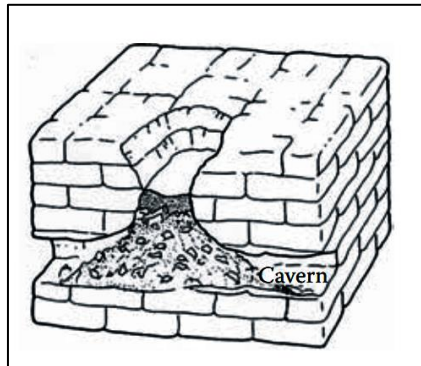


Figura 19. Dolinas de colapso. Adaptado de (Sharma, 2010).

Morfológicamente, las dolinas de colapso tienden a tener una relación de profundidad/ancho, mucho mayor que en las dolinas de disolución. Además de presentar paredes laterales empinadas y rocosas, y el fondo está lleno con fragmentos de escombros colapsados, posterior al colapso, se producen modificaciones en la morfología de la dolina, debido al desgaste por disolución, pérdida de masa y drenajes superficiales imposibilitan distinguir dolinas de colapso de las de disolución.

El proceso de colapso es facilitado en ambientes húmedos donde el drenaje subterráneo está bien establecido (Ritter et al., 2011).

Las *úvalas* corresponden a dolinas coalescentes que suelen generar depresiones amplias cerradas y de fondo plano o irregular, donde se produce una intensa infiltración debido a que actúa como una zona colectora de mayor escala que una dolina (de Pedraza et al., 1996; Llopis Llado, 1970), se forman por la rápida evolución de dolinas en superficie, tienden a tener formas elipsoidales cuando derivan de la conjugación de dos dolinas, pero cuando a estas se juntan a otras, los contornos pueden llegar a ser muy irregulares; cuando las dolinas se encuentran formando campos, los fenómenos de conjugación son muy frecuentes, por lo que la formación de úvalas se producirá rápidamente (Llopis Llado, 1970). El eje mayor de las úvalas se encuentra a menudo paralelo a la dirección de fallas y sinclinales (Radulović, 2013).

Los *poljes* son formas de absorción del karst de mayor extensión superficial, con fondo plano y lados empinados, son irregulares en planta y generalmente elongados a lo largo de la dirección de estratificación o zonas de debilidad estructural; se pueden distinguir poljes secos ubicados en altitudes mayores, poljes inundados recurrentemente y aquellos inundados permanentemente; un polje pequeño puede tener extensión de unos pocos kilómetros cuadrados, pero las grandes formas se pueden extender sobre cientos de kilómetros cuadrados (Llopis Llado, 1970; Ritter et al., 2011; Stevanovic, 2015).

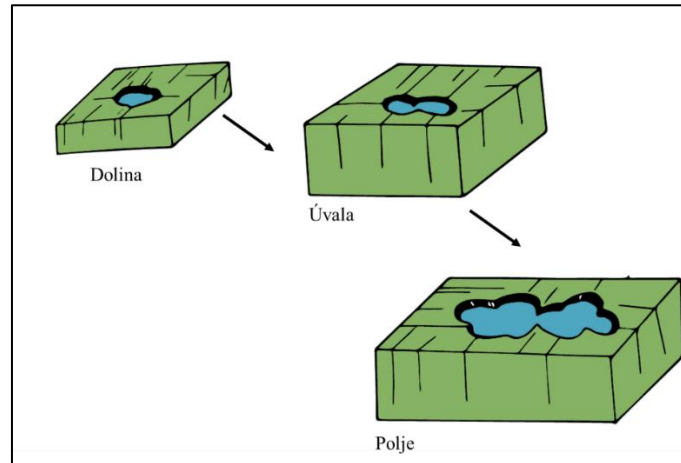


Figura 20. Evolución de dolinas. Adaptado de (Llopis Llado, 1970).

Las formas de incisión fluvial en zonas kársticas se conocen como *valles kársticos* cuyo funcionamiento se localiza en parte o totalmente bajo la superficie, tienen una variedad de características que permiten distinguirlos entre valles ciegos y valles secos. Cuando se encuentran fuera de la corriente actual se conocen como *valles secos o muertos*, por lo que no tienen un curso de agua bien definido y solo transportan un flujo efímero en respuestas a inundaciones ocurridas aguas arriba. Caso contrario ocurre cuando el cauce se pierde en un punto específico dentro del valle (sumidero), dando lugar a los *valles ciegos* (Andreu et al., 2016; de Pedraza et al., 1996; Gutiérrez, 2008; Ritter et al., 2011).

Las *cuevas* son cavidades sub-horizontales o ligeramente inclinadas con un desarrollo de sistema de cavidades y galerías, creadas por una combinación de factores erosivos sean mecánicos y químicos, la formación de cuevas y pasajes de cavernas son facilitados por la disolución de rocas carbonatadas a lo largo de fallas, fractura, diaclasas y planos de estratificación; en principio el término es usado cuando las cavidades son completamente o al menos en parte, transitable para el

ser humano. Aunque para las formas más pequeñas el término cavidad, canal o caverna puede ser más adecuado (Radulović, 2013; Singhal & Gupta, 2010; Stevanovic, 2015).

**4.2.5 Morfometría de depresiones cerradas.** Bates & Jackson (1987) definen la morfometría como la medida y el análisis matemático de la configuración de la superficie terrestre y las formas y dimensiones del relieve (Denizman, 2003). El análisis morfométrico aplicado a los ambientes kársticos permite una descripción cuantitativa de la forma y distribución del relieve kárstico, los parámetros que se miden en el análisis morfométrico pueden ser parámetros lineales, espaciales, angulares y altimétricos. La disponibilidad de estos va a depender del detalle de la información asociada a la escala determinada y la restricción del terreno para acceder a realizar la medición directa en campo. (Bondesan et al., 2012). Para adquirir datos morfométricos se puede utilizar herramientas SIG y de teledetección que hacen posible identificar paisajes kársticos junto con sus características y estructuras geológicas relevantes, además, de realizar el respectivo análisis del terreno, inventariar y mapear dolinas a través de interpretación visual, teniendo como datos de entrada modelos digitales de elevación, imágenes satelitales y mapas topográficos del área en cuestión.

Entre los principales parámetros morfométricos que se pueden medir en un sistema de depresiones cerradas se encuentran el *perímetro* el cual corresponde a la longitud planimétrica de la curva que circunscribe o delimita la depresión cerrada vista en planta; el *área* es definida como la medida de la superficie planimétrica bordeada por el perímetro; el *eje mayor* representa la longitud de la línea que conecta los dos puntos más distantes del perímetro, a su vez el *eje menor* corresponde a la línea más larga que conecta dos puntos del perímetro y es perpendicular al eje mayor (Figura 21), además estas longitudes se pueden describir en términos de azimut. A partir

de la relación entre la longitud del eje mayor y el eje menor se puede determinar la **relación de alargamiento (R)**, donde se puede clasificar las depresiones cerradas en cuatro grupos. (Tabla 1) (Basso et al., 2013; Denizman, 2003).

Tabla 1.

*Clasificación de forma de acuerdo con el parámetro de relación de alargamiento propuesto por (Basso et al., 2013).*

| <b>Rangos</b>                             | <b>Clasificación</b>   |
|---|------------------------|
| <b><math>R \leq 1.21</math></b>           | Circular - Subcircular |
| <b><math>1.21 &lt; R \leq 1.65</math></b> | Elíptica               |
| <b><math>1.65 &lt; R \leq 1.8</math></b>  | Subelípticas           |
| <b><math>R &gt; 1.8</math></b>            | Alargada               |

Otros parámetros caracterizan la zona total karstificada por las depresiones, estos son: el **área dolinizada**, la cual es la suma del área de todas las depresiones expresado como porcentaje en relación con la extensión total del campo, por otra parte la **densidad de dolinas** se expresa dividiendo el número de depresiones entre la superficie del campo; el **pitting index** se define como la relación del área total estudiada y la suma de las áreas de las depresiones, este parámetro permite estimar la intensidad del proceso de karstificación; la **distancia media al vecino más cercano** indica el grado de aislamiento entre los focos de las depresiones, es determina a partir del centro geométrico de cada depresión que a su vez corresponde a la intersección del eje mayor y el eje menor (Denizman, 2003; Gracia Prieto, 1991).

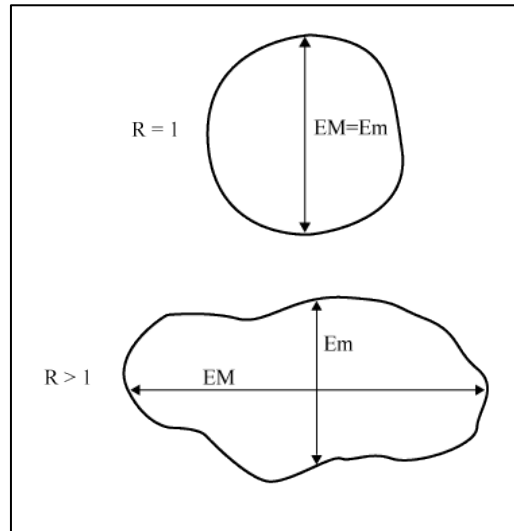


Figura 21: Esquema representativo de los ejes principales de dos dolinas con diferente relación de alargamiento. EM: eje mayor, Em: eje menor. Adaptado de (Basso et al., 2013).

De acuerdo con Day (1976), no es posible distinguir entre depresiones de colapso o disolución, con solo información de morfometría debido a que los orígenes compuestos parecen más comunes y se puede sugerir que los eventos de colapso a pequeña escala pueden proporcionar una forma inicial que posteriormente se modifica; la distribución espacial puede ser un parámetro útil para sugerir que procesos han sido importantes en la formación de la depresión, en lo que se podría esperar que los eventos de colapso den como resultado un patrón de distribución aleatorio, mientras que la disolución genere una distribución más uniforme.

### 4.3 Tomografía de resistividad eléctrica

La tomografía de resistividad eléctrica (TRE) es un método geofísico que proporciona imágenes en 2D y 3D de la variación en la resistividad eléctrica utilizando electrodos típicamente ubicados en la superficie del suelo, se utiliza un par de electrodos en contacto con la tierra para crear un campo eléctrico (es decir, se induce corriente) y otro par de electrodos miden el gradiente de

voltaje lejos de la fuente (Figura 22); al realizar tales mediciones en diferentes configuraciones geométricas, es posible evaluar la resistividad del subsuelo. Los electrodos se colocan en el campo a lo largo de una línea y se obtiene una representación 2D de la resistividad debajo de esa línea, esta técnica ha sido ampliamente utilizada en entornos kársticos (Cheng et al., 2019).

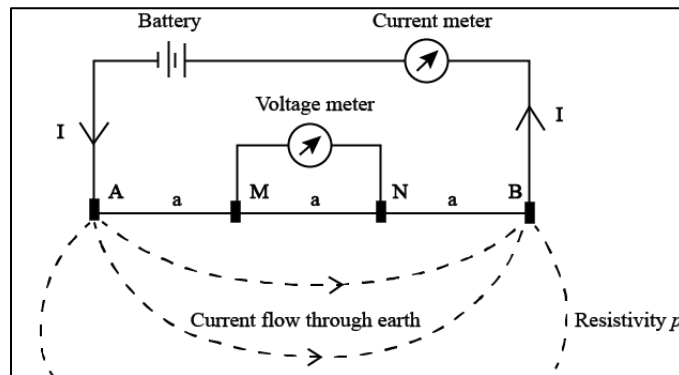


Figura 22. Medidor esquemático de resistividad. Adaptado de (Shendi, 2008).

**4.3.1 Resistividad y conductividad.** La resistividad es definida como la resistencia a la corriente eléctrica ofrecida por una unidad de volumen de roca, es una característica del medio y se basa en que la resistividad de una formación geológica depende del material, la porosidad, grado de saturación, y tipo de fluido. La resistividad eléctrica de una formación seca es mucho mayor que el de la misma formación cuando está saturada de agua.

La resistividad eléctrica de cualquier material se determina por la resistencia dada en Ohmios que se obtiene en un cubo de dimensiones unitarias, esta representa la oposición de un material al paso de corriente:

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

Donde  $\rho$  es la resistividad eléctrica, R la resistencia del material, A es el área transversal del sistema y L la longitud de esta, la resistividad se mide en Ohm-m. La magnitud inversa de la resistividad es la conductividad eléctrica la cual sus unidades están dadas en siemens por metro (Sm/m).

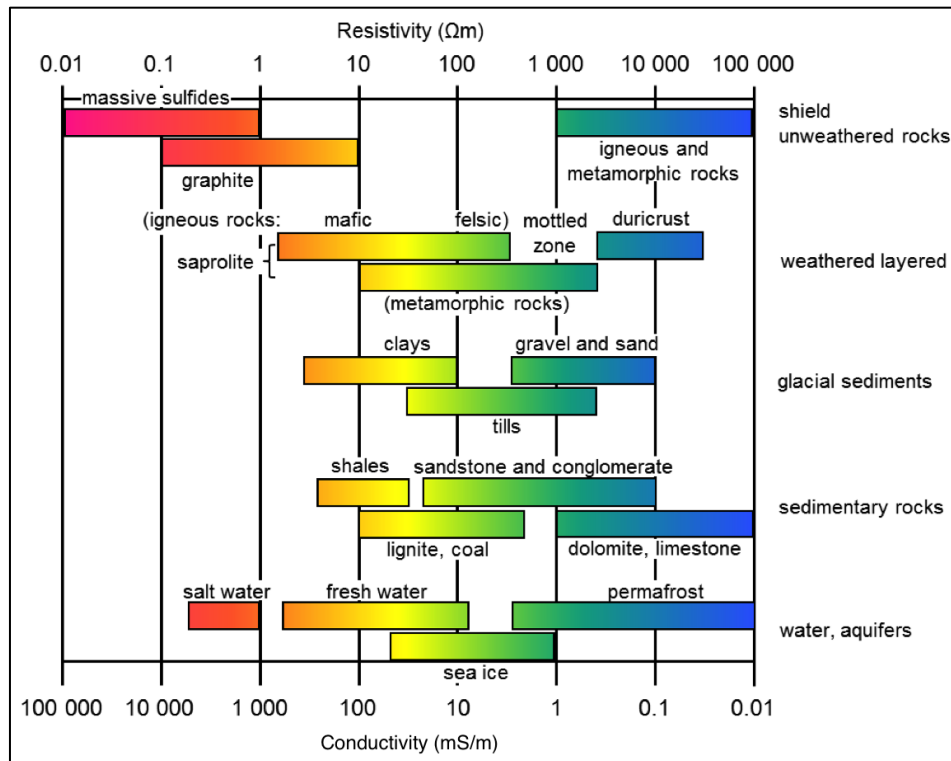


Figura 23. Conductividad eléctrica y resistividad de rocas comunes (Palacky, 1988). Adaptado de la web GeoSci Developers.

El valor de resistividad para el caolín es variable, algunos autores como (Eshimiakhe et al., 2018) proponen un rango de 41-97 ohm-m; (Ogundana et al., 2015) 61 ohm-m; (Afolabi et al., 2005) 105 – 485 ohm-m.

La resistividad que resulta de una adquisición geofísica en un medio homogéneo con una configuración geométrica establecida da como resultado una magnitud arbitraria de la resistividad,

esa magnitud se denomina resistividad aparente debido a que atraviesa varias capas a la vez, por lo que se entendería que esta resistividad es un promedio ponderado de las resistividades de las rocas y su respectivo espesor. Para un medio geológico y teniendo en cuenta la configuración del arreglo tenemos que la resistividad es:

$$\rho_a = \frac{K\Delta U}{I}$$

K se denomina al coeficiente del dispositivo, se determina por la distancia entre los electrodos del dispositivo, posee dimensiones de longitud.

$\Delta U$  es la diferencia de potencial.

I es la corriente eléctrica inyectada.

Teniendo en cuenta el principio básico de la medida de resistividad del subsuelo se toma por la inyección de corriente y la medida de la diferencia de potencial resultante (Figura 22); la distancia entre los cuatro electrodos (dos de potencial y dos de corriente) y su distribución es lo que denominamos arreglo o configuración. Los dos usos más comunes son la configuración Wenner o Schlumberger. En el arreglo Wenner los cuatro electrodos están puestos de forma colineal y tienen el mismo espaciado, por otro lado, en el arreglo Schlumberger los dos electrodos centrales de potencial tienen una distancia menor a los electrodos externos de corriente, la resistividad aparente para cada arreglo corresponde a las siguientes ecuaciones:

$$\rho_a = 2\pi aR \text{ (Wenner)}$$

$$\rho_a = \pi \left(\frac{L^2}{2l}\right)R \text{ (Schlumberger)}$$

Donde a, l y L son las distancias que se muestran en la Figura 24.

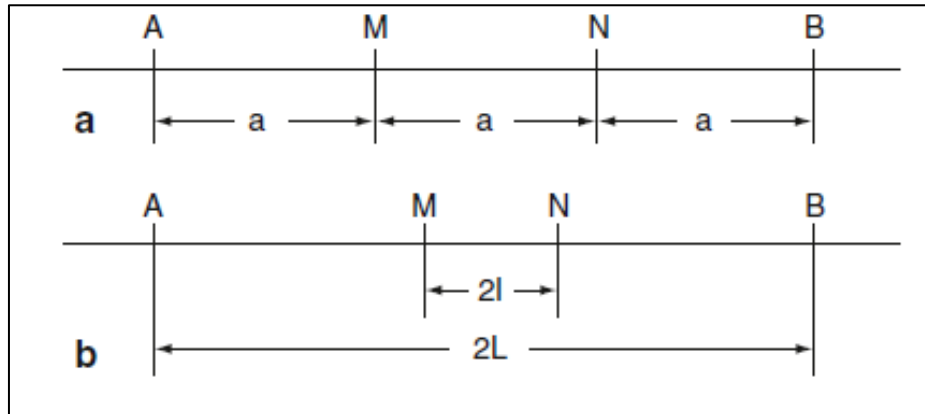


Figura 24. Configuración de electrodos para un estudio de resistividad. A). arreglo Wenner B). arreglo Schlumberger

**4.3.2 Inversión.** El problema inverso se describe como: Dada la información sobre los valores de algunas cantidades medidas (definidos como datos experimentales o medidas de campo), se empleará una relación matemática para obtener los valores de los de parámetros que definen el modelo (variables que definen el subsuelo) y que reproducirán o explicarán las observaciones de campo. El problema inverso, a través de una serie de cálculos iterativos, va ajustando el modelo de partida hasta conseguir que la diferencia entre los datos calculados del modelo y los datos medidos en campo sea mínima, en función del criterio de error asignado al algoritmo. A este proceso matemático iterativo se le denomina Inversión y el modelo resultante de este proceso es la pseudosección geo eléctrica de valores de resistividad y que representa, o modeliza, las características resistivas del subsuelo (Martínez, 2006).

**4.3.3 Profundidad de investigación (DOI).** Profundidad por debajo de la cual los datos de la superficie son insensibles al valor de la propiedad física de la tierra, las estimaciones de esta profundidad para los estudios de resistividad y polarización inducida (IP) son esenciales al interpretar modelos obtenidos de cualquier inversión porque la estructura por debajo de esa profundidad no debe interpretarse geológicamente (Oldenburg & Li, 1999). De acuerdo con Edwards (1977), para el arreglo Wenner la profundidad efectiva ( $Z_e$ ) está determinada por el espaciamiento de electrodos ( $a$ ) y la longitud del perfil ( $L$ ), multiplicado por el coeficiente respectivo de la Tabla 2.

Tabla 2.

*Coficiente para determinar la profundidad efectiva en el arreglo Wenner.*

| $Z_e/a$ | $Z_e/L$ |
|---------|---------|
| 0.519   | 0.173   |

El método DOI se basa en llevar a cabo la inversión de un conjunto de datos utilizando dos modelos de referencia diferentes (Oldenburg & Li, 1999), los valores para estos modelos se derivan de multiplicar o dividir el valor de resistividad promedio, dando un modelo con valores muy pequeños y otro con valores muy grandes, este método se basa en la siguiente ecuación:

$$R(x, z) = \frac{m_1(x, z) - m_2(x, z)}{m_{1r} - m_{2r}}$$

R se acercará a cero en ubicaciones donde las dos inversiones producen el mismo resultado, independientemente del valor del modelo de referencia, por lo que se asigna alta credibilidad a esas áreas. R se acercará a la unidad en lugares donde las inversiones alcanzan el valor del modelo de referencia. Los datos no limitan el modelo y, por lo tanto, se debe asignar poca credibilidad a

los valores del modelo en esas áreas, un valor razonablemente prudente podría ser 0.1 o 0.2 (Oldenburg & Li, 1999).

**4.3.4 Error RMS.** El error de raíz cuadrática media (RMS) mide las diferencias entre los datos pronosticados por un modelo y los datos realmente observados. Si los datos observados pueden tratarse como variables aleatorias no correlacionadas, el error RMS es la raíz cuadrada de la varianza, conocida como el error estándar (desviación estándar) de los datos. El porcentaje de raíz cuadrática media (RMS) permite evaluar el rendimiento de la inversión en la recuperación del verdadero perfil del suelo, si el valor RMS es igual a 0, claramente, los resultados simulados por el modelo coinciden perfectamente con las observaciones (Cheng et al., 2019; Zhdanov, 2009).

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left( \frac{\rho_i^{cal} - \rho_i^{med}}{\rho_i^{med}} \right)^2}{N}} * 100$$

$\rho^{cal}$ : Resistividad aparente calculada

$\rho^{med}$ : Resistividad aparente medida

N: Número de medidas

## 5. Metodología

Para cumplir con los objetivos propuestos, la metodología de trabajo se dividió en las etapas mostradas en la Figura 25.

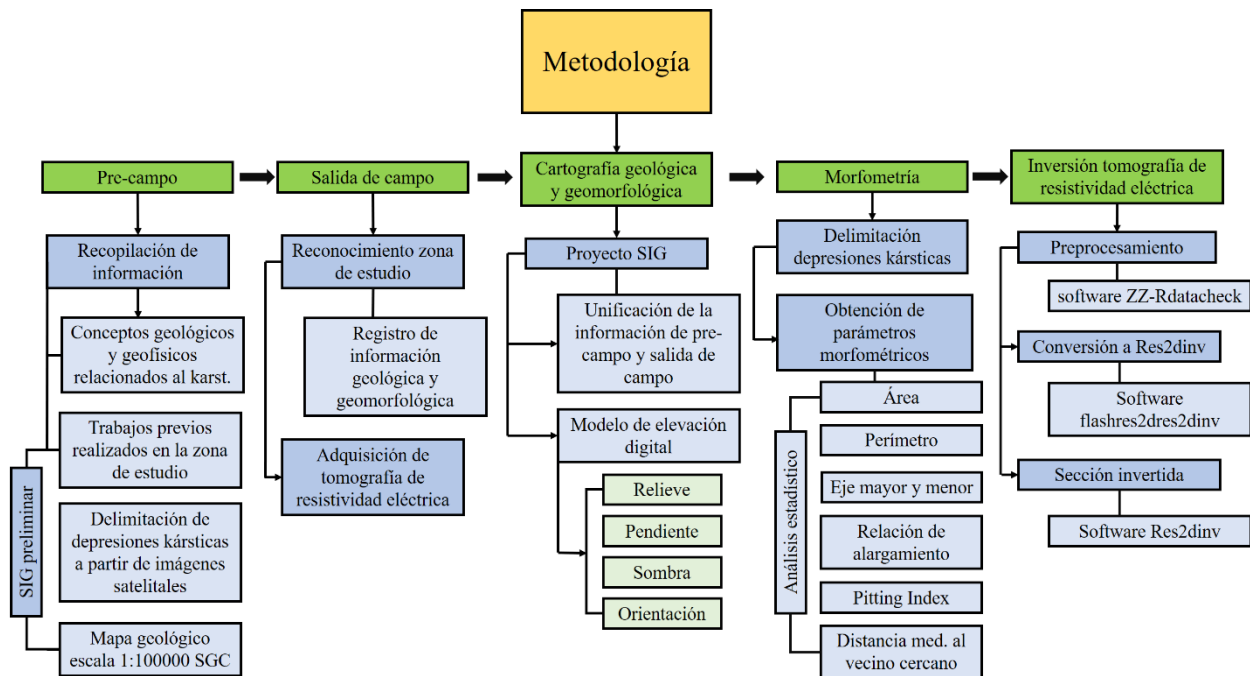
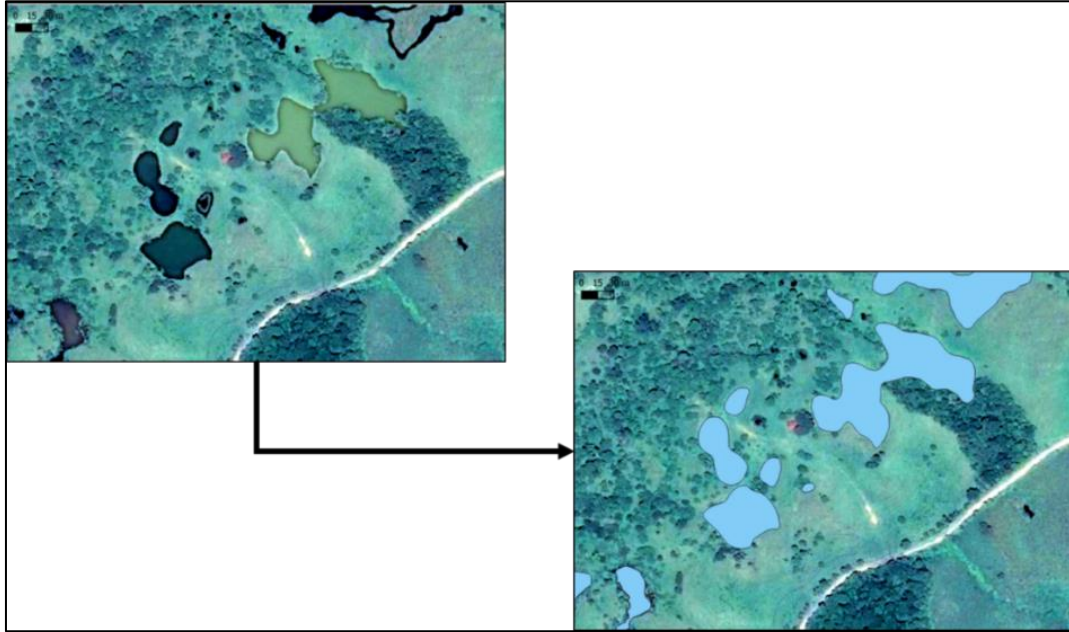


Figura 25. Metodología

### 5.1 Pre-campo

Recopilación y organización de la información necesaria de la zona de estudio y de los conceptos geológicos y geofísicos relacionados con el karst; esto incluye artículos científicos, mapas, cartas geológicas, esquemas de ordenamiento territorial, modelos digitales de elevación, e imágenes satelitales. En esta etapa se elaboró una base de datos preliminar de depresiones cerradas por medio de la identificación de láminas de agua a partir de imágenes satelitales de la base de Google-Earth Pro v.7.3 (Figura 26).



*Figura 26.* Digitalización de Depresiones cerradas sobre imagen base de Google Satellite.

## 5.2 Salida de campo

Esta etapa consistió en el reconocimiento de la zona de estudio, con una duración total de 15 días. Se realizaron 46 estaciones (Figura 27), en las cuales se tomaron puntos de control con datos estratigráficos y estructurales tomados en azimut de rumbo y registrados en coordenadas planas utilizando el sistema de referencia MAGNA-SIRGAS / Colombia Bogota zone (EPSG: 3116).

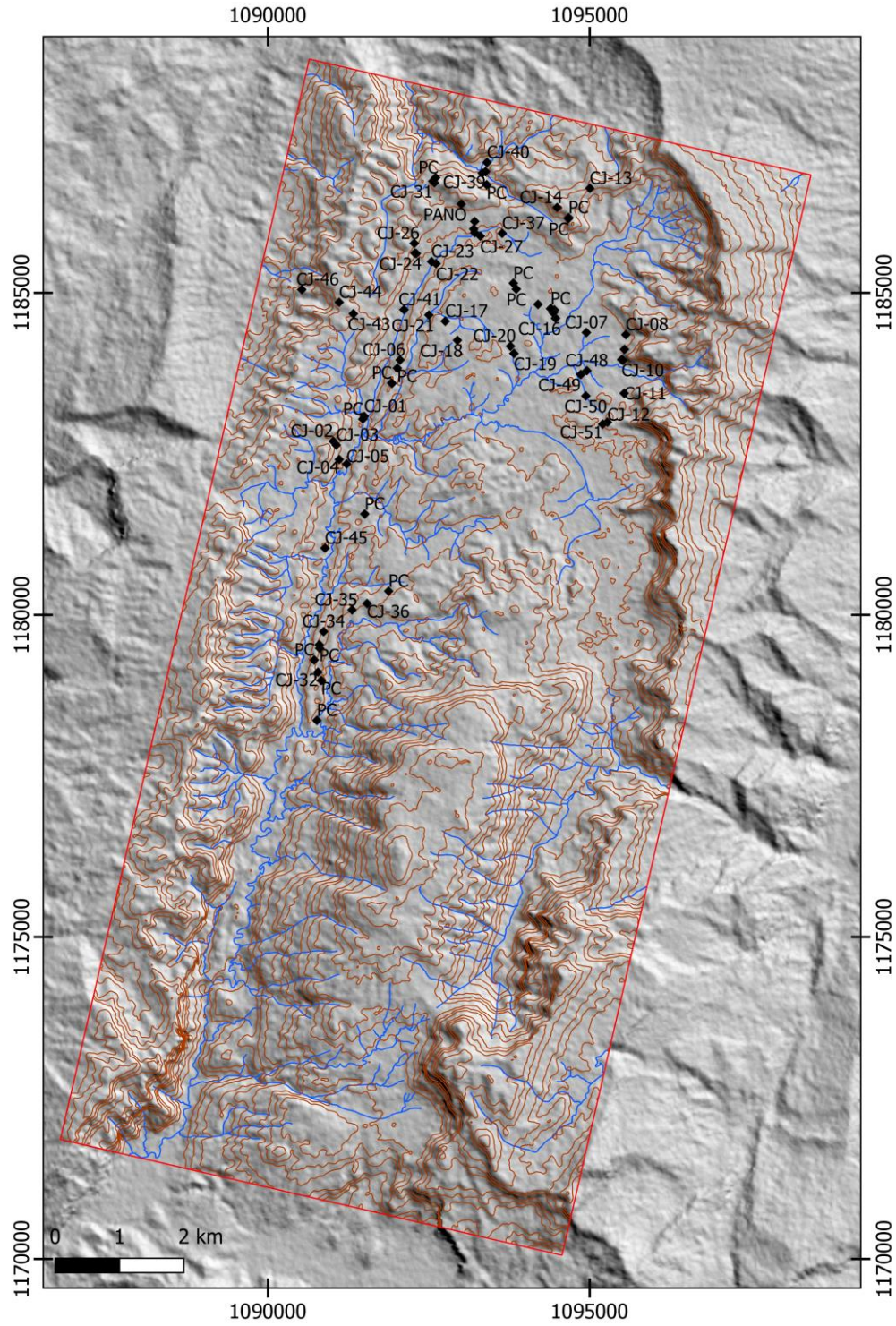


Figura 27. Mapa de estaciones.

Además, en la campaña de campo se realizaron dos líneas de tomografía de resistividad eléctrica utilizando el arreglo Wenner, descritas a continuación.

**5.2.1 Adquisición de datos de tomografía eléctrica vertical.** El equipo empleado para adquisición de la información consta de los siguientes elementos:

Unidad central FlashRES-UNIVERSAL64/9.

64 electrodos.

Batería 12 v.

Dos carretes de Cable.

Computador portátil con el software de adquisición.

Tabla 3.

*Coordenadas inicio y final de las líneas de tomografía.*

| Línea | Punto de inicio |         | Punto final |         |
|-------|-----------------|---------|-------------|---------|
|       | X               | Y       | X           | Y       |
| TRE 1 | 1094436         | 1184857 | 1094394     | 1185042 |
| TRE 2 | 1094630         | 1184672 | 1094637     | 1184543 |

Las dos líneas de tomografía se realizaron utilizando el arreglo Wenner, empleando 64 electrodos. La línea TRE 1 tiene orientación de  $357^\circ$  respecto al Norte, longitud de 192 m, y un espaciamiento de 3 m entre electrodos. La línea TRE 2 tiene orientación de  $167^\circ$  respecto al Norte, consta de 128 m y un espaciamiento de 2 m entre electrodos. Las coordenadas de las líneas se encuentran en la Tabla 3 y su respectiva localización en la Figura 28.

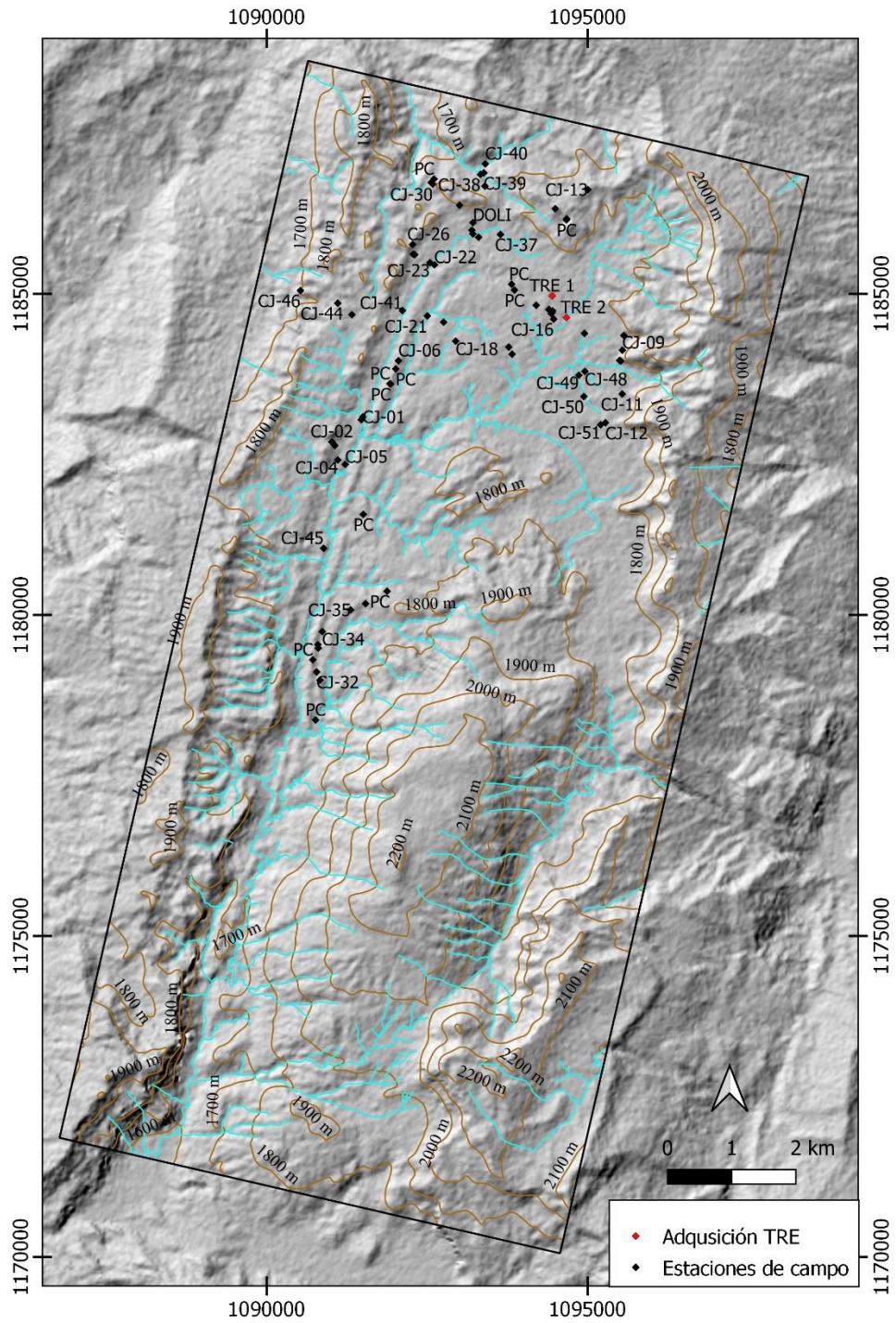


Figura 28. Localización de las líneas de tomografía.

### 5.3 Cartografía geológica y geomorfológica

Se realizó a partir de la información obtenida en las etapas de pre-campo y campo final, con el propósito de generar los mapas geológicos y geomorfológicos del área de estudio a escala 1:25000. Toda la información se recopiló en un proyecto de QGIS ; además se generaron diferentes capas ráster a partir del modelo de elevación digital de 12,5 m de resolución espacial obtenido de la plataforma ASF Data Search.

En la realización del mapa geomorfológico se tuvo en cuenta la metodología usada por el Servicio Geológico Colombiano (2012), en la que se emplea una jerarquización, donde el *nivel regional* busca representar el origen de las geoformas y los ambientes morfogenéticos asociados, mientras que el *nivel detallado* muestra las expresiones morfológicas, los procesos morfodinámicos, la influencia de la litología y los ambientes morfogenéticos.

### 5.4 Análisis de lineamientos

Siguiendo la metodología en Das, Pardeshi, Kulkarni, & Doke (2018), a partir del modelo digital de elevación se generaron mapas de sombras multidireccionales, en los cuales se trazaron manualmente todos los lineamientos visibles, las direcciones utilizadas fueron 0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° y 315° con altitud de 45° para todas las direcciones (Figura 29).

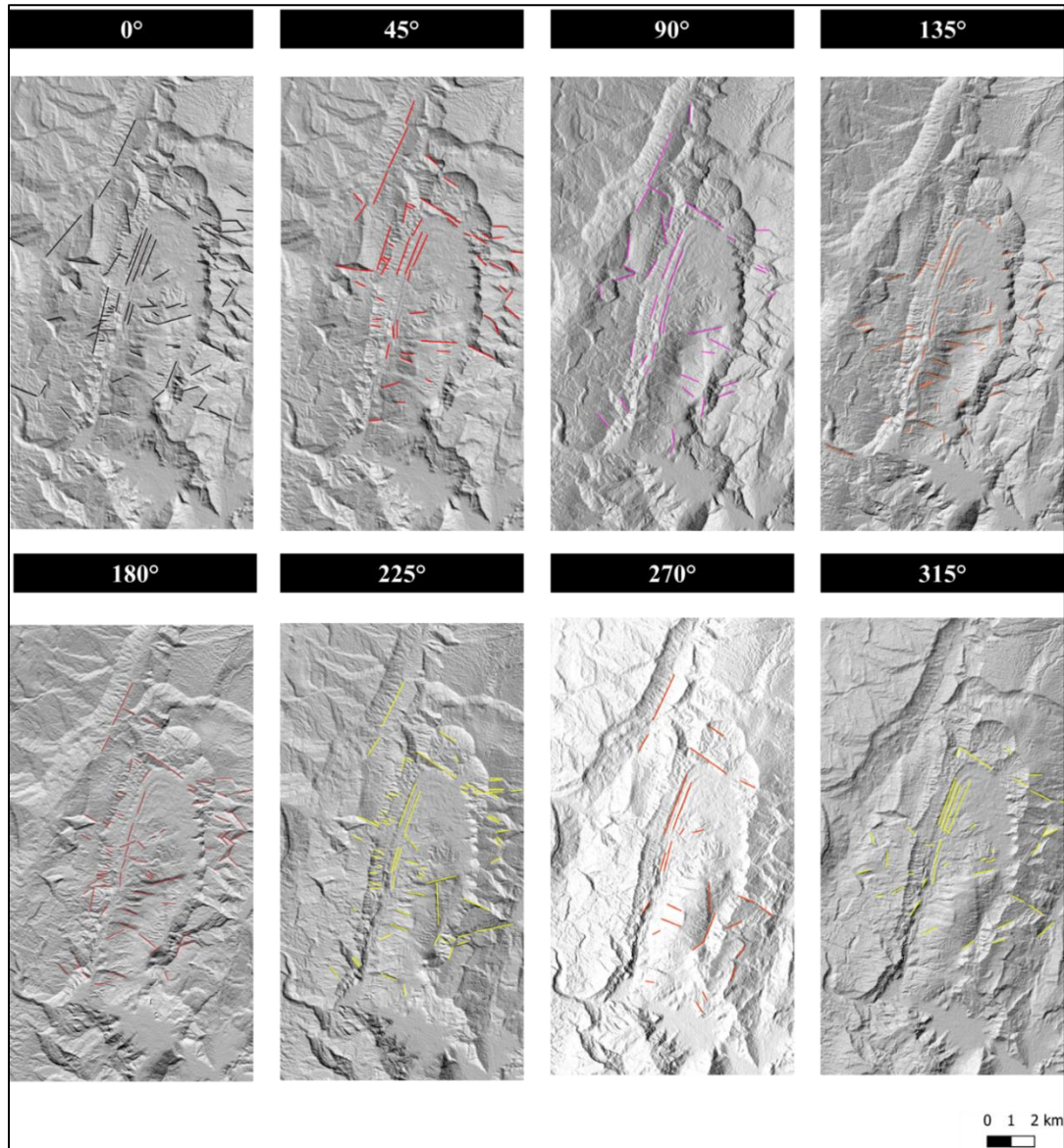


Figura 29. Direcciones aplicadas en el análisis de mapas de sombras.

Después de trazar todos los lineamientos, se superpusieron para determinar agrupamiento de líneas donde habían superpuestas y/o cercanas, creando una nueva capa que representara tal agrupamiento considerándola así, como lineamiento final.

5.5 Morfometría

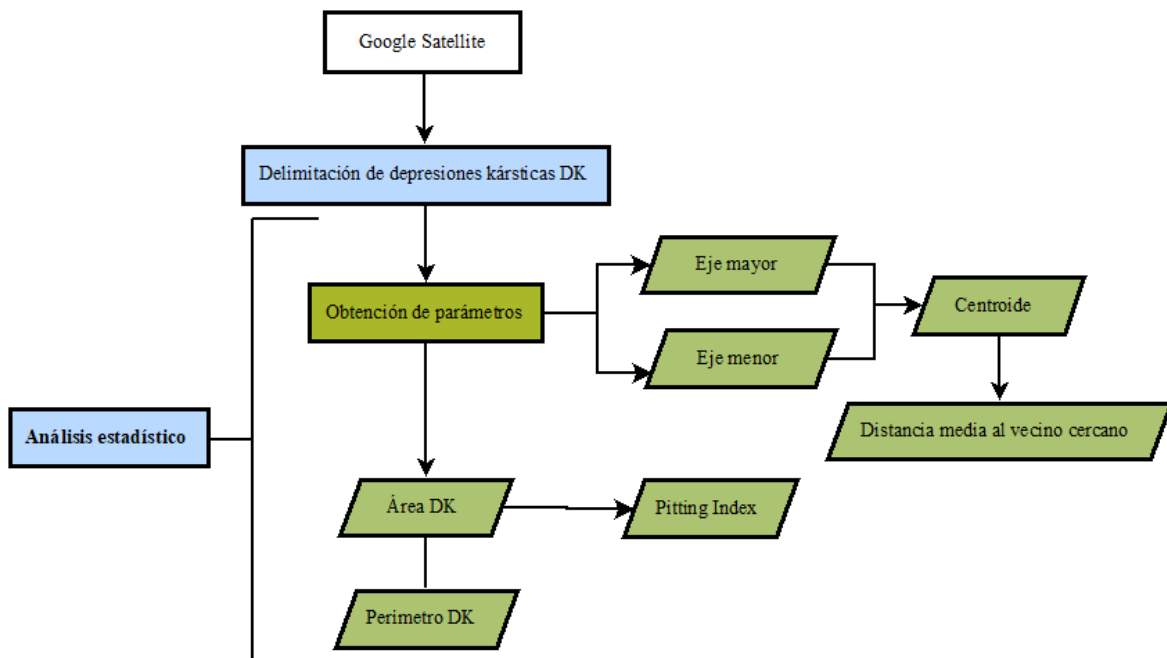


Figura 30. Resumen del procesamiento para obtener los parámetros morfométricos.

La obtención de los parámetros se realizó utilizando las diferentes herramientas de procesamiento vectorial presentes en Qgis 3.8 y aplicación de fórmulas en hojas de Excel. El procesamiento SIG se inició con la delimitación de depresiones cerradas teniendo como base la imagen satelital de Google Earth, posteriormente se determinaron los ejes mayor y menor para cada una de las depresiones kársticas. El cálculo de estos parámetros se muestra paso a paso en el Apéndice A.

Los parámetros de área y perímetro se realizaron directamente en la calculadora de campos de Qgis, utilizando las funciones \$area y \$perimeter; la distancia media al vecino más cercano se realizó mediante la herramienta *análisis de vecinos más próximos* la cual muestra los resultados en un archivo HTML; para los parámetros, relación de alargamiento y Pitting Index se aplicó la

respectiva fórmula en Excel. Con todos los parámetros morfométricos obtenidos se realizó un análisis estadístico descriptivo, incluyendo diagramas de barras y circulares entre otros.

### **5.6 Inversión de datos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE)**

Se realizó un procesamiento previo a la inversión mediante el software *ZZ-Rdatacheck.exe* en el que se ingresó el archivo obtenido en la adquisición y este creó como salida un nuevo archivo INP (*IV\_inv.inp*) el cual se procesó mediante la aplicación *flashres2res2dinv.exe*, dando como salida un archivo *IV\_inv.RES2DINV.dat*, que se puede ingresar en el software *RES2DINV.exe* el cual permite realizar el proceso de inversión (Figura 31).

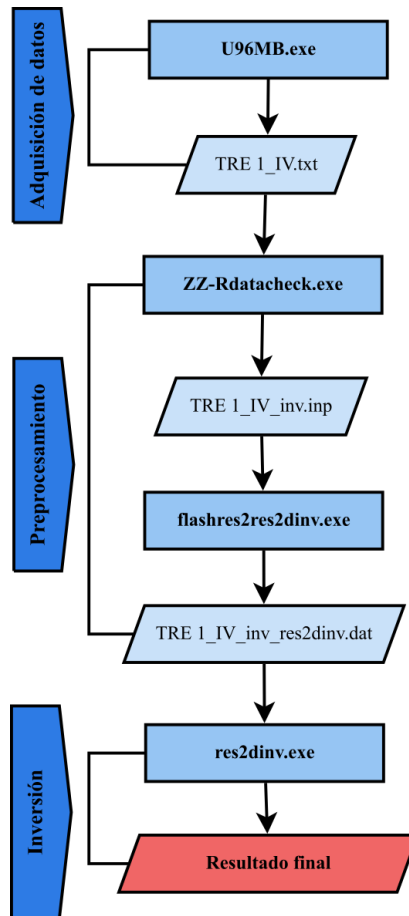


Figura 31. Diagrama de procesamiento previo a la inversión en el software RES2DINV.exe.

El software RES2DINV al ser versión Demo permite realizar un máximo de cuatro iteraciones, este programa genera un modelo 2D que consta de una gran cantidad de bloques rectangulares y homogéneos. De acuerdo con Loke (1999), el programa está diseñado para operar, en la medida de lo posible, de manera automática y robusta con una entrada mínima del usuario, este tiene un conjunto de parámetros predeterminados que guían el proceso de inversión, en la mayoría de los casos, los parámetros predeterminados dan resultados razonables. Dado el caso, el programa permite seleccionar el método de diferencias y el de elementos finitos para calcular los valores de resistividad aparente y utiliza una técnica de mínimos cuadrados para calcular la resistividad de

los bloques modelos; el programa comienza a partir de un modelo inicial de resistividades, en el que calcula su respuesta en términos de resistividad aparente y posteriormente es comparada con los datos de entrada de forma iterativa, ajustando los valores de resistividad de cada bloque hasta conseguir un error mínimo (RMS) o alcanzar una cantidad de iteraciones establecidas (M.H. Loke, 2019).

Para los datos procesados se establecieron los siguientes parámetros, método de inversión robusto, diferencias finitas y el método Gauss Newton estándar para resolver la ecuación de mínimos cuadrados.

## **6. Resultados**

### **6.1 Geología de la zona de estudio**

La zona de estudio está conformada por un basamento metamórfico cubierto por una secuencia sedimentaria de rocas con edades que van desde el Jurásico hasta el Cretácico Inferior, las unidades litoestratigráficas de base a techo corresponden al miembro metamórfico de la Formación Floresta, el cual está cubierto por las formaciones sedimentarias Girón, Arcabuco, Cumbre, Rosablanca y Paja (Figura 32). La zona central del Anticlinal de Cerro Negro está constituida en su mayoría por la Formación Cumbre y en algunas zonas por depósitos aluviales que cubren topografía kárstica; las formaciones Rosablanca y Paja constituyen los flancos del anticlinal (Figura 33).

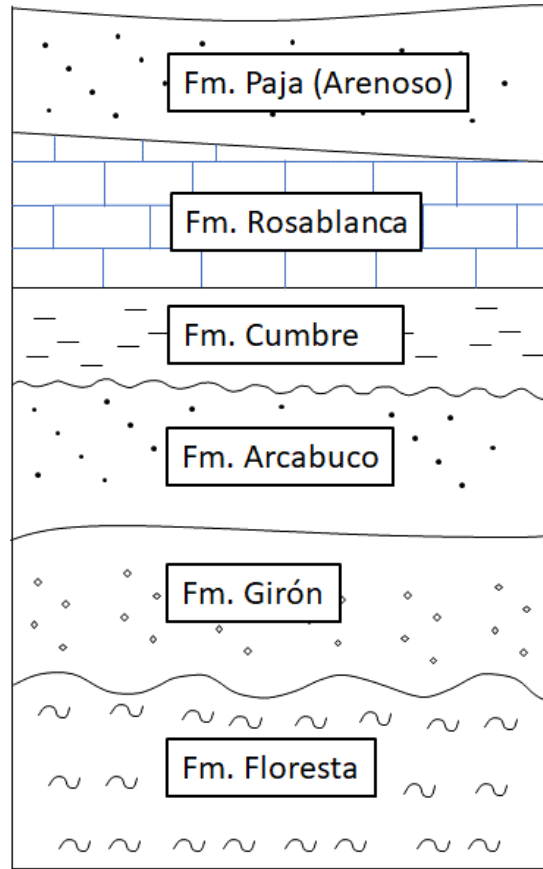


Figura 32. Esquema de la geología en la zona de estudio. Adaptado de Pulido, 1979.

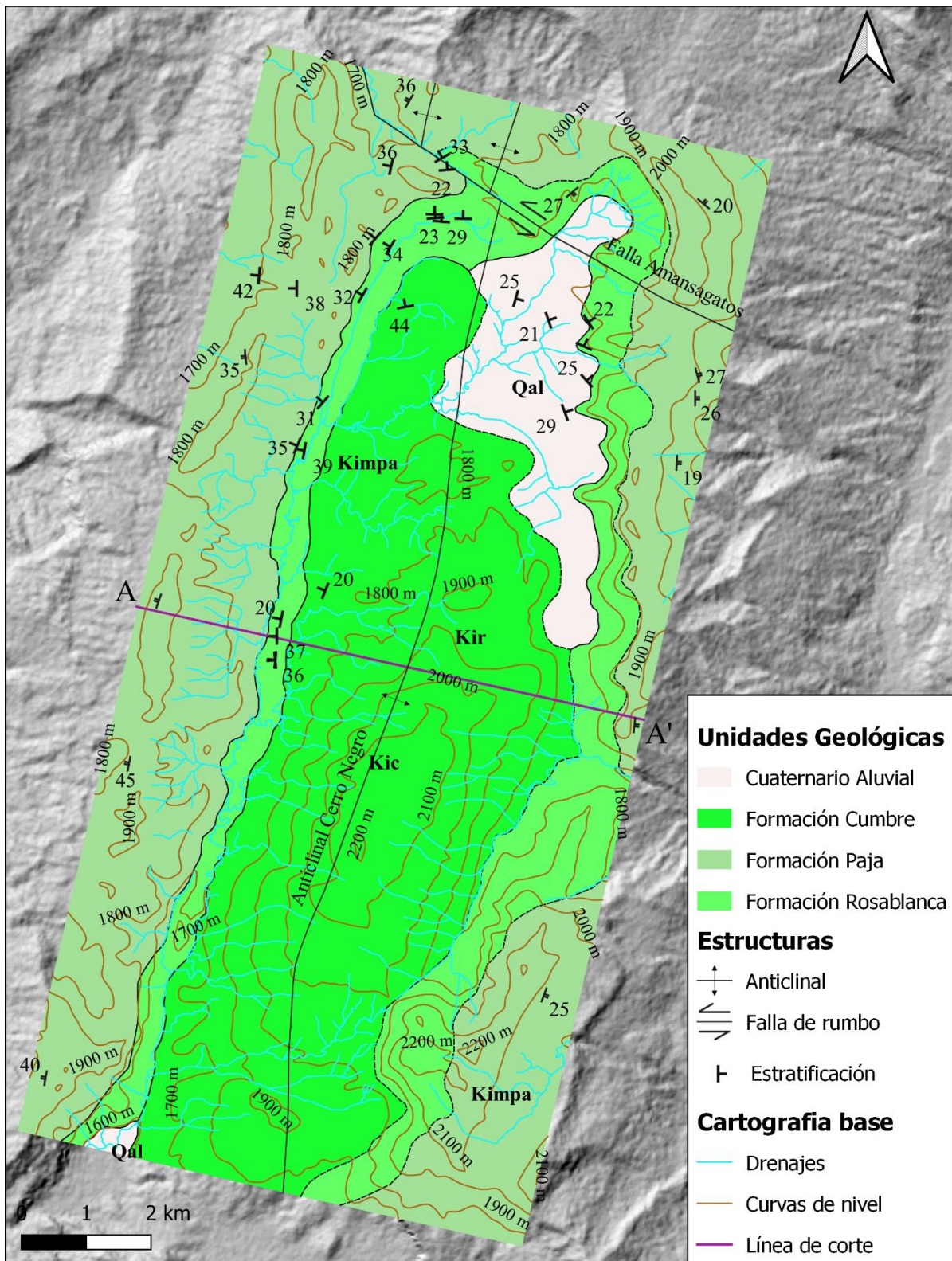


Figura 33. Mapa geológico de la zona de estudio.

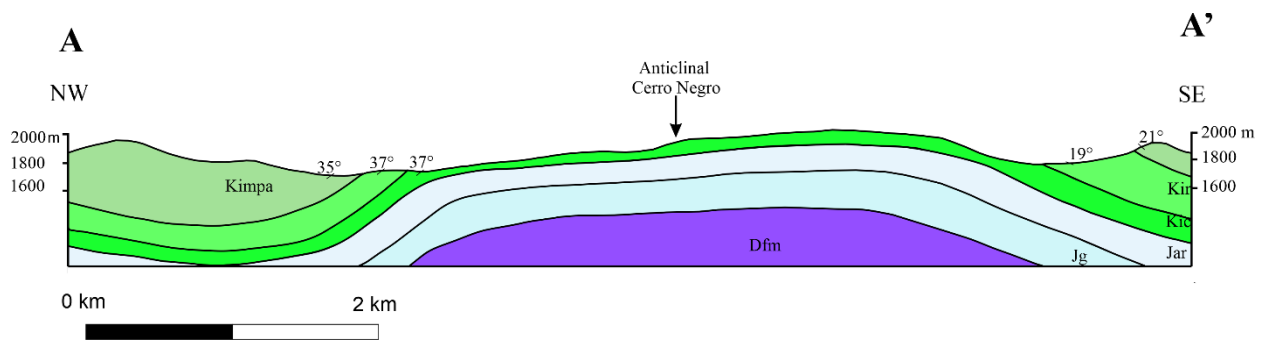


Figura 34. Corte geológico.

**6.1.1 Formación Cumbre (Kic).** Renzoni y Ospina (1969), asignan este nombre a un conjunto de areniscas grises oscuras con estratificación entrecruzada, alternando con Shale negro piritoso que afloran en la carretera entre Arcabuco y Monquirá alcanzando un espesor de 137 m, constituida por tres litofacies: la primera conformada por arenitas de color gris oliva, la segunda por intercalaciones de limolitas y arcillolitas blancas a negras y la tercera conformada por limolitas rojas. En el anticlinal de Cerro Negro, la unidad aflora formando el núcleo y sólo se observan los niveles superiores constituidos por shales grises oscuros a negros piritosos, alternando con bancos delgados de arenisca grisosa que infrayacen concordantemente a calizas de la formación Rosablanca (Pulido, 1979). La Formación documenta el avance oscilante hacia el nordeste de la transgresión de comienzos del Cretácico sobre una llanura costera aluvial (H. Mendoza, 1985).

En el área de estudio, la Formación Cumbre presenta un espesor de 145 m con base a la sección estratigráfica realizada por Portilla (1989) sobre la quebrada el Chiflón ubicada en el flanco Occidental del anticlinal, de acuerdo al corte geológico se obtuvo un espesor de 114 m. Se reconocieron limolitas que presentan colores, gris claro y amarillo muy claro, moderadamente seleccionadas; es común encontrar en algunas áreas de la formación, halos concéntricos de óxidos

de hierro (Figura 35) que dan una tonalidad amarilla a la roca. Esta unidad presenta una tendencia de estratificación de  $259^{\circ}/44^{\circ}$  y planos de diaclasas verticales con actitud promedio de  $185^{\circ}/70^{\circ}$  (Figura 36).



*Figura 35.* Halos concéntricos de la formación Cumbre.



Figura 36. Diaclasas de la formación Cumbre.

**6.1.2 Formación Rosablanca (Kir).** El nombre de la formación se deriva del Cerro Rosablanca, a unos 5 km al Norte de la esquina Noreste de la concesión de Mares, sin embargo, la sección tipo generalmente aceptada es la del cañón del Río Sogamoso, cerca de 1.5 km aguas arriba del puente sobre el río, en el sitio el Tablazo, donde la unidad consta de calizas macizas, duras, grises azulosas, fosilíferas, de textura gruesa, con capas margosas que pasan a caliza de textura fina, negra y arcillosa en la parte superior, el espesor es de 425 m (Ward et al., 1973).

En el área de estudio, la Formación Rosablanca aflora en ambos flancos del Anticlinal de Cerro Negro, el flanco Occidental se caracteriza por presentar relieve ondulado asociado a las formas de disolución superficial (Figura 37).



*Figura 37.* Afloramiento de la formación Rosablanca caracterizada por presentar un relieve ondulado asociado a la karstificación.

En el flanco Oriental la mayor parte de la formación se encuentra cubierta por un depósito Cuaternario, en el que los afloramientos se encuentran en el fondo de los valles ciegos (Figura 38 y Figura 39), con una tendencia de  $350^{\circ}/30^{\circ}$ . Jerez H. & Silva A.(2005), determinaron el espesor de la formación Rosablanca para el área de Barroblanco - Portachuelo mediante poligonal abierta, obteniendo un valor de 63 m aproximadamente. A partir del corte geológico se determinó un espesor en la zona de estudio de 170 m.

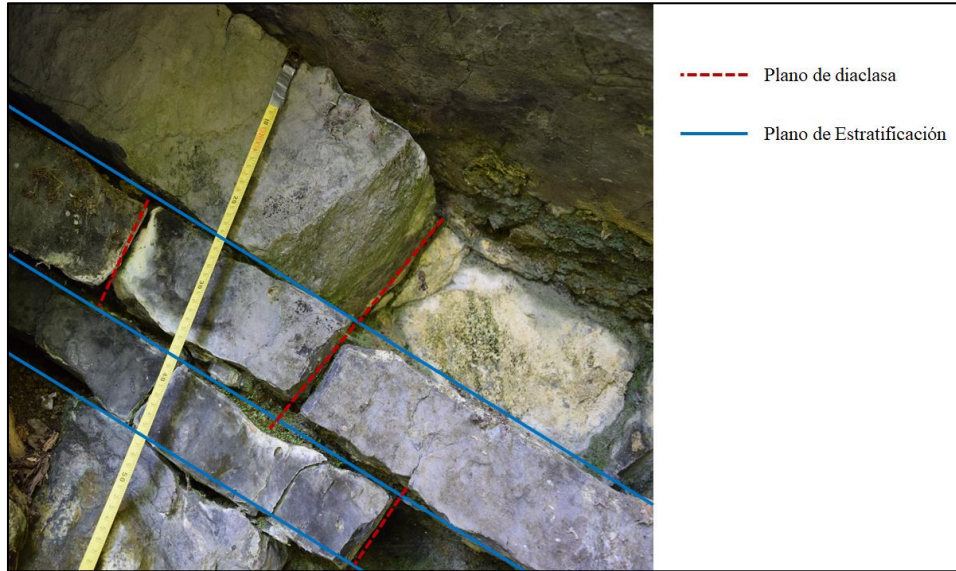


Figura 38. Afloramientos de la formación Rosablanca en el fondo de valles ciegos.



Figura 39. Calizas de la formación Rosablanca con tendencia  $16^{\circ}/25^{\circ}$  (flecha azul) cubiertas por depósito de Caolín (línea roja).

En varios afloramientos se observa el desarrollo de diaclasas verticales y formas resultantes del proceso de disolución (Figura 40).



*Figura 40.* Diaclasas verticales en caliza de la Formación Rosablanca en la entrada de la cueva el Trapiche.

La litología de acuerdo con la clasificación de Dunham (1962), corresponde a Mudstone calcáreo con estratificación plano-paralela en capas de 15 a 30 cm y entre 5 y 6 % de porcentaje de Bioclastos, hacia el NE se identificó Wackestone con presencia de bivalvos con tamaños que varían entre 0,5 y 1,5 cm y fragmentos de equinodermos; el Mudstone es la roca predominante en la zona de estudio.



*Figura 41.* Mudstone de la Formación Rosablanca.



*Figura 42.* Wackstone de la Formación Rosablanca.

**6.1.3 Formación Paja (Kimpa).** Formación designada y descrita por O.C. Wheeler en informe inédito de 1929. La localidad tipo se encuentra en la quebrada la Paja donde la corriente entra al río Sogamoso, 1 km aguas arriba del puente el tablazo. La sección alcanza un espesor máximo de 625 m y está compuesta de shales negros micáceos, limosos, ligeramente calcáreos y delgadamente laminados, los 250 - 300 m inferiores contienen concreciones de calizas, nódulos septarios y venas de Calcita (Ward et al., 1973); la Formación se torna más arenosa hacia el sur, razón por la cual en el mapa de Oiba se diferencian los dos miembros, arenoso y arcilloso. Cerca al municipio de Oiba, el miembro inferior presenta intercalación con un nivel de calizas arcillosas de 10 m de espesor que se extiende hasta los alrededores de Confines - Charalá (Portilla, 1989).

En la zona de estudio aflora la Formación Paja con su miembro Arenoso, el cual se encuentra en ambos flancos del anticlinal Cerro Negro, la litología corresponde a Cuarzoarenisca lodosa de grano muy fino a fino, de color naranja-amarillo, bien calibrada con laminación plano-paralela.



*Figura 43.* Afloramiento de la Formación Paja - Miembro Arenoso sobre corte de carretera.

Composicionalmente presenta minerales de Cuarzo, Moscovita y Óxidos, en algunas partes de la formación se encuentran conchas de bivalvos de 1 cm de diámetro aproximadamente (Figura 44). Esta unidad aflora con una tendencia promedio de  $180^{\circ}/22^{\circ}$

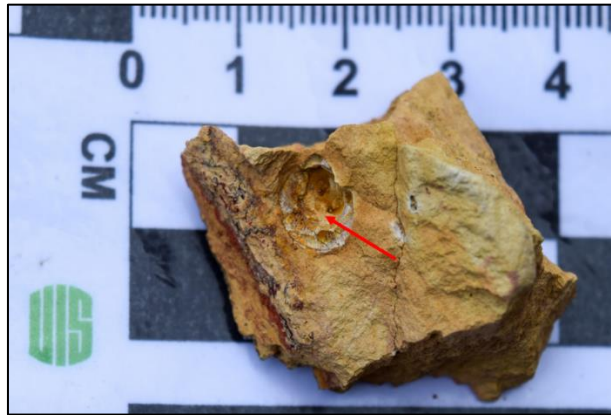


Figura 44. Conchas de bivalvos en la formación Paja.

**6.1.4 Depósito aluvial (Qal).** Se manifiesta sobre el margen izquierdo de la Quebrada La Santuaria, aumentando la distribución hacia al Sur, el depósito está compuesto por arena lodosa de color gris claro y con una fuerte zonificación de color naranja, además, posee partículas arenosas de tamaño fino a medio, de forma esférica y angular (Jerez H. & Silva A., 2005). En algunas zonas, el depósito presenta un alto contenido de caolín y se encuentra sobre las calizas de la formación Rosablanca, en las que se observa un relieve ondulado dado por la disposición del depósito sobre formas kársticas (Figura 45). La presencia del depósito de material caolinítico se ubica en algunos sectores sobre el techo de las cuevas halladas en el sector de Barroblanco, esto podría estar relacionado a un depósito de caolín secundario o transportado.



*Figura 45.* Deposito cuaternario sobre calizas de la formación Rosablanca  $335^{\circ}/22^{\circ}$ .

**6.1.5 Geología Estructural.** De acuerdo con Portilla (1989), la zona está relacionada regionalmente con la tectónica de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos, donde ocurre un plutonismo asociado al Complejo Ígneo Metamórfico del Macizo de Santander, así como fallas normales e inversas y plegamientos, producto de esfuerzos tensionales y compresionales.

El área de estudio está localizada dentro de la región Charalá, Oiba, Olival, la cual modela el marco estructural de la zona, mediante los principales elementos tectónicos como lo son la Falla de Confines, Anticlinal de Virolín, Anticlinal de Confines y Anticlinal de Cerro Negro, además de la falla Amansagatos descrita en Jerez H. & Silva A., (2005), siendo estas dos últimas las estructuras que se encuentran dentro de la zona de trabajo.

A partir de 161 datos de planos de estratificación obtenidos en campo, se realizó un análisis geométrico del Anticlinal de Cerro Negro mediante el estudio estereográfico, obteniendo valores

que describen el eje de pliegue, plano axial y ángulo entre flancos, esto basados en las técnicas mostradas en Lisle & Leyshon (2004). En la Figura 46 se muestra en resumen el procedimiento aplicado en Stereonet 10, siguiendo las instrucciones en (Allmendinger, 2018).

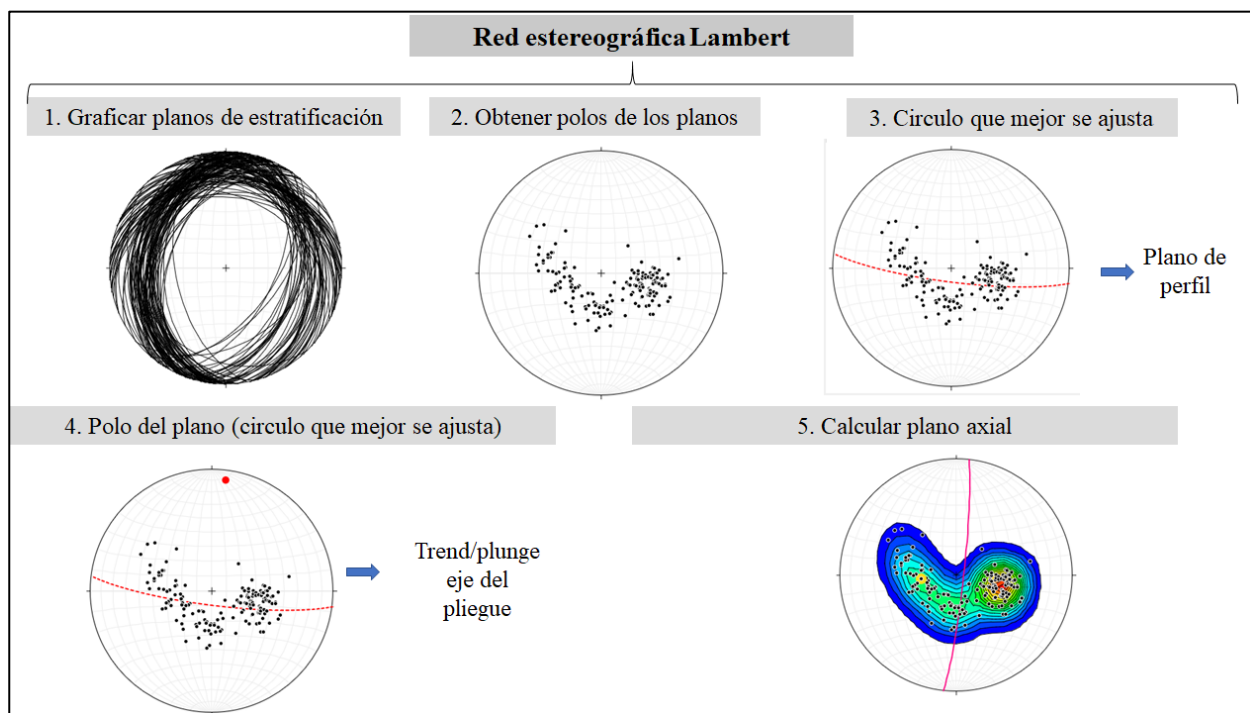


Figura 46. Resumen de la técnica utilizada para la descripción del pliegue.

El cálculo del plano axial se realizó en el software Stereonet mediante la opción *axial plane finder* que permite ingresar las dos concentraciones mayores de puntos que representan la estratificación en cada flanco del pliegue (Figura 47). (Allmendinger et al., 2011; Cardozo & Allmendinger, 2013).

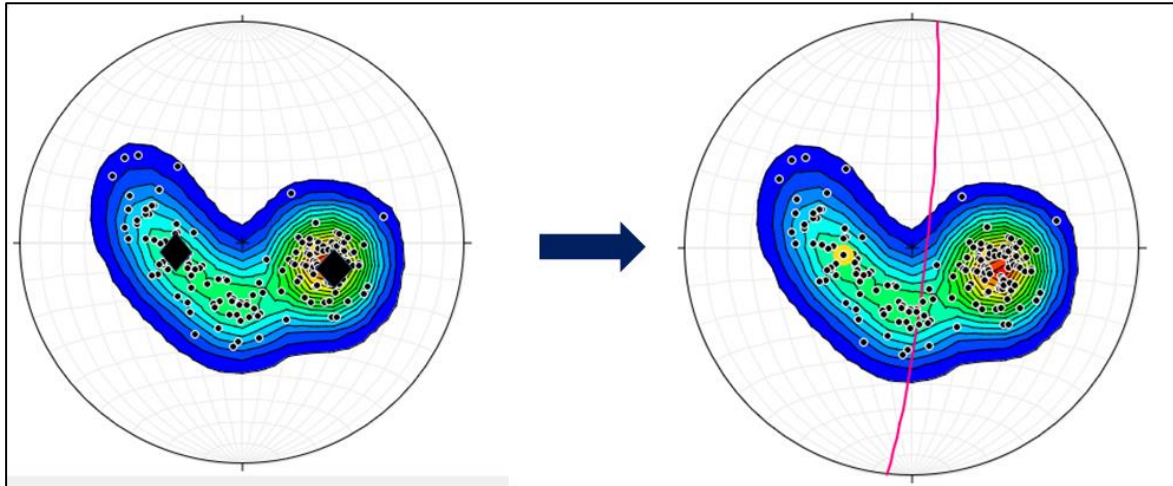


Figura 47. Plano axial determinado en Stereonet.

Los resultados obtenidos se muestra en la siguiente tabla.

Tabla 4.

Valores obtenidos a partir del análisis estereográfico.

|                             |                |               |
|-----------------------------|----------------|---------------|
| <b>Eje de pliegue</b>       | Trend: 007.2°  | Plunge: 09.2° |
| <b>Plano axial</b>          | Strike: 006.3° | Dip: 84.8° E  |
| <b>Ángulo entre flancos</b> | 124°           |               |
| <b>Simetria</b>             | No simetrico   |               |

De acuerdo con los resultados, el pliegue se clasificó con base al plunge del eje, como no buzante y con base al buzamiento de la superficie axial, como muy inclinado (Figura 48).

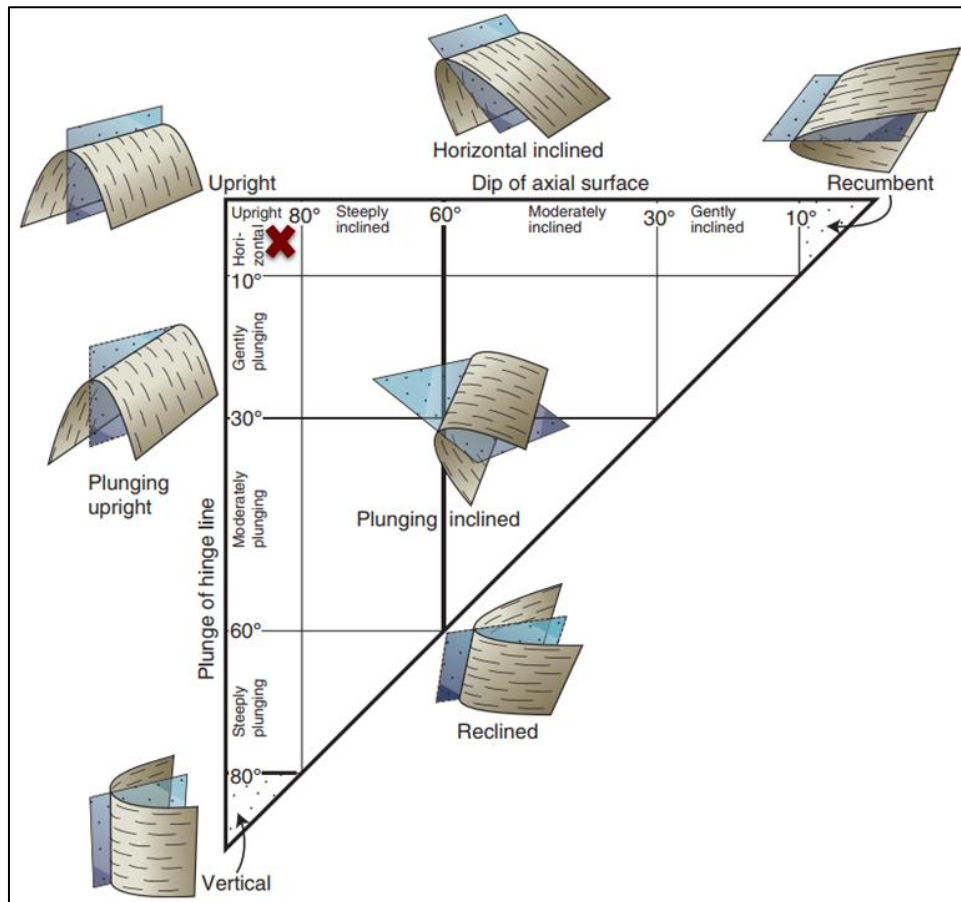


Figura 48. Clasificación de pliegues basado en la orientación de la línea de charnela y el plano axial. Adaptado de (Fossen, 2010).

Dado lo anterior, el Anticlinal de Cerro Negro corresponde a un pliegue ligeramente asimétrico con cabeceo de  $9.2^\circ$  y vergencia hacia el Este de  $84.8^\circ$ , el eje tiene una orientación  $N07^\circ E$ .

La parte Norte del eje del anticlinal, presenta un desplazamiento hacia el NW, debido a la *falla Amansagatos*, estructura descrita en Jerez H. & Silva A., (2005) como falla normal de alto ángulo con dirección  $N55^\circ W$  y desplazamiento en la horizontal hacia el NW, siendo el bloque ubicado hacia el NE del plano de falla, el bloque levantado.

## 6.2 Geomorfología

El Anticlinal de Cerro Negro se encuentra ubicado dentro de la geomorfoestructura denominada Sistema Orogénico Andino y dentro de esta, en la provincia de la Cordillera Oriental; la cartografía geomorfológica de la zona de estudio tiene como alcance la reconstrucción de la historia morfogenética del relieve kárstico y su relación con el relieve general de la región. Dado lo anterior, se utilizó una escala de trabajo 1:25000 correspondiente a un análisis al nivel de unidades y subunidades geomorfológicas. Los ambientes morfogenéticos predominantes en la zona incluyen geoformas de origen *estructural*, *denudacional* y *kárstico* (Tabla 5).

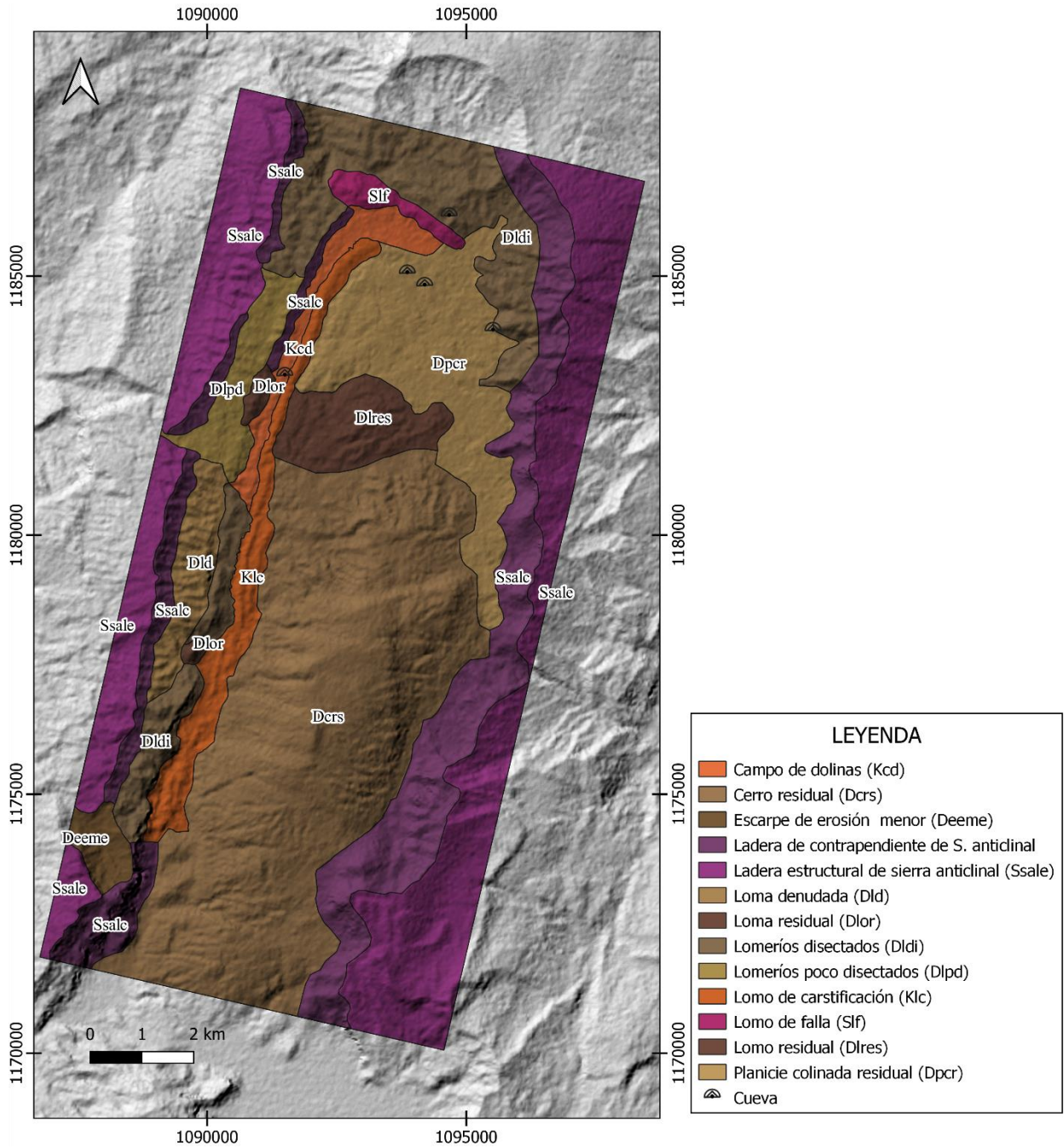


Figura 49. Mapa geomorfológico.

Tabla 5.

Área de los ambientes y unidades geomorfológicas presentes en la zona de estudio.

| Ambiente            | Unidad   | Área (m <sup>2</sup> ) | % Ambiente |       |
|---------------------|--|------------------------|------------|-------|
| <b>Denudacional</b> | Loma residual (Dlol)                                   | 0.57                   | 79.28      | 57.5% |
|                     | Escarpe de erosión mayor (Deeme)                       | 1.40                   |            |       |
|                     | Lomeríos disectados (Dldi)                             | 13.90                  |            |       |
|                     | Loma denudada (Dld)                                    | 2.94                   |            |       |
|                     | Cerro residual (Dcrs)                                  | 40.43                  |            |       |
|                     | Lomeríos poco disectados (Dlpd)                        | 3.06                   |            |       |
|                     | Lomo residual (Dres)                                   | 4.28                   |            |       |
|                     | Planicie colinada residual (Dpcr)                      | 12.70                  |            |       |
| <b>Estructural</b>  | Ladera estructural de sierra anticlinal (Ssale)        | 29.28                  | 50.66      | 36.7% |
|                     | Ladera de contrapendiente de sierra anticlinal (Ssalc) | 20.23                  |            |       |
|                     | Lomo de falla (Slf)                                    | 1.15                   |            |       |
| <b>Cárstico</b>     | Campo de dolinas (Dolc)                                | 2.53                   | 7.94       | 5.8%  |
|                     | Lomo de carstificación (Klc)                           | 5.41                   |            |       |

**6.2.1 Geformas de origen denudacional.** Se describen geoformas que son el resultado de procesos exógenos de meteorización, procesos erosivos hídricos y por fenómenos de transporte o de remoción en masa actuando sobre el relieve existente (Servicio Geológico Colombiano, 2012). Las unidades encontradas fueron colinas residuales, colinas residuales disectadas, lomas residuales, lomeríos disectados, y lomos residuales.

**6.2.1.1 Loma desnuda (Dld).** Prominencia topográfica con altura menor a los 200 m sobre su nivel base local, con morfología alomada y elongada, laderas cortas a muy cortas de pendientes muy inclinadas a muy abruptas (Servicio Geológico Colombiano, 2012), se localiza hacia la zona Oeste del anticlinal.

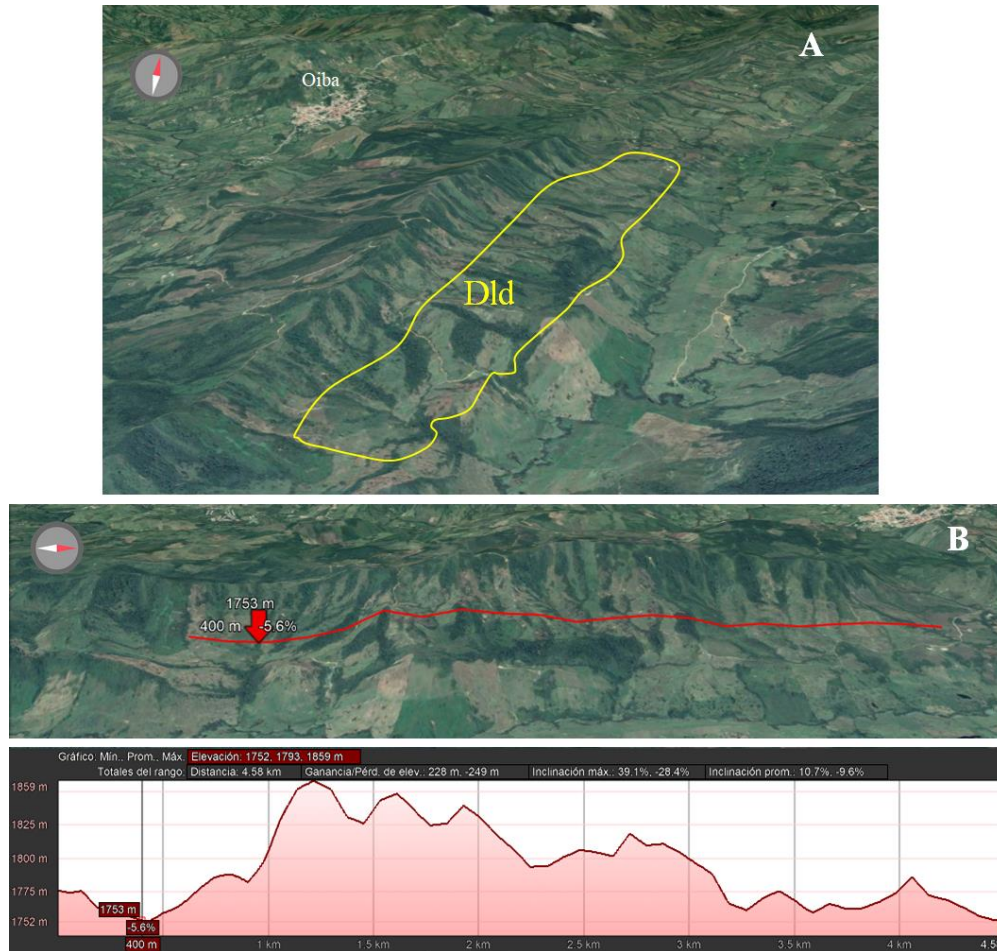


Figura 50. A) Loma desnuda. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.2 Escarpe de erosión menor (Deeme).** Se distingue como una ladera abrupta o a desplome de longitud corta, de forma cóncava, y con pendiente escarpada, se origina por socavación fluvial lateral o por procesos de erosión y movimientos en masa a lo largo del drenaje (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

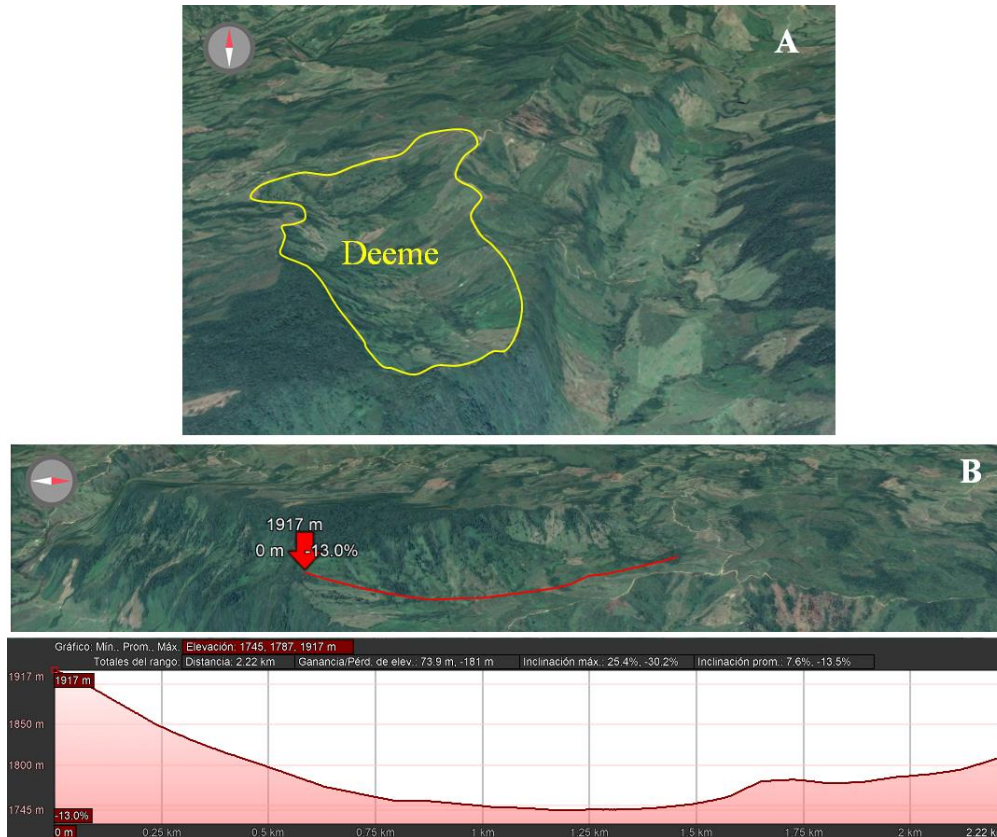


Figura 51. A) Escarpe de erosión menor. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.3 Loma residual (Dlor).** Esta geoforma se aprecia hacia la parte Oeste de la estructura, está ubicada en uno de los flancos del anticlinal y se encuentra limitada por pendientes moderadas, se distinguen como prominencias topográficas menores de 200 m con laderas cortas con pendiente inclinadas, convexas y constituida de suelos residuales; Su origen se relaciona con procesos de erosión en las laderas del flanco oeste de la estructura (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

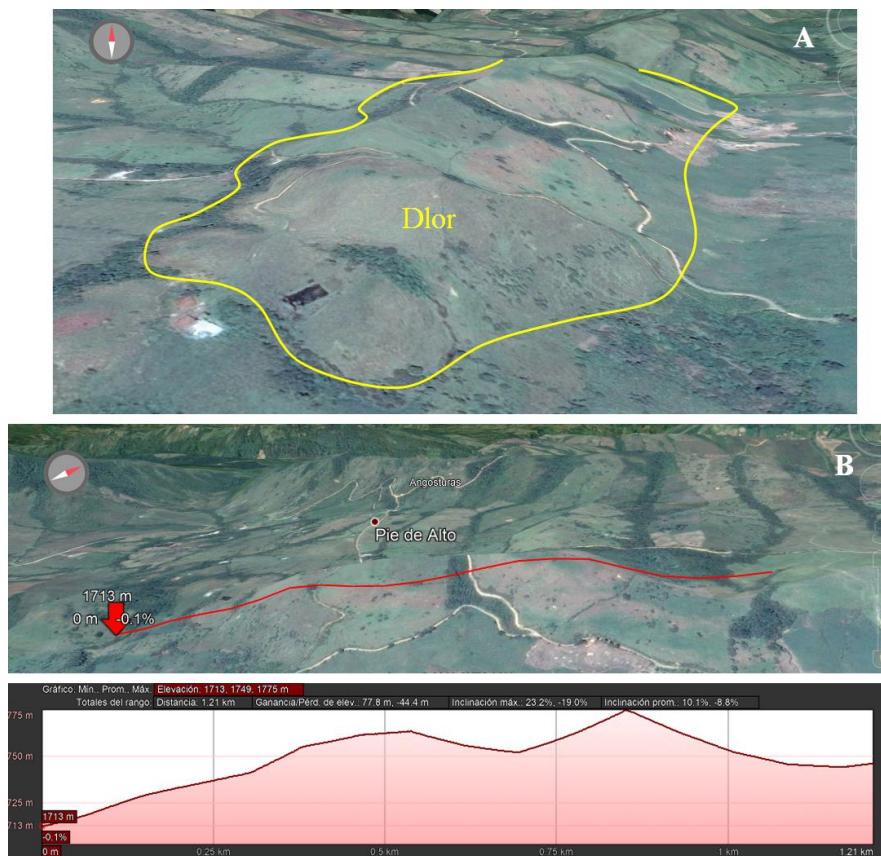


Figura 52. A) Loma residual B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.4 Lomeríos Disectados (Dldi).** Se distinguen hacia el NW de la estructura como una zona afectada por procesos denudativos intensos sobre la Formación Paja, se encuentran como prominencias topográficas de morfología alomada con cimas redondeadas y amplias (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

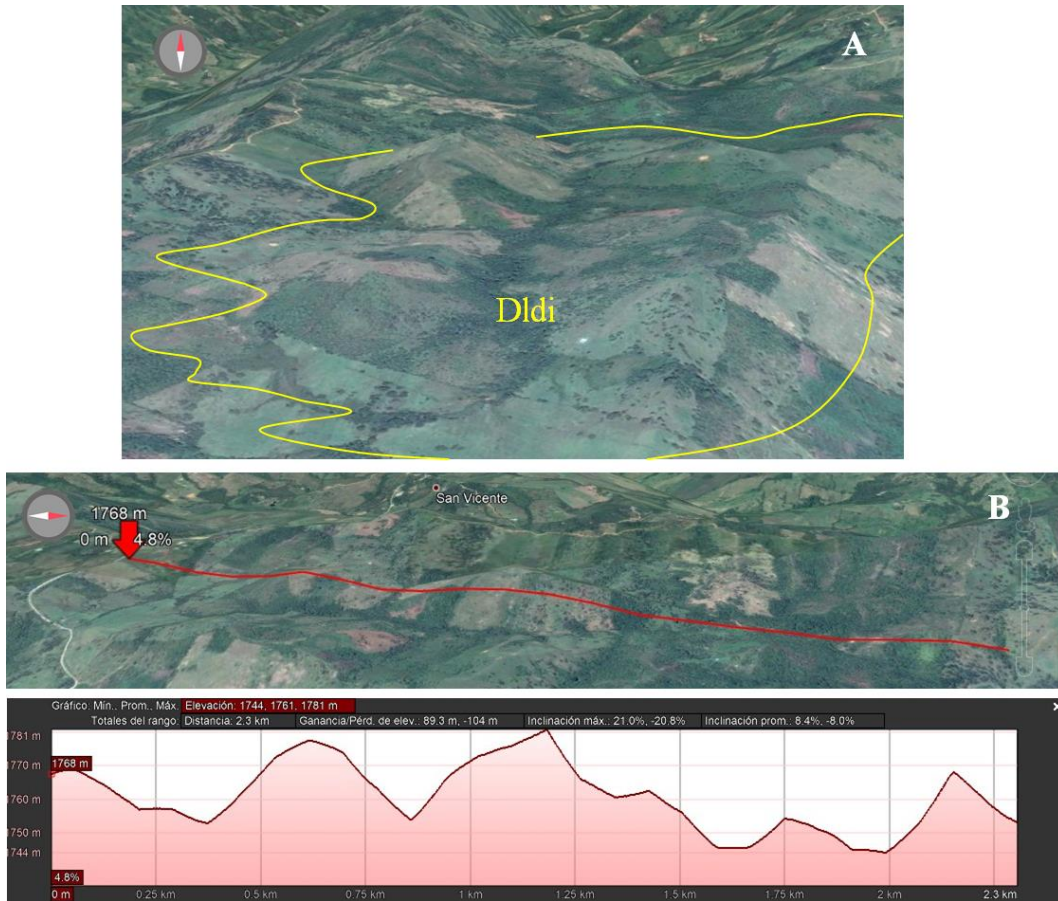


Figura 53. A) Lomeríos disectados hacia el flanco Oeste del anticlinal. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.5 Lomo residual (Dlres).** Elevación del terreno con morfología alomada y alargada, laderas cortas a moderadamente largas, convexas a eventualmente cóncavas, pendientes muy inclinadas a muy abruptas y con drenaje dendrítico (Servicio Geológico Colombiano, 2012), en la zona de estudio esta geoforma se ubica hacia el centro de la estructura y hace parte de la Formación Cumbre.

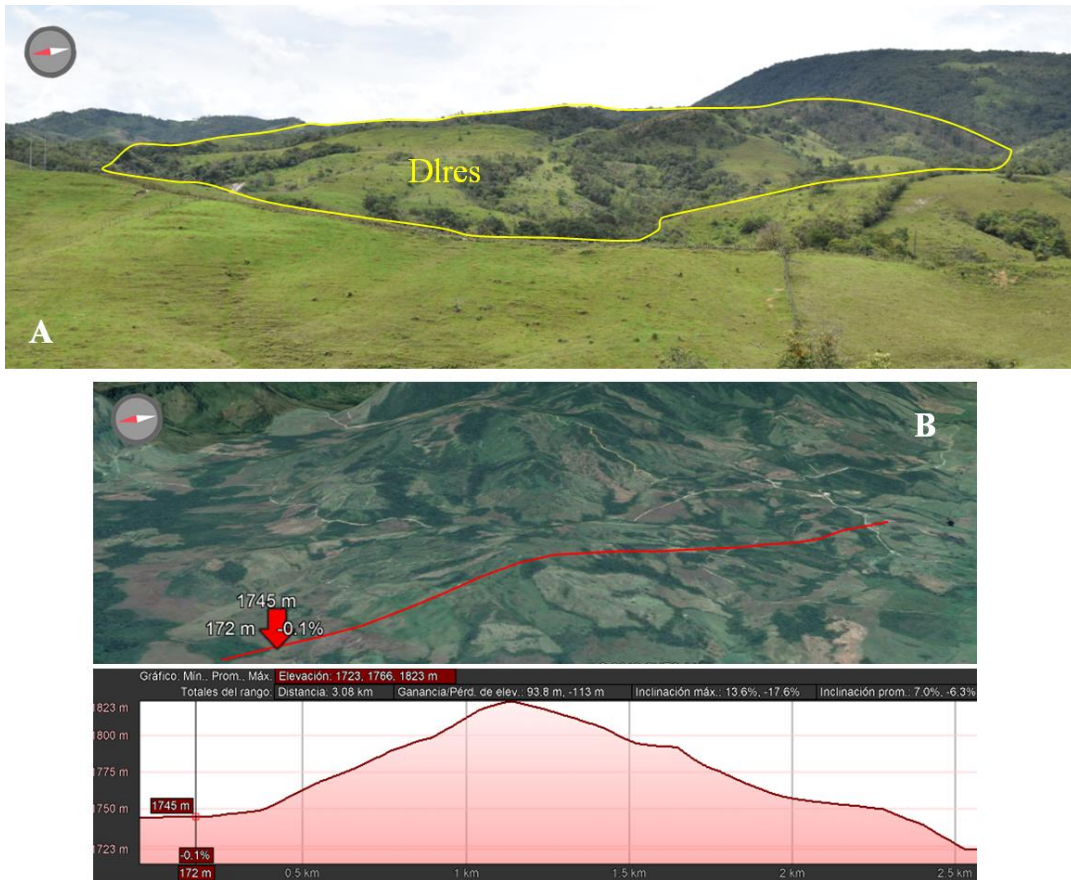


Figura 54. A) Fotografía lomo residual ubicado hacia el centro de la estructura. B) imagen satelital y perfil topográfico Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.6 Lomeríos poco disectados (Dlpd).** Prominencias topográficas de morfología alomada o colinada, con cimas redondeadas, de laderas cortas a muy cortas, de formas rectas y eventualmente cóncavas y convexas con pendientes inclinadas a muy abruptas (Servicio Geológico Colombiano, 2012). Se presentan procesos de incisión leves. Estas geoformas se presentan hacia el flanco Este del anticlinal donde los procesos erosivos son más acentuados (Figura 55).

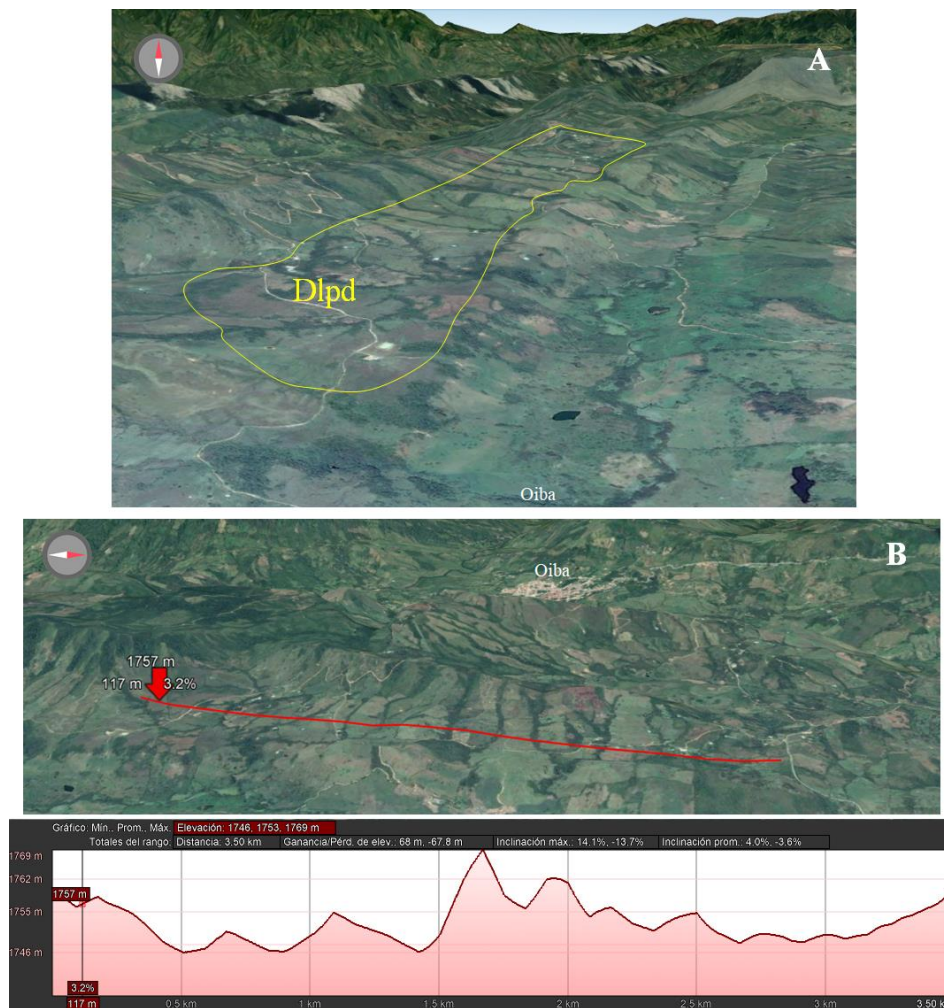


Figura 55. A) Lomeríos poco disectados. B) Perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.1.7 Planicie colinada residual (Dpcr).** Área extensa y plana con morfología colinada a ondulada, con laderas cortas rectas a convexas, pendientes abruptas, asociadas a rocas duras y a antiguas superficies de erosión, con presencia de suelos residuales con espesores superiores a 5m (Servicio Geológico Colombiano, 2012); En la zona de estudio la planicie colinada residual se ubica hacia el centro del anticlinal y corresponde a la mayor parte del depósito aluvial y parte de la Formación Cumbre (Figura 56).

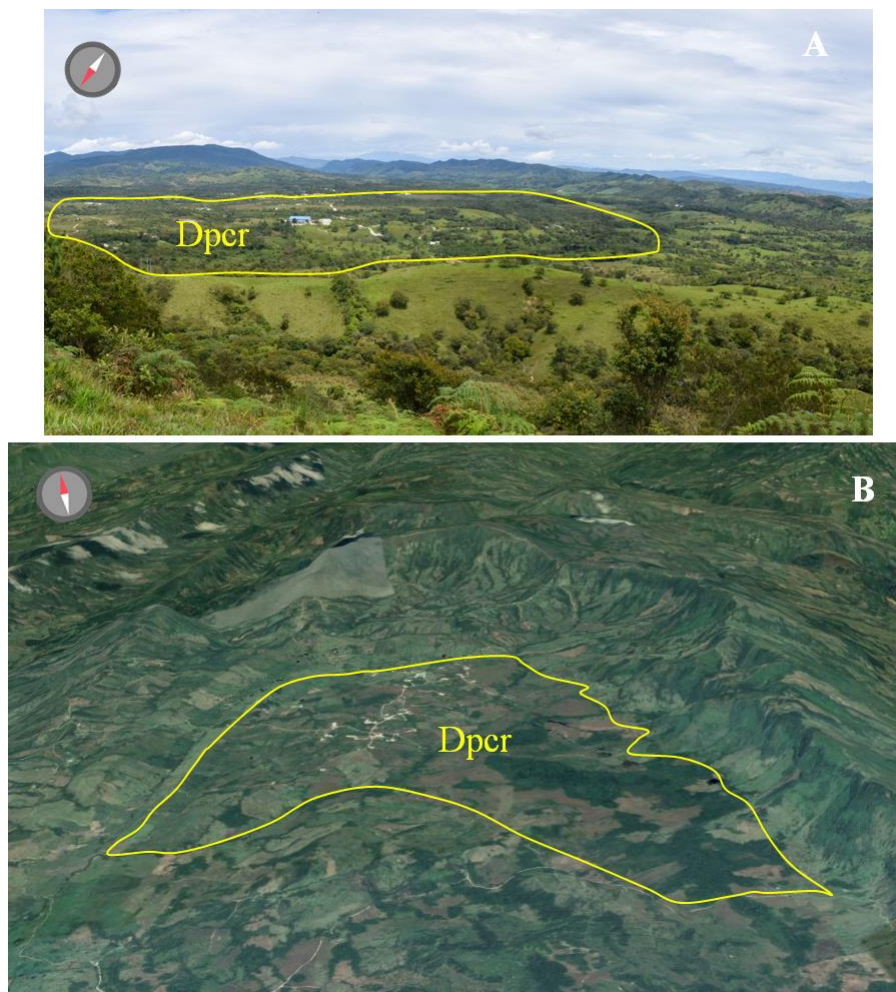


Figura 56. A) Panorámica desde el NE de anticlinal donde se observa la planicie colinada residual. B) Imagen satelital planicie colinada residual. Adaptado de Google Earth

**6.2.1.8 Cerro residual (Ders).** Esta geoforma corresponde a la prominencia topográfica más elevada del anticlinal ubicado hacia el centro y sur de la estructura, tiene una elevación de 475m desde su nivel base, morfología colinada con cimas redondeadas, laderas largas, rectas a convexas. (Servicio Geológico Colombiano, 2012), esta unidad presenta pendientes escarpadas asociadas a la Formación Paja (Figura 57), su origen se asocia a procesos intensos de meteorización diferencial que han actuado en climas tropicales húmedos.

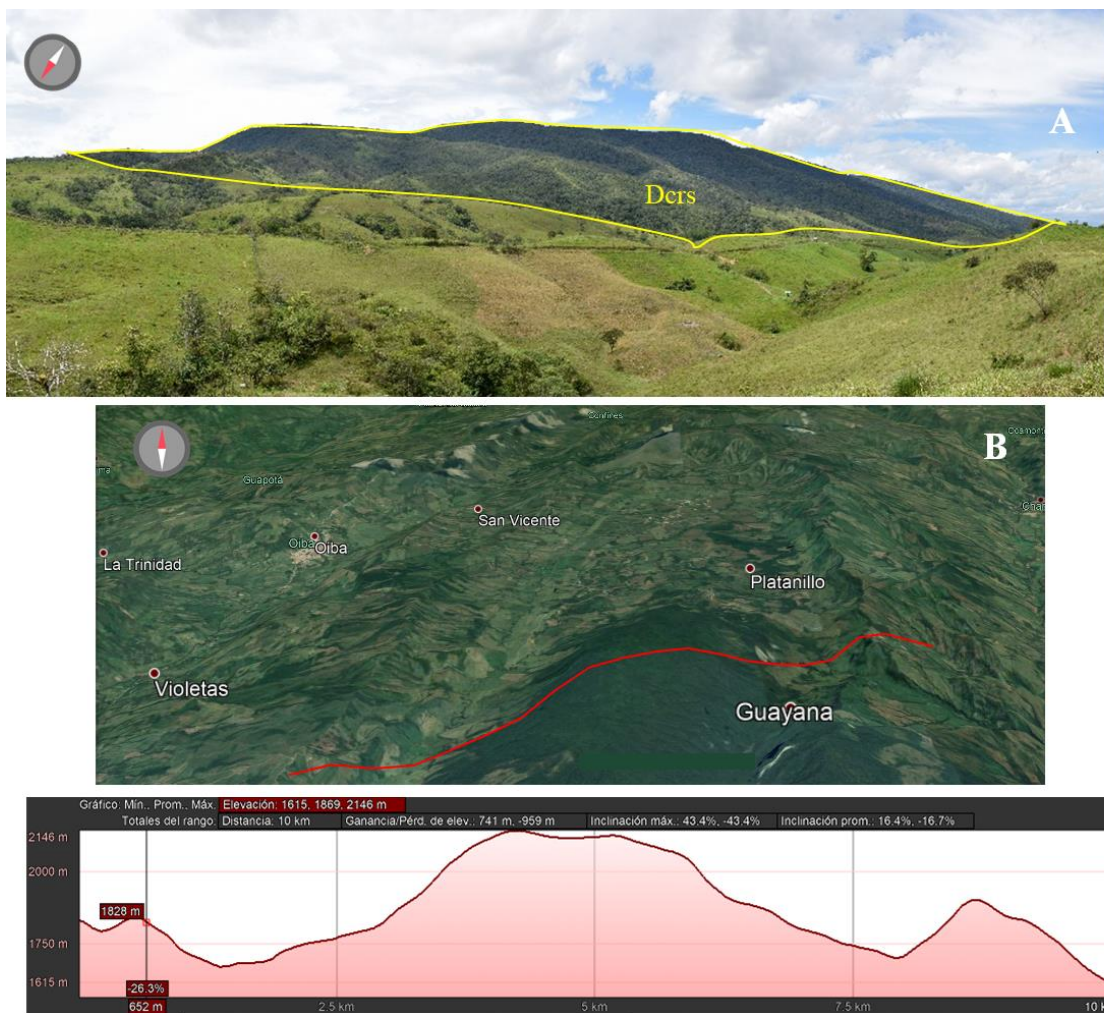


Figura 57. A) Panorámica del Cerro residual. B) Imagen satelital y perfil topográfico. Adaptado de Google Earth.

**6.2.2 Geformas de origen estructural.** Corresponde a las geformas generadas por la dinámica interna de la tierra (procesos endógenos), especialmente las asociadas a plegamientos y fallamientos. Incluye el ambiente neotectónico que son geformas originadas por la actividad tectónica activa y que se ha prolongado durante el Cuaternario (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

**6.2.2.1 Ladera contrapendiente de sierra anticlinal (Ssalc).** A lo largo de los flacos del Anticlinal se distinguen estas geformas características de procesos de meteorización en diferentes unidades litológicas, la superficie de la ladera es subvertical, moderadamente larga y de forma irregular ( Figura 58), está generada por estratos dispuestos en contra de la pendiente del terreno que sufren procesos de erosión, meteorización y tectonismo que cortan y moldean la ladera estructural (Servicio Geológico Colombiano, 2012).



Figura 58. Panorámica desde el NW del anticlinal donde se observa la ladera estructural.

**6.2.2.2** *Ladera estructural de sierra anticlinal (Ssale)*. Corresponde a una superficie con estratos inclinados a favor de la pendiente, de longitud corta, formas convexas a rectas y pendiente inclinadas a muy abruptas (Servicio Geológico Colombiano, 2012), está relacionada a los flancos del anticlinal Cerro Negro (Figura 59).

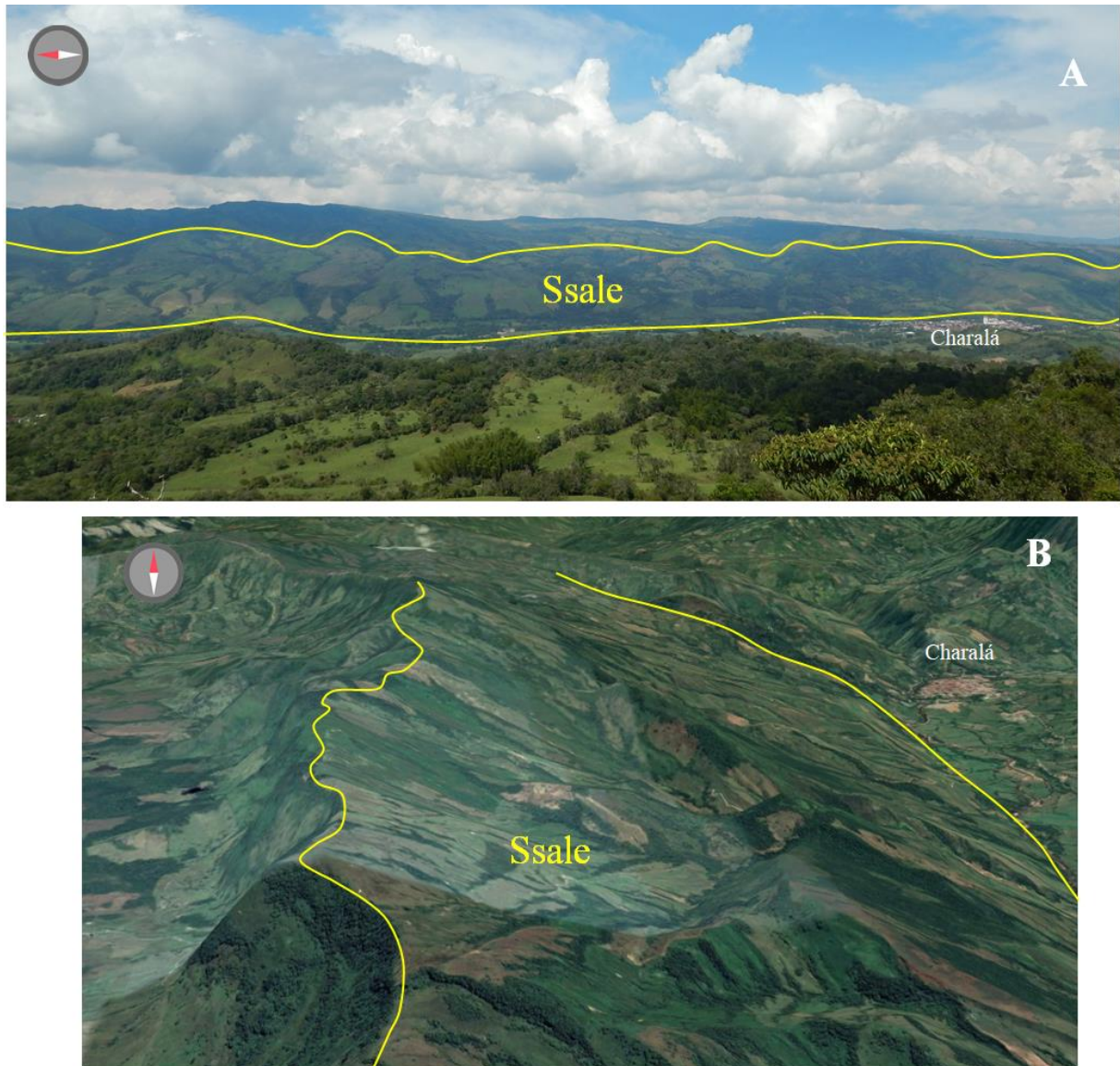


Figura 59. A) Panorámica de la ladera estructural en el flanco E del anticlinal Cerro Negro. B) Imagen satelital de la ladera estructural. Adaptado de Google Earth.

**6.2.2.3 Lomo de falla (Slf).** Prominencia topográfica de morfología alomada, con laderas cortas a muy cortas, forma convexa y pendiente abrupta a escarpada, en la zona de estudio se localiza a lo largo de la Falla Amansagatos la cual tiene un componente de rumbo sinextral (Figura 60), estos lomos se forman por el efecto combinado del desplazamiento lateral y la geometría del plano de falla (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

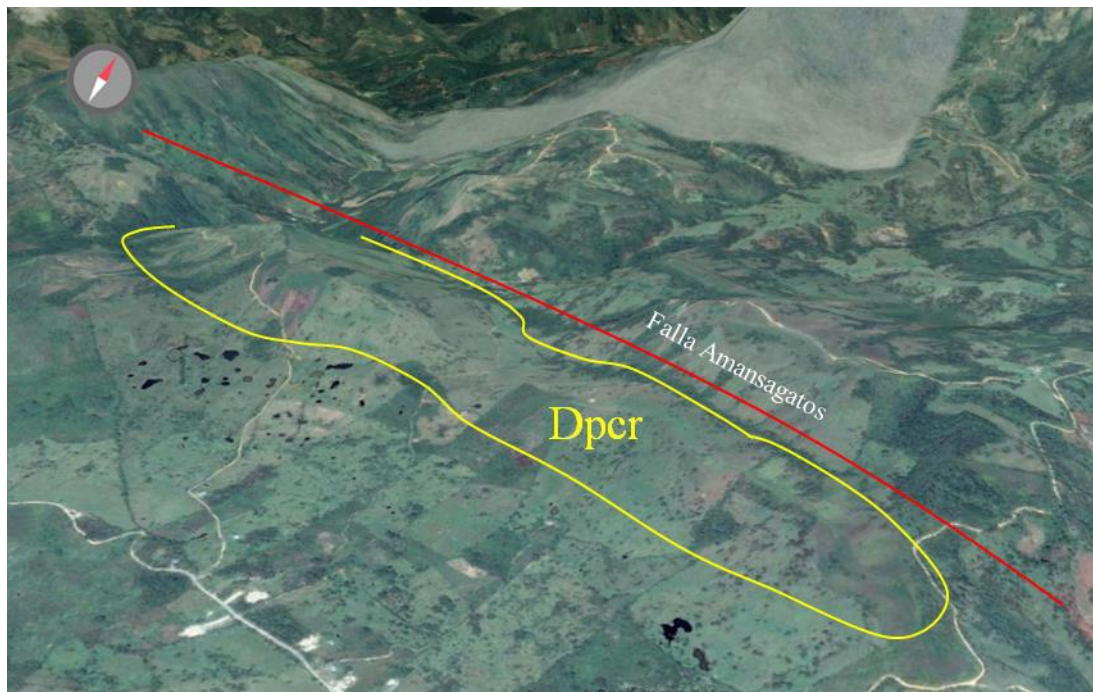


Figura 60. Lomo de falla, en rojo falla Amansagatos. Adaptado de Google Earth,

**6.2.3 Geoformas de origen kárstico.** En un contexto geomorfológico se pueden dividir las geoformas de origen kárstico en dos grupos, las *formas exokársticas*, las cuales se encuentran en la parte superficial y están relacionadas a procesos subaéreos y, por otro lado, las *formas endokársticas* las cuales se forman en ambientes subterráneos.

**6.2.3.1 Campo de Dolinas (Kcd).** Para la clasificación geomorfológica se propuso la unidad Kcd como campo de dolinas, esto debido a la escala de trabajo utilizada. Los campos de dolinas fueron uno de los principales objetos de estudio en este trabajo debido a la información morfométrica que proporcionaron y su relación con los procesos estructurales de la zona; dentro de la estructura se encontraron depresiones circulares y elípticas de dimensiones variables desde 5m hasta más de 100 m de diámetro. Estas dolinas conectan con el sistema endokárstico y normalmente están rellenas de arcillas producto de la descalcificación. En la zona de estudio la gran mayoría de dolinas están cubiertas de agua, su origen se encuentra asociado a la disolución de rocas de la Formación Rosablanca (Figura 61).



*Figura 61.* Panorámica de un campo de dolinas al NW de la zona de estudio.

**6.2.3.2 Úvala (Ku).** Depresión de mayor tamaño que la dolina, actúa como zonas colectoras de mayor escala, formada por la coalescencia de varias dolinas individuales (Figura 62), formando depresiones amplias, cerradas y de fondo plano o irregular (Servicio Geológico Colombiano, 2012).

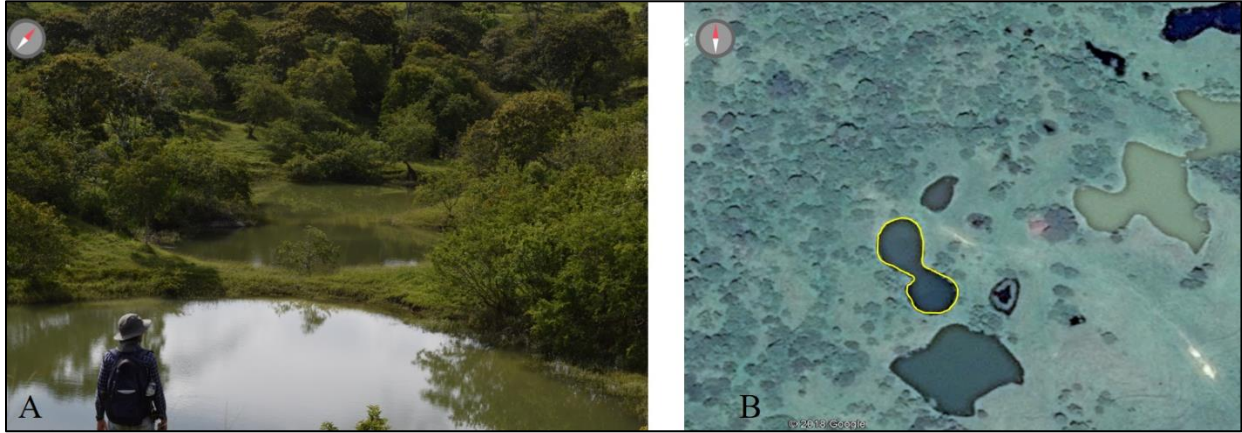


Figura 62. A) Úvala. B) Vista en planta. Adaptado de Google Earth.

**6.2.3.3 Lomo de carstificación (Klc).** Elevaciones del terreno menores de 50 m sobre su nivel base local, con morfología alomada, alineadas, de laderas cortas de forma convexa, las pendientes varían entre muy inclinadas a abruptas, son generadas en las rocas calcáreas de la Fm. Rosablanca por procesos de disección y e intersección de materiales que sufren procesos de disolución superficial (Figura 63).



Figura 63. Panorámica de lomos de carstificación.

**6.2.3.4 Valle kárstico (Kvca).** Zona deprimida de forma elongada, fondo plano o suavemente ondulado, con bordes cóncavos bien marcados formados por disolución de rocas calcáreas. (Servicio Geológico Colombiano, 2012), se encuentran al lado Este del eje del Anticlinal (Figura 64).

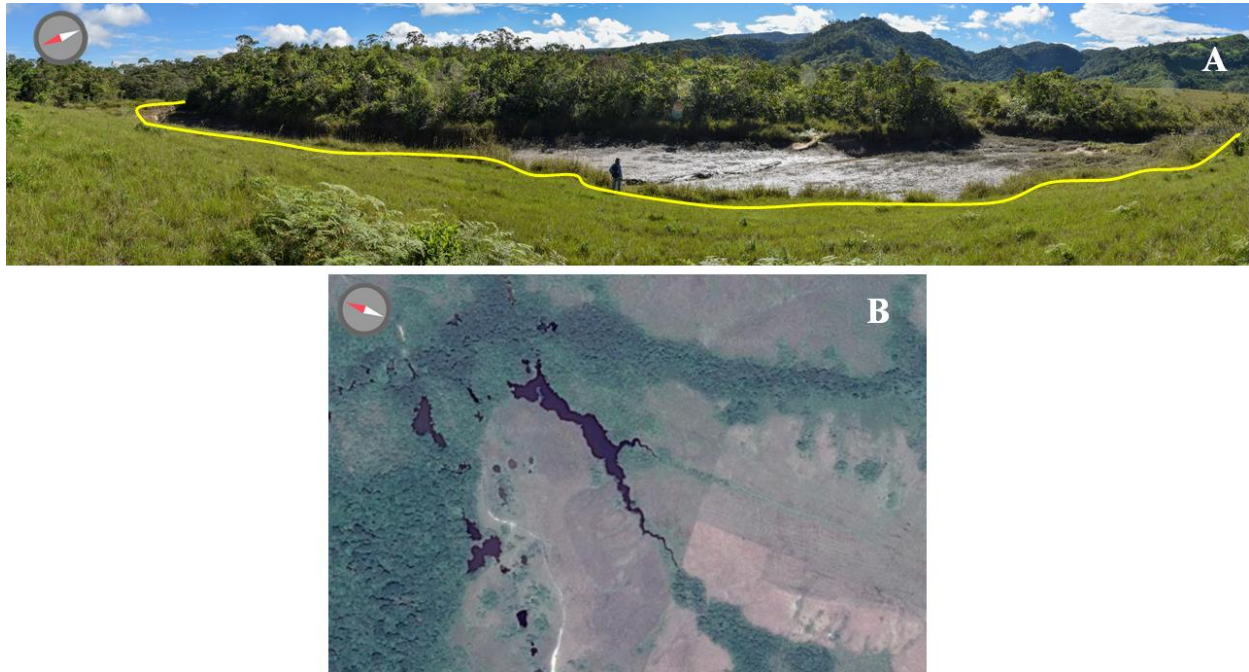


Figura 64. Valle kárstico. A) Panorámica. B) Vista en planta Adaptado de Google Earth

**6.2.3.5 Lapiaz.** En los diferentes afloramientos de caliza se encontraron varias formas de Lapiaz los cuales se clasificaron con base a las definiciones propuestas por (Ford & Williams, 2007; Á. Ginés, 1990). Se encontró que la mayoría de lapiaz son formas libres controladas hidráulicamente; el Rillekarren (Figura 65), corresponde a canales pocos profundos (1-2cm) que se desarrollan en superficies rocosas fuertemente inclinadas y paredes verticales, tienen un patrón paralelo, rectilíneo y regularmente espaciado. en perfil transversal pueden estar en forma de U o V, con bordes afilados o ligeramente redondeados (Rodrigues, 2012).

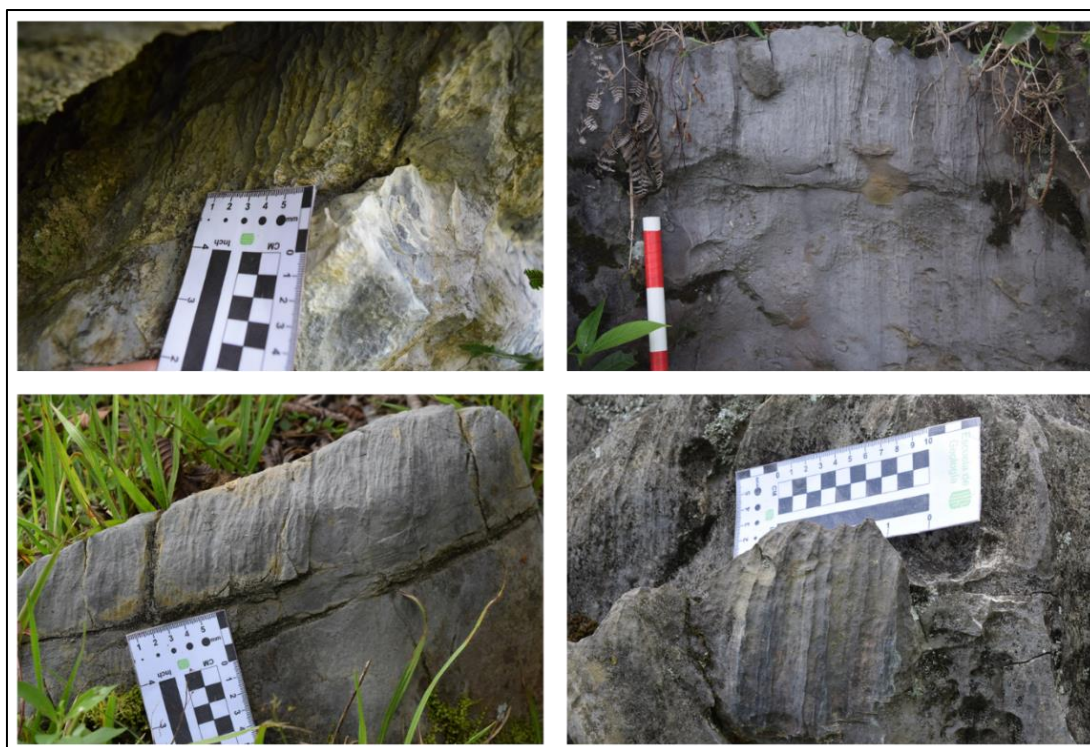


Figura 65. Lapiaz Rillenkarren.

El Rundkarren (Figura 66), presenta surcos que evolucionan con la disolución de la superficie que está cubierta por el suelo, presentan bordes redondeados, se ensanchan pendiente abajo, variando de 3 a 30 cm y 1-10 m de largo, se diferencia de Rinnekarren en que este último presenta bordes afilados y se desarrolla en superficies descubiertas (Ford & Williams, 2007; Rodrigues, 2012).



*Figura 66.* Lapiaz formado por agua que se infiltra. Canales redondeados (Rundkarren).

El lapiaz Rainpits (Figura 67) se forma por el impacto de las gotas de lluvia sobre la roca, presentan forma circular-subcircular con diámetro que varía de 1-5cm, frecuentemente aparecen agrupados y pueden unirse para dar una apariencia irregular a la superficie de la roca (Ford & Williams, 2007; A. Ginés, 2009).



*Figura 67.* Rainpits.

**6.2.3.6 Cuevas.** Dentro de la zona de estudio se identificó un sistema endokárstico de cavernas con un desarrollo de cavidades y galerías de hasta 15m de altura y disposición horizontal a ligeramente inclinada. Se registraron cinco entradas de cuevas, cuatro de ellas están ubicadas hacia el norte de la estructura, y la restante se ubica hacia el flanco W del anticlinal. La presencia de estas cuevas representa la principal evidencia de una red de drenajes subterránea y los rasgos característicos de la morfodinámica hipogea; las coordenadas se muestran en la Tabla 6.



Figura 68. Cuevas encontradas en el área de trabajo: A) Cueva el chulo, B) Cueva el Trapiche, C) Cueva Barroblanco, D) Cueva la Medina.

Tabla 6.

Coordenadas de las Cuevas.

| Cueva       | X          | Y          |
|-------------|------------|------------|
| Medina      | 1094670.10 | 1186166.30 |
| Barroblanco | 1093862.52 | 1185060.64 |
| El Chulo    | 1095516.71 | 1183953.61 |
| El Trapiche | 1091498.75 | 1184820.18 |

**6.2.3.7 Espeleotemas.** Los espeleotemas son depósitos de precipitación química en el interior de las cuevas, la Calcita es el mineral más común y se identificó en los espeleotemas de las cavernas (Figura 69). Entre los espeleotemas encontrados en las cuevas, de acuerdo a la clasificación de Llopis Llado (1970) se identificaron estalactitas, estalagmitas. Las estalactitas presentan en promedio una longitud entre 5-8 cm y diámetro de 0,5 cm.

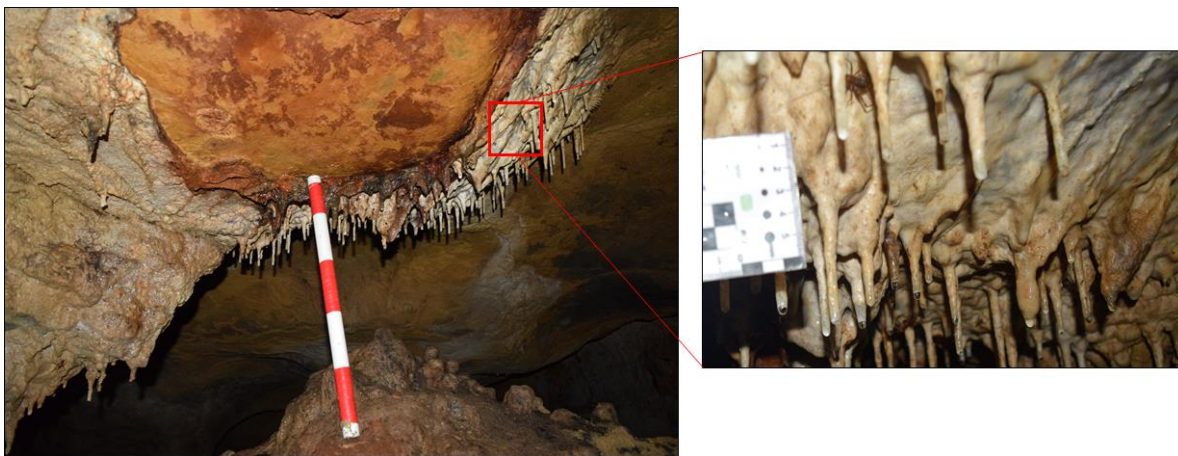


Figura 69. Estalactitas y estalagmitas botroidales en la Cueva Barroblanco.

### 6.3 Análisis estadístico de depresiones cerradas

En el área de estudio se identificaron 178 depresiones cerradas sumando en total 118.893 m<sup>2</sup> ( $\approx$  0,119 Km<sup>2</sup>) dispuestas en una superficie total de 78,4 km<sup>2</sup> correspondiente al área de la cuenca. La formación Rosablanca en el área de estudio definida, tiene 23,7 Km<sup>2</sup>, con base a este valor se obtuvo una densidad de depresiones de 7,5 depresiones/km<sup>2</sup> (Tabla 7).

Tabla 7.

*Áreas y número de depresiones para la zona de estudio.*

|   |       |
|---|-------|
| <b>Área de la cuenca (Km<sup>2</sup>)</b>             | 78,4  |
| <b>Área Formación Rosablanca (Km<sup>2</sup>)</b>     | 23,7  |
| <b>Número de depresiones</b>                          | 178   |
| <b>Área cubierta por depresiones (Km<sup>2</sup>)</b> | 0,119 |
| <b>Densidad de depresiones/Km<sup>2</sup></b>         | 7,5   |

**6.3.1 Área.** El área de las depresiones individuales varía entre 14,9 m<sup>2</sup> y 8287 m<sup>2</sup>, con media de 667,9 m<sup>2</sup> y desviación estándar de 1245,3 m<sup>2</sup>, los resultados muestran una distribución asimétrica positiva con una mayor cantidad de dolinas pequeñas, mientras que las formas de mayor tamaño son escasas (Figura 70).

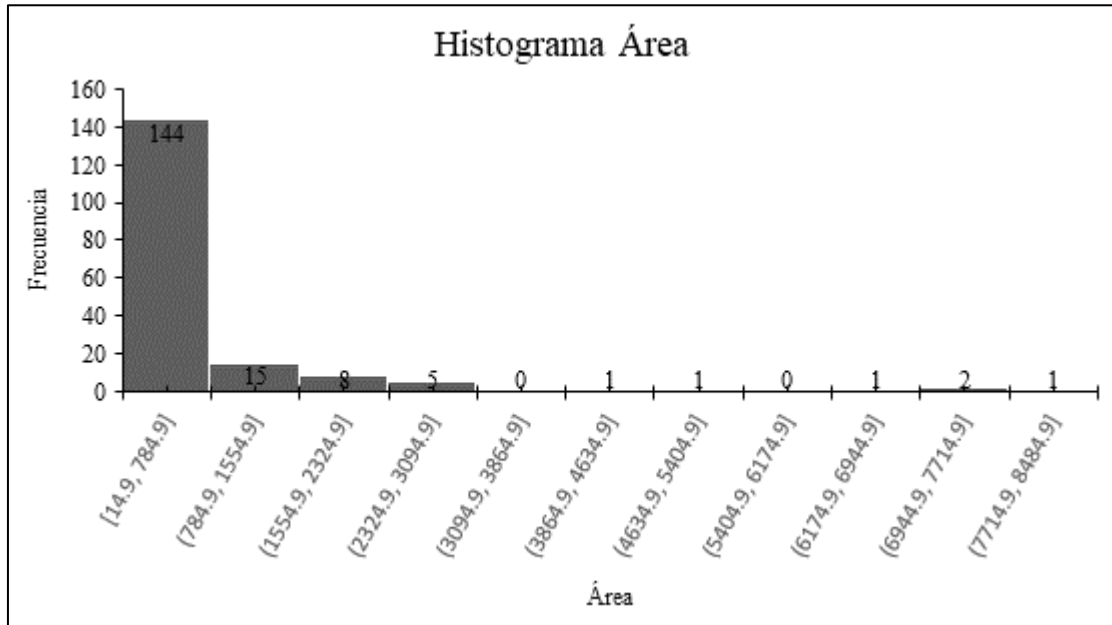


Figura 70. Histograma de áreas para las depresiones estudiadas.

Tabla 8.

Intervalos de áreas determinados mediante rupturas naturales de Jenks en QGIS.

| Símbolo | Valores           | Leyenda     |
|---------|-------------------|-------------|
| ○       | 14,91 – 406,91    | Muy pequeña |
| ●       | 406,91 – 1323,17  | Pequeña     |
| ●       | 1323,17 – 4257,44 | Mediana     |
| ●       | 4257,44 – 8287,08 | Grande      |

Los datos de áreas se subdividieron en cuatro clases (muy pequeña, pequeña, mediana y grande), mediante la clasificación de rupturas naturales de Jenks en QGIS en el cual los cortes de clases se caracterizan por agrupar mejor los valores similares y maximizar las diferencias entre clases (Tabla 8).

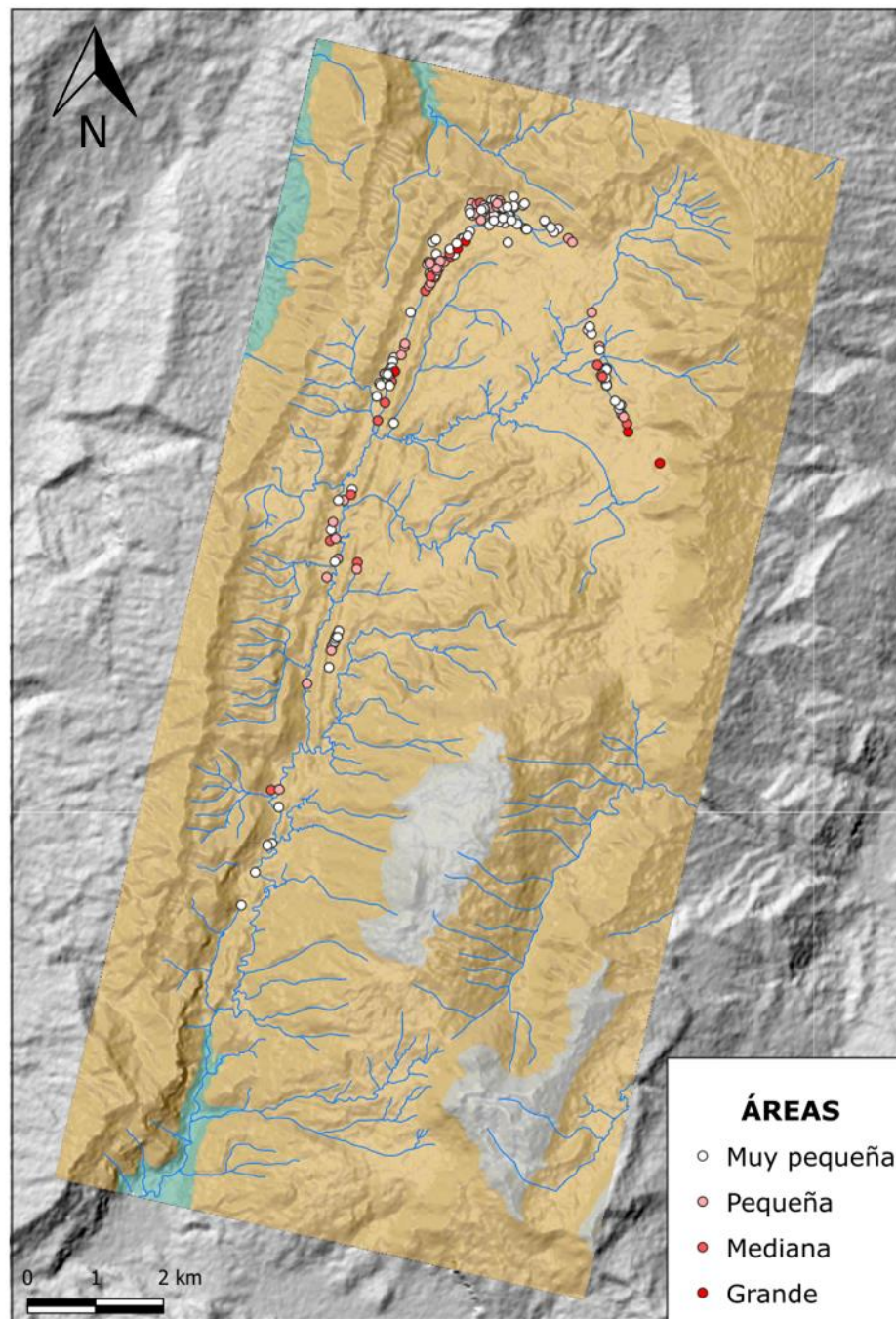


Figura 71. Mapa distribución de áreas de depresiones cerradas.

**6.3.2 Perímetro.** El perímetro de las depresiones cerradas corresponde a la longitud de la línea continua a lo largo del borde más exterior, los datos obtenidos oscilan entre 14,3 m y 571,2 m, la media corresponde a 90,4 y la desviación estándar 88,4.

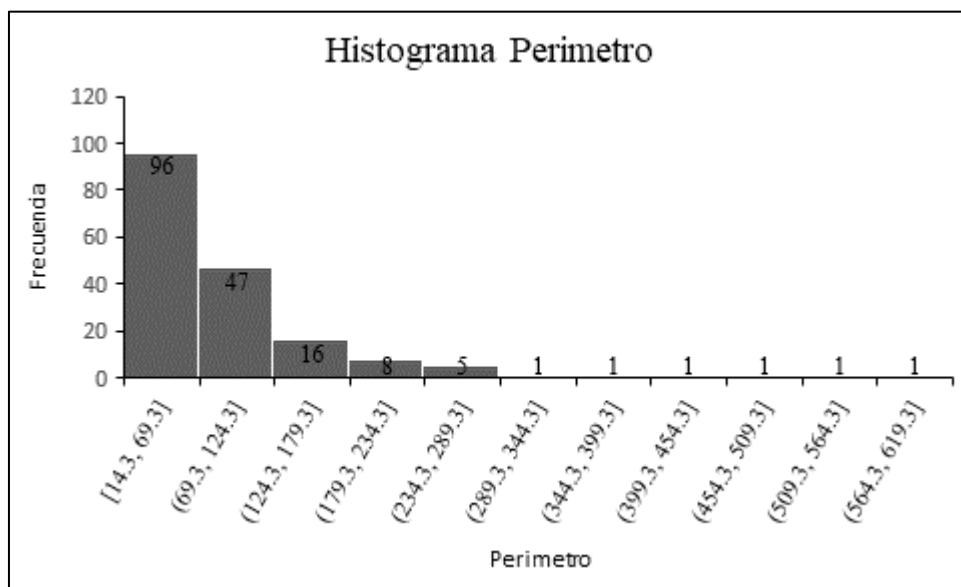


Figura 72. Histograma perímetro de las depresiones estudiadas.

**6.3.3 Longitud.** La longitud se obtuvo a partir del Eje Mayor. La distribución de frecuencias muestra una asimetría positiva (Figura 73), los valores medidos varían entre 5,4 m y 201,9 m con media de 32,4 m y desviación estándar de 29,66 m.

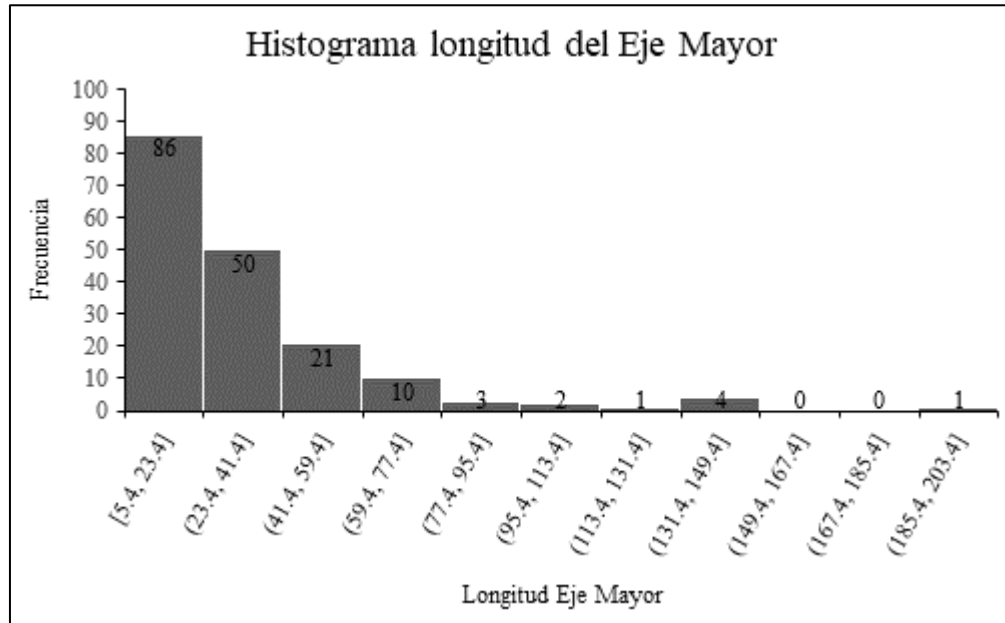


Figura 73. Histograma para los valores de longitud del eje mayor.

La longitud del Eje Menor tiene como resultados valores que oscilan entre 3,88 m y 108,56 m, con media de 19,07 m y desviación estándar 15,36 m, la distribución al igual que la longitud del eje mayor tiene una tendencia asimétrica positiva (Figura 74).

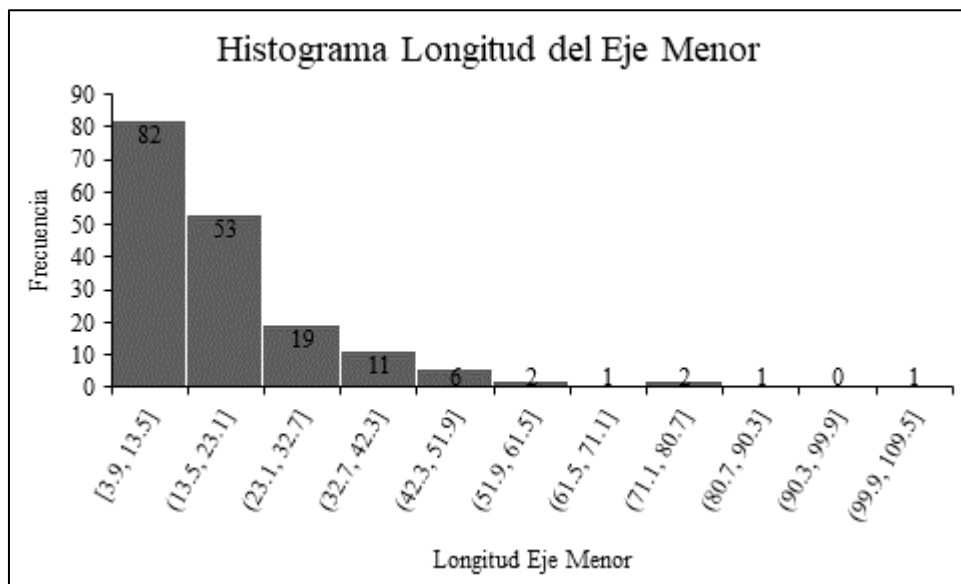


Figura 74. Histograma longitud del eje menor.

**6.3.4 Relación de alargamiento.** De acuerdo con Basso et al., (2013) las depresiones pueden ser clasificadas de una forma objetiva calculando la relación de alargamiento  $R$ , la cual es la proporción entre la longitud del eje mayor y el eje menor. Cuando las geoformas están orientadas en una dirección preferencial tienden a alcanzar geometrías elípticas a subelípticas, hasta formas bastante alargadas cuando el eje mayor es mucho más largo que el eje menor (Figura 75); este índice también puede indicar posibles controles estructurales en las depresiones encontradas. Los valores obtenidos varían entre 1 y 3,3 la media 1,6 y desviación estándar 0,5.

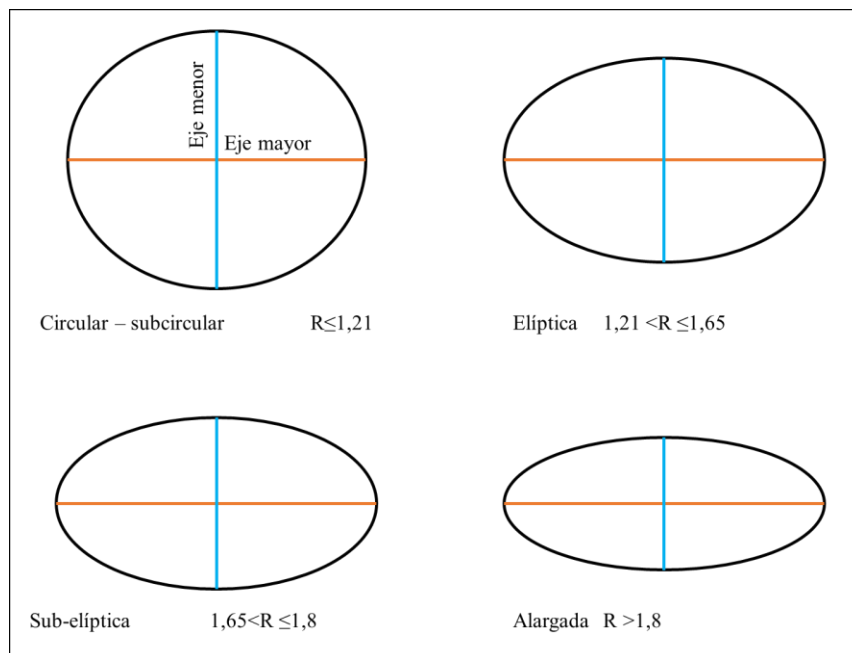


Figura 75. Comportamiento ideal de la clasificación de forma de las depresiones cerradas basada en la relación de alargamiento utilizada en (Basso et al., 2013).

Los resultados de la relación de alargamiento muestran una mayor frecuencia de formas elípticas y alargadas con valores que van desde 1,01 hasta 3,27 (Figura 76).

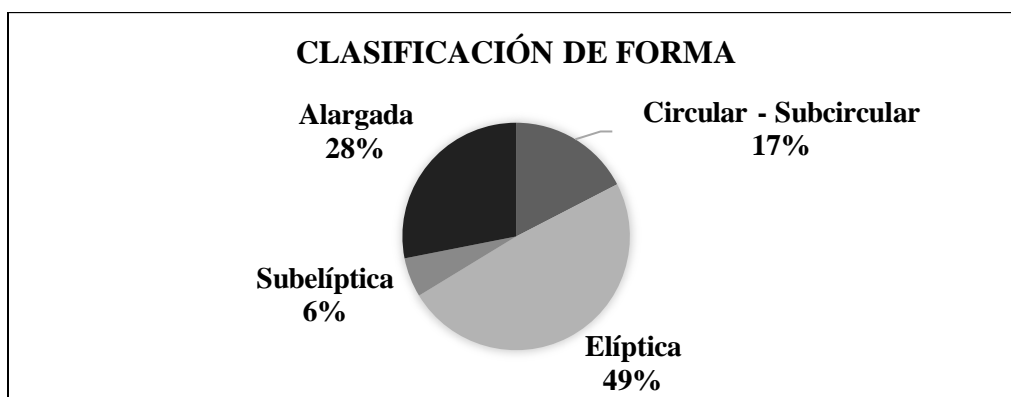


Figura 76. Clasificación de forma de las depresiones kársticas en el área de estudio.

Esta tendencia se explica por el control estructural que se ejerce en la génesis de las geoformas. La media y la desviación estándar para este parámetro fueron de 1,63 y 0,50, respectivamente, la clasificación de formas obtenidas respecto a la relación de alargamiento se resume en la Tabla 9 y la distribución espacial se muestra en la Figura 77.

Tabla 9.

*Clasificación de forma de las depresiones cerradas de acuerdo con el índice de alargamiento.*

| <b>Rangos</b>                             | <b>Clasificación</b>   | <b>Cantidad</b> |
|---|------------------------|-----------------|
| <b><math>R \leq 1.21</math></b>           | Circular - Subcircular | 31              |
| <b><math>1.21 &lt; R \leq 1.65</math></b> | Elíptica               | 87              |
| <b><math>1.65 &lt; R \leq 1.8</math></b>  | Subelípticas           | 10              |
| <b><math>R &gt; 1.8</math></b>            | Alargada               | 50              |

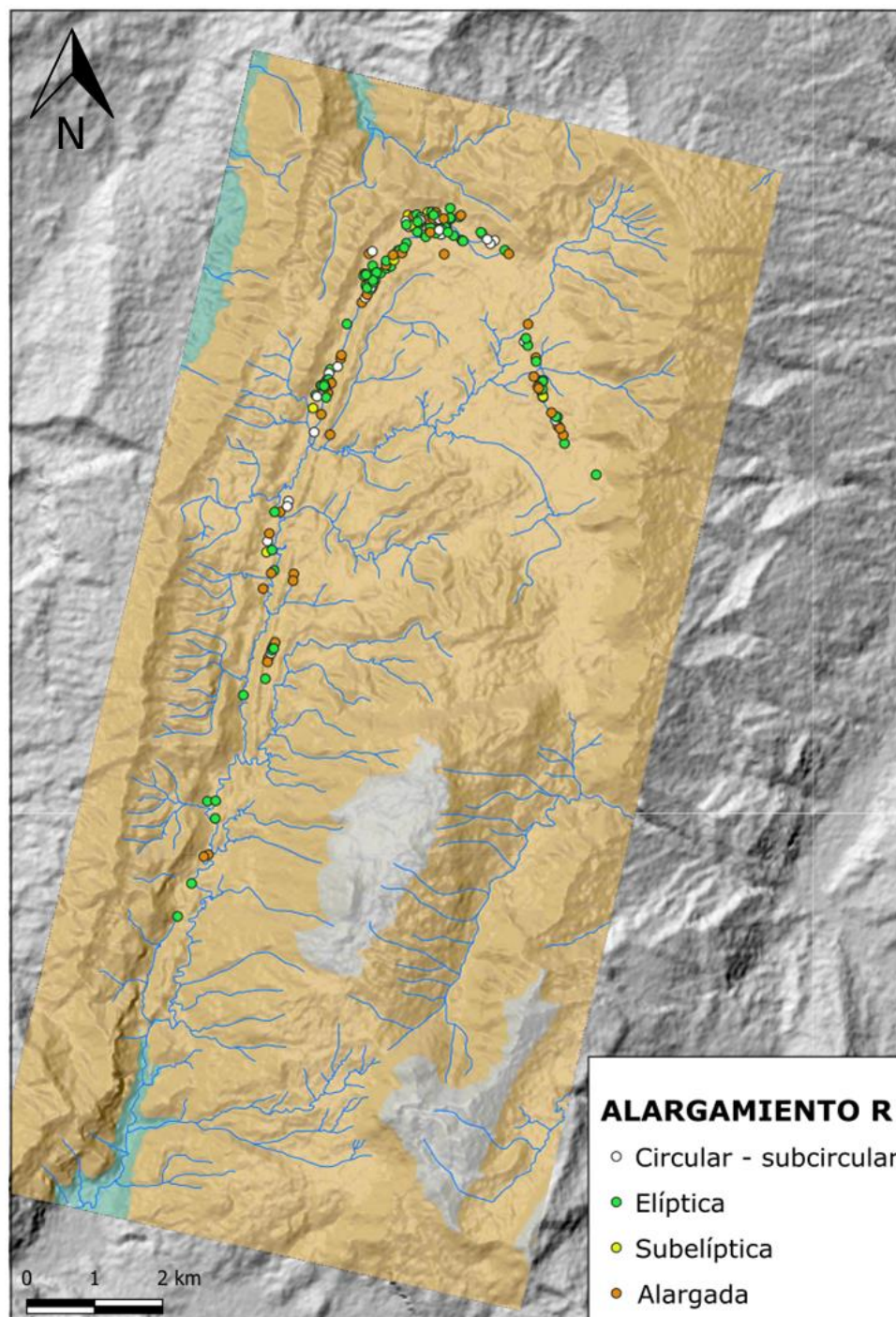


Figura 77. Mapa de distribución de la clasificación de forma con base al índice de alargamiento.

A partir de la relación de alargamiento y verificación visual mediante imágenes satelitales de Google Earth se clasificaron las depresiones cerradas en dolinas y úvalas, las depresiones cerradas con un valor de relación de alargamiento en el rango  $1,65 \geq 1,8$  que corresponden a formas Subelípticas y alargadas se clasificaron como úvalas. Los demás valores  $< 1,65$  se clasificaron como dolinas; debido a que algunas úvalas no presentan formas subelípticas ni alargadas, si no sub redondeadas se hizo necesario hacer un control en la clasificación mediante la vista en planta de las depresiones cerradas, obteniendo 107 dolinas y 71 úvalas (Figura 78).

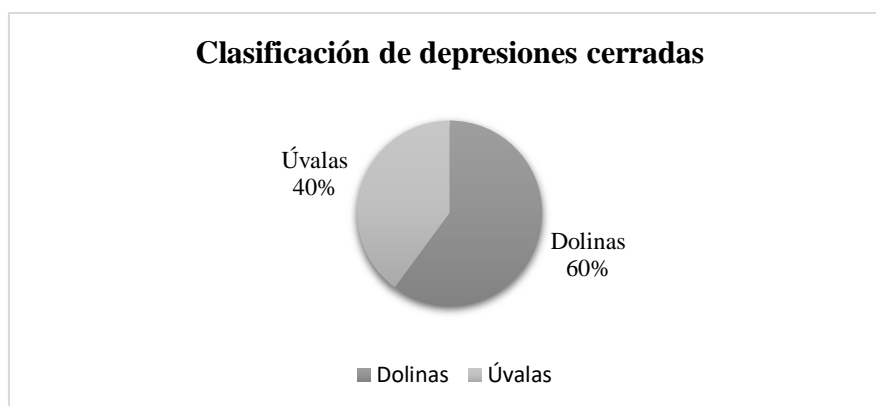


Figura 78. Distribución porcentual de dolinas y úvalas.

La estadística descriptiva de los parámetros morfométricos anteriores se muestra resumida en la Tabla 10.

Tabla 10.

Resumen de parámetros morfométricos

|                    | Área (m <sup>2</sup> ) | Longitud eje mayor (m) | Longitud eje menor (m) | Perímetro (m) | Relación de alargamiento |
|--------------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------|--------------------------|
| <b>Media</b>       | 667,9                  | 32,4                   | 32,4                   | 90,4          | 1,6                      |
| <b>Mínimo</b>      | 14,9                   | 5,4                    | 5,4                    | 14,3          | 1                        |
| <b>Máximo</b>      | 8287                   | 201,9                  | 201,9                  | 571,2         | 3,3                      |
| <b>D. estándar</b> | 1245,3                 | 29,7                   | 29,7                   | 88,4          | 0,5                      |

**6.3.5 Distribución espacial.** De acuerdo con Day (1976), la distribución espacial puede ser un parámetro útil para sugerir cuales procesos han sido importantes en la formación de las depresiones, en el caso de dolinas formadas a partir de colapso se espera un patrón de distribución aleatorio, mientras que la disolución en superficie podría mostrar una distribución más uniforme.

Para determinar la distribución espacial de las geoformas kársticas se utilizó la *distancia media al vecino más próximo* la cual mide la distancia entre el centroide de cada depresión y la ubicación del centroide de su vecino más cercano, calculando el promedio de todas las distancias entre cada depresión. Si la distancia promedio es menor que el promedio de una distribución hipotética aleatoria, se considera que la distribución de las depresiones cerradas que se analizan es agrupada; la distribución hipotética aleatoria es aquella con el mismo número de entidades (depresiones cerradas) que cubren la misma área total, si la distancia promedio es mayor que la distribución hipotética aleatoria, se considera que las depresiones están dispersas; la relación de vecino más cercano promedio se calcula como la distancia promedio observada dividida por la distancia

promedio esperada. Si el valor obtenido es menor que 1, el patrón es agrupado, si es mayor la tendencia es dispersa (ESRI).

Los valores obtenidos para la zona de estudio se muestran en la Tabla 11.

Tabla 11.

*Resultados obtenidos del análisis de vecinos más próximos.*

|                                      |                     |
|--------------------------------------|---------------------|
| <b>Distancia media observada</b>     | 70.6958392600986    |
| <b>Distancia media esperada</b>      | 300.61010097499474  |
| <b>Índice del vecino más próximo</b> | 0.23517453016650028 |
| <b>Número de puntos</b>              | 178                 |
| <b>Z-Score</b>                       | -19.521052353470587 |

De acuerdo con el valor obtenido de índice de vecino cercano, las depresiones cerradas presentan una distribución espacial agrupada, por lo cual el área de captación hidrológica a través de dolinas y úvalas esta focalizado en ciertas zonas.

Con base al área obtenida total de las depresiones cerradas y el área total de la formación Rosablanca presente en el área de estudio, se realizó una relación entre estos dos valores para determinar el grado de desarrollo del karst superficial, relación conocida como ***Pitting Index***, definida en Verbovšek & Gabor (2019), como una medida de la superficie karstificada expresada en la relación entre el área estudiada ( $A_k$ ) y la suma de área dolinizada ( $A_d$ ), los valores más bajos de pitting index corresponden a áreas con un karst más desarrollado, teniendo en cuenta un valor teórico de 1 para un área completamente karstificada.

Con base al área de la Formación Rosablanca y el total de área de las depresiones cerradas mostrada en la Tabla 7 se obtuvo un valor de 199.16 para el Pitting Index, este resultado indica una baja intensidad de karstificación debido a que las depresiones cerradas suman un área mucho más baja con relación al área calcárea.

Para determinar las zonas donde está la mayor concentración de depresiones kársticas, se realizó un mapa de calor; esta capa se basa en la estimación de densidad a partir del número de puntos en una determinada ubicación, por lo que mayores valores corresponderán a mayor número de puntos.

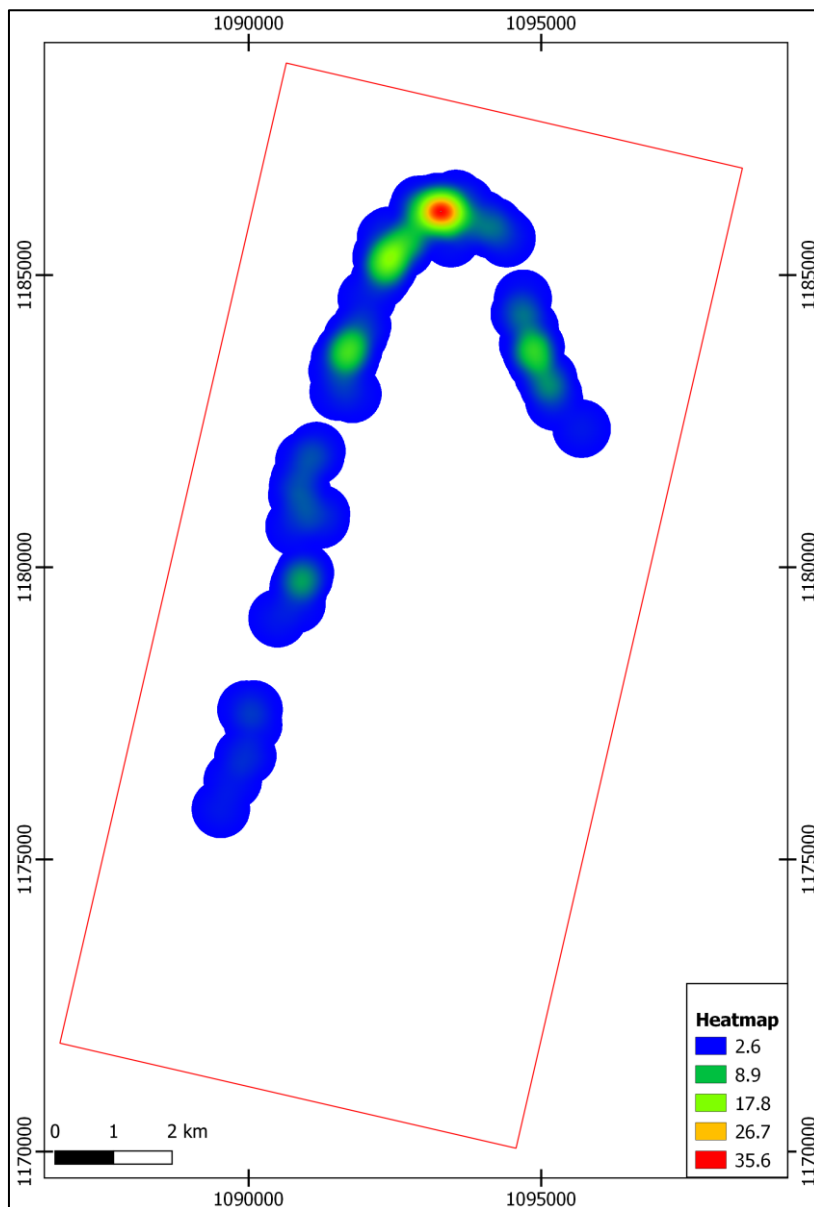


Figura 79. Mapa de calor de la distribución de depresiones kársticas en el Anticlinal de Cerro Negro

#### 6.4 Análisis de orientaciones

A continuación, se describen las orientaciones de depresiones cerradas, diaclasas y lineamientos del relieve para determinar si la disposición de las depresiones cerradas se encuentra relacionada

con la orientación de estructuras geológicas. En la Figura 80 se muestran en resumen los conjuntos de datos con orientaciones preferenciales en azimut de rumbo.

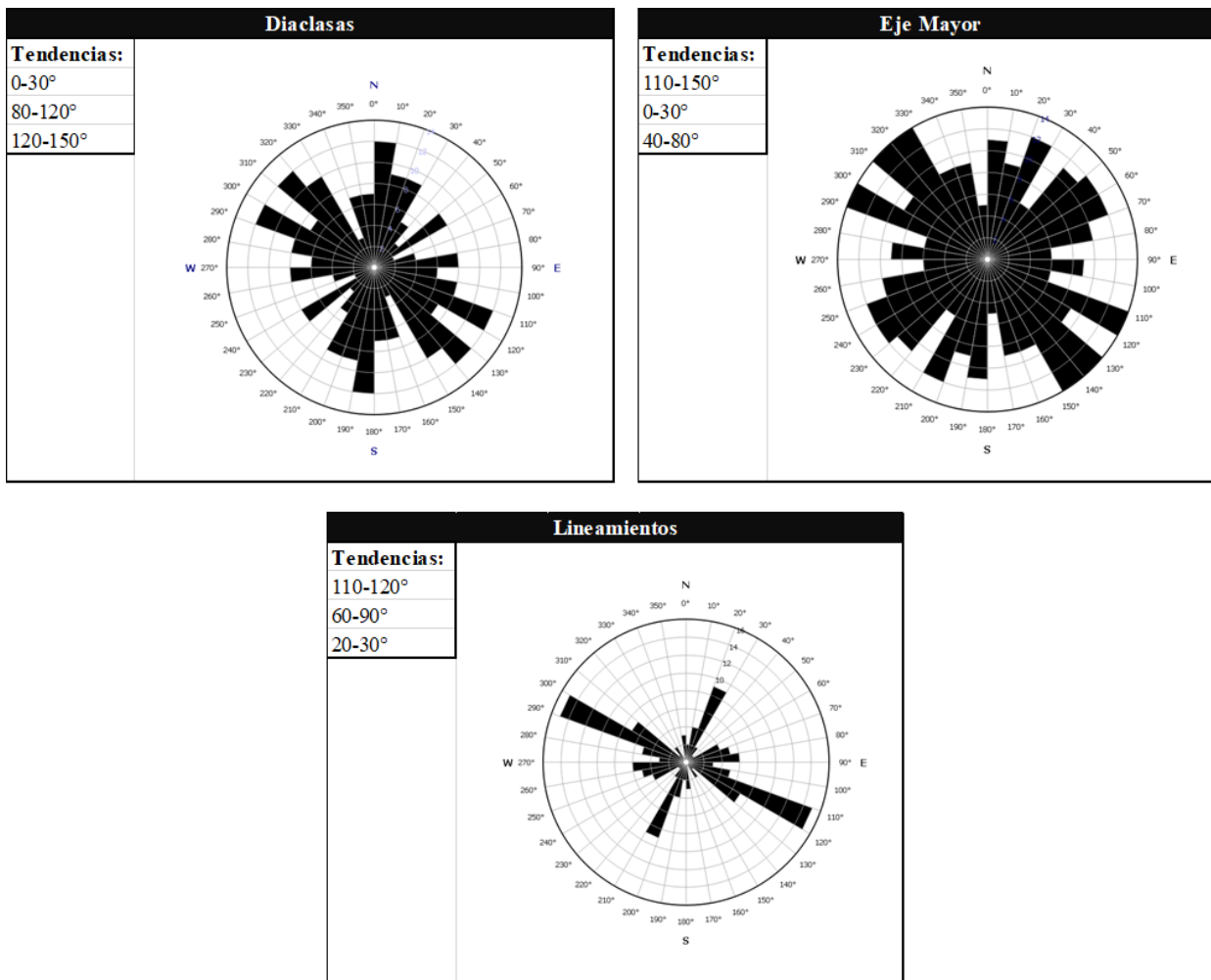
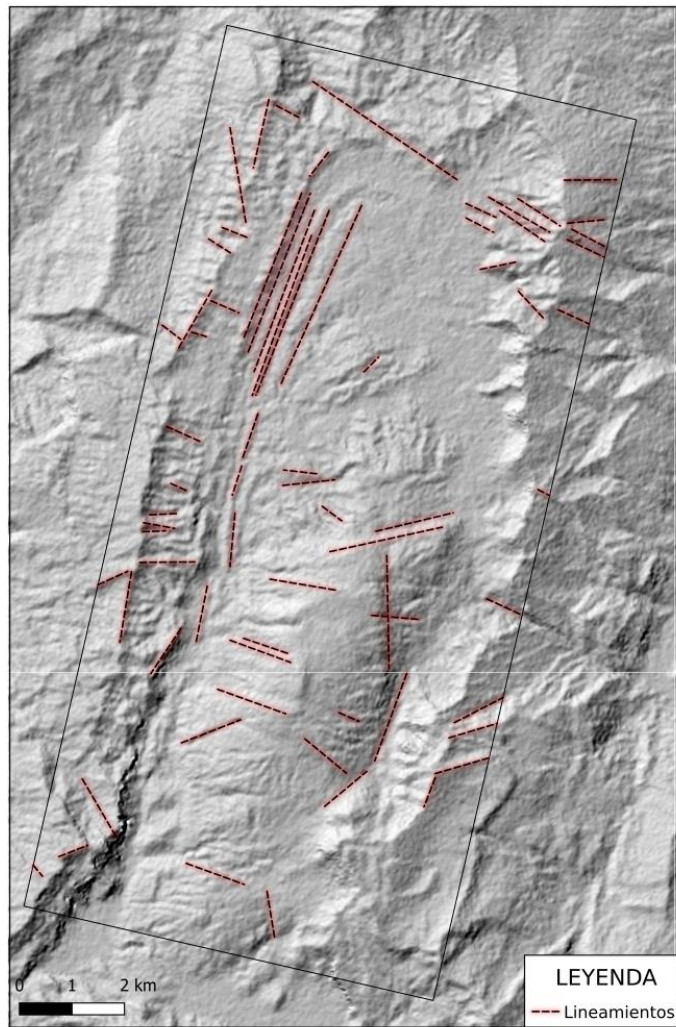


Figura 80. Diagrama de rosas con la tendencia de datos de orientación de diaclasas, eje mayor y lineamientos.

**6.4.1 Análisis de diaclasas.** Se procesaron 132 datos de planos de diaclasas, los cuales se clasificaron con base a la orientación del eje de pliegue, teniendo en cuenta la clasificación dada en (Singhal & Gupta, 2010), en la que diferencia diaclasas longitudinales, transversales y oblicuas; de acuerdo con la Figura 80, el diagrama de rosas muestra tres direcciones de diaclasas, la tendencia principal se encuentra en el rango  $120^{\circ}$  -  $150^{\circ}$  relacionado a diaclasas oblicuas en la dirección NW- SE; la segunda tendencia  $80^{\circ}$  -  $120^{\circ}$  relacionado con diaclasas transversales W-E y por último el grupo de datos comprendidos en el intervalo  $0^{\circ}$  -  $30^{\circ}$  correspondería a diaclasas longitudinales N-S.

**6.4.2 Análisis de lineamientos.** La respectiva orientación de cada lineamiento se obtuvo empleando la misma metodología aplicada en SIG a la orientación del Eje Mayor y se representaron en diagrama de rosas (Figura 80), identificando tres grupos de datos con direcciones preferenciales: la más relevante en el intervalo  $110^{\circ}$ - $120^{\circ}$ , seguido de los intervalos  $60^{\circ}$ - $90^{\circ}$  y  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ .



*Figura 81.* Lineamientos generados a partir de mapas de sombras multidireccionales.

**6.4.3 Análisis de orientaciones de depresiones cerradas (Eje Mayor).** El diagrama de orientación del eje mayor revela tres conjuntos de datos con tendencias preferenciales, la principal está dada en el intervalo 110°-150° seguido por una tendencia 40°-80°, y finalmente un conjunto entre 0°-30° (Figura 80).

**6.4.4 Diaclasas vs Eje Mayor.** Con la finalidad de encontrar relación entre la dirección de alargamiento de las depresiones cerradas y la orientación preferencial de los planos de diaclasas, estos se representan de forma agrupada en el diagrama de rosas, lo que permite determinar controles estructurales en la génesis y evolución de las depresiones cerradas.

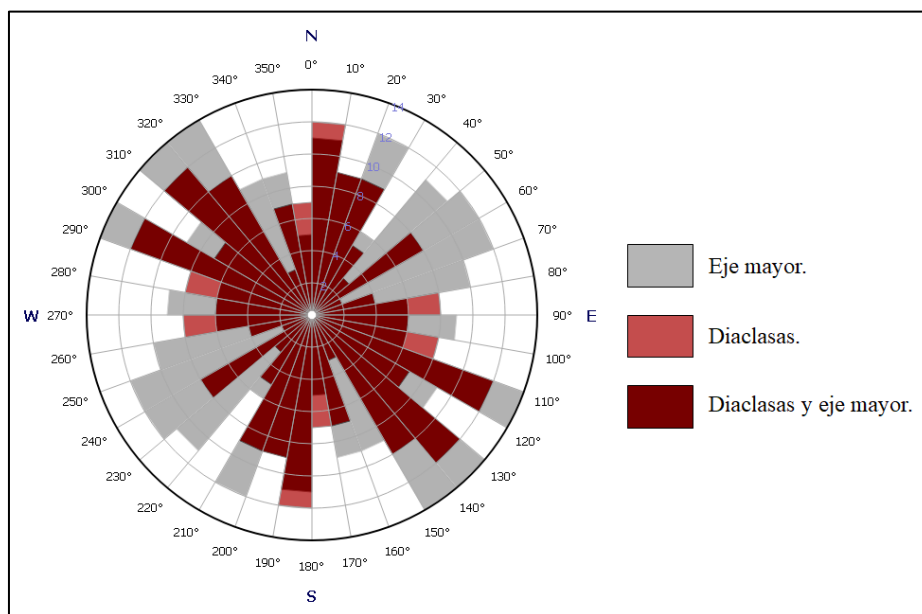


Figura 82. Comparación diagramas rosas, entre planos de diaclasas y orientación del eje mayor.

A partir de la comparación realizada en la Figura 82 se puede observar como la orientación de las depresiones cerradas se ajustan en los conjuntos preferenciales de diaclasas, una similitud de la dirección del eje mayor en el intervalo 0 - 30° correspondería a diaclasas longitudinales mientras

que las direcciones en el rango  $110^{\circ}$  -  $150^{\circ}$  coincide con diaclasas oblicuas; el intervalo  $40^{\circ}$ -  $80^{\circ}$  no coincide con ningún grupo de diaclasas, pero de acuerdo con los valores que toma, se puede inferir que estarían siguiendo la tendencia de otro conjunto de diaclasas oblicuas que no está registrado en los datos de campo.

Los ángulos de orientación del eje mayor se agruparon y se evaluaron en tres sectores para relacionarlos con las estructuras presentes (Figura 83).

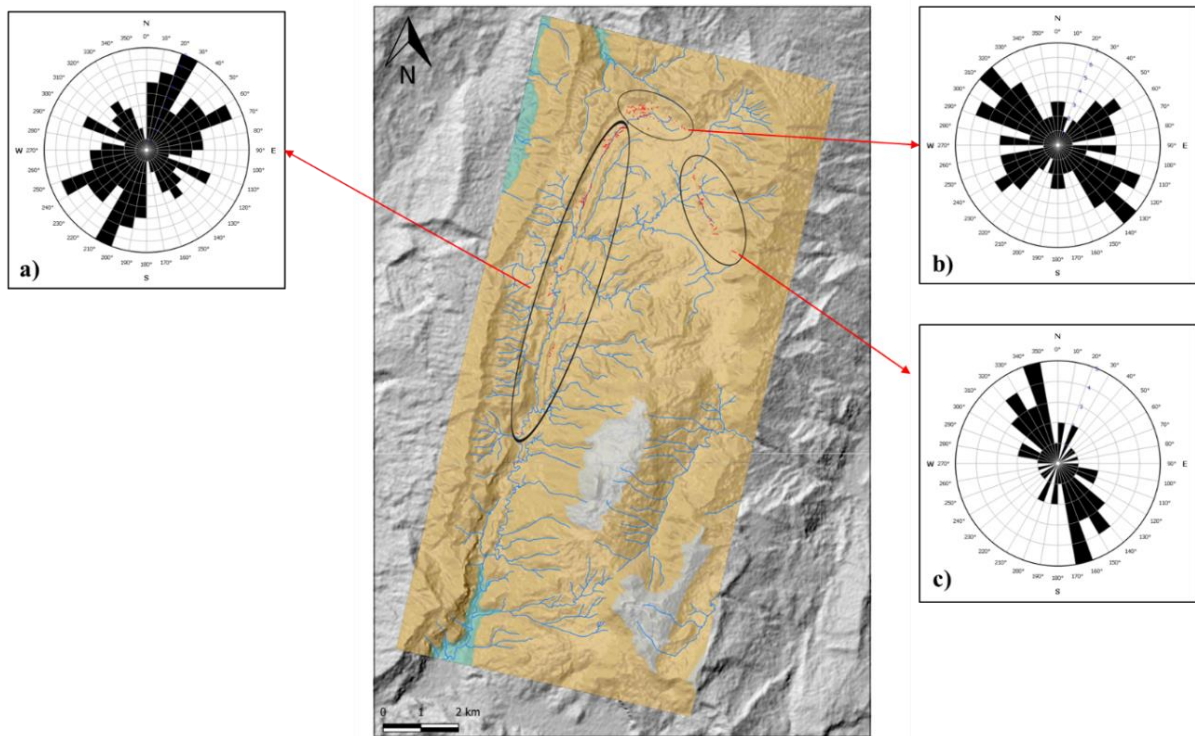


Figura 83. Mapa de distribución de diagrama de rosas orientación de eje mayor. a) Zona Oeste del Anticlinal. b) Falla Amansagatos. c) Zona Este del Anticlinal.

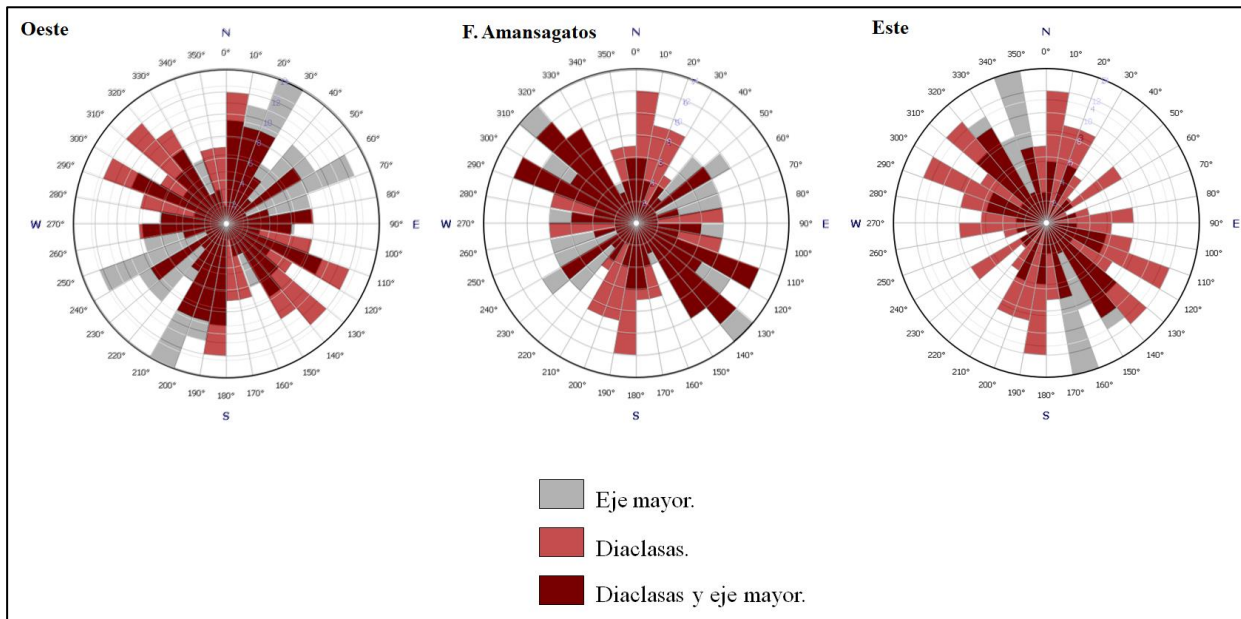


Figura 84. Comparación de la orientación del eje mayor con diaclasas para cada una de las zonas.

Las depresiones cerradas en el **sector Oeste** de la zona de estudio muestran tres conjuntos de datos con tendencias preferenciales, donde la mayoría sigue la dirección SW – NE, dada en el intervalo  $40^\circ - 90^\circ$ , seguida por los rangos  $0^\circ - 30^\circ$  y  $130^\circ - 160^\circ$ . En la Figura 84 es clara la relación con los grupos de diaclasas  $0^\circ - 30^\circ$  y  $120^\circ - 150^\circ$ .

Las orientaciones de las depresiones en **cercanía a la falla Amansagatos** muestran una dirección preferencial en sentido NW - SE en el rango  $110^\circ - 150^\circ$ , ajustándose a diaclasas oblicuas y/o a la dirección de la falla Amansagatos con dirección  $N 55^\circ W$ ; finalmente, las depresiones ubicadas al **Este del anticlinal** muestran una tendencia principal en el intervalo  $130^\circ - 180^\circ$  siguiendo la dirección de diaclasas oblicuas.

### 6.5 Tomografía de resistividades eléctrica (TRE)

La tomografía eléctrica de resistividad se realizó para clarificar el comportamiento del subsuelo y tener una mejor interpretación del comportamiento de las calizas y del posible flujo subterráneo subyacente al depósito de caolín, la interpretación de la sección de modelo inverso se realizó teniendo en cuenta los valores de resistividad para diferentes materiales (Figura 23), la profundidad de investigación y la geología de la zona de estudio.

#### 6.5.1 TRE 1

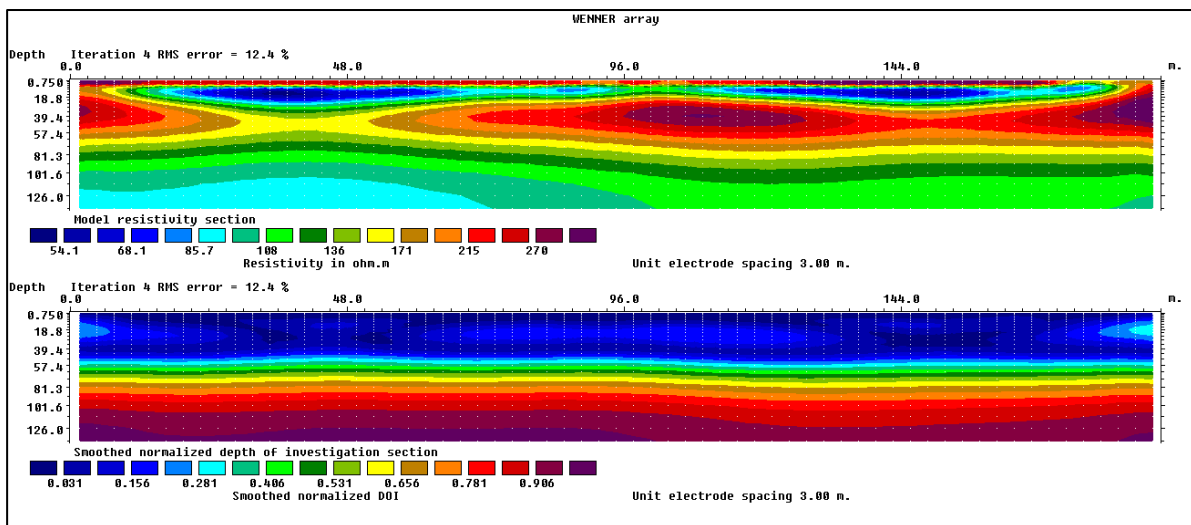


Figura 85. Profundidad de investigación (DOI) determinada para la línea TRE 1.

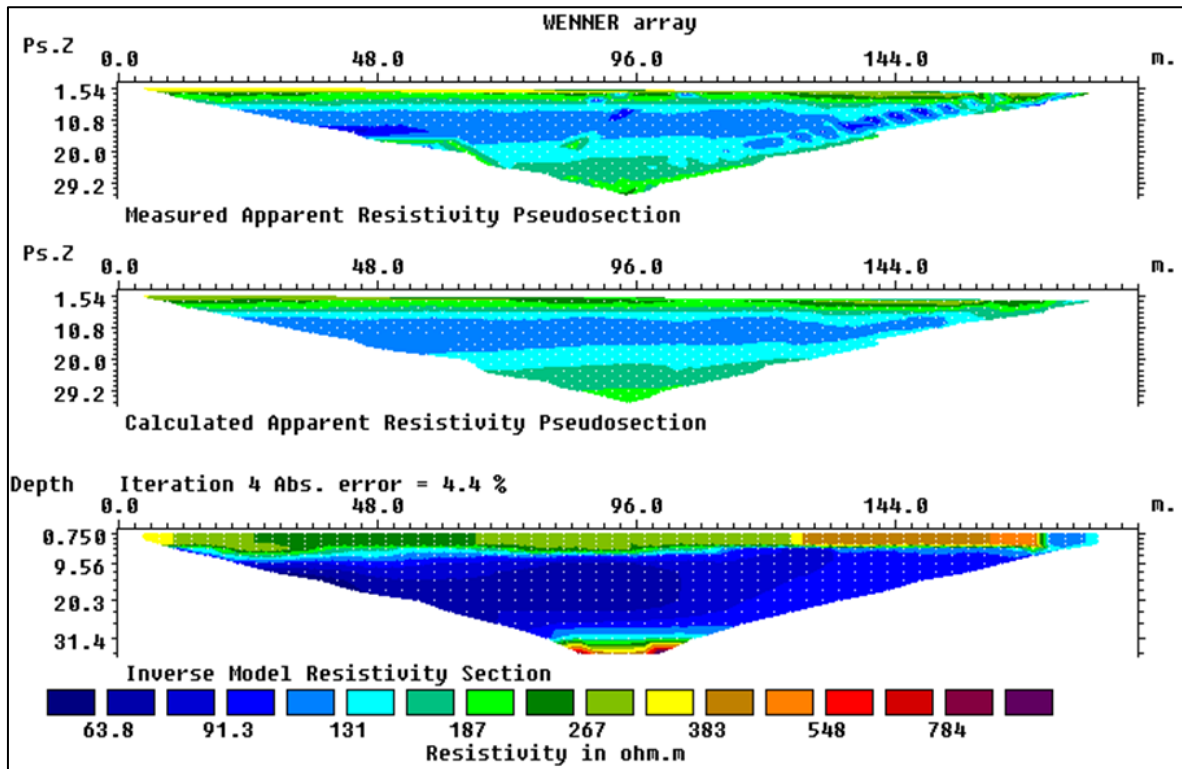


Figura 86. Perfil de resistividades modelo inverso TRE 1.

La adquisición de esta línea se realizó en cercanía al depósito de caolín, el modelo obtenido presenta un error RMS de 4.4%. A partir de la correlación del modelo inverso de resistividad con las observaciones de campo, se definieron tres unidades las cuales se resumen en la Tabla 12; la **unidad I** corresponde a material arcilloso caolinítico con una moderada saturación, se observa un contraste horizontal de resistividades hacia la parte media de la sección, en la que esta pasa de un valor bajo a un valor más alto (**unidad II**), lo cual se interpretó como un cambio en la saturación del material o en la composición mineralógica. Estas dos unidades se pueden asociar al depósito de caolín caracterizado por Jerez H. & Silva A. (2005) en el cual el frente de explotación más cercano a la línea TRE 1 tiene un espesor de 4.2 m aproximadamente; a 5 m de profundidad se definió otra unidad de baja resistividad (**unidad III**), dado posiblemente a una mayor saturación

de agua y relacionada con niveles arcillosos de la Fm. Cumbre; en la interpretación de esta sección no se encontró presencia material calcáreo, ni formas endokársticas relacionadas.

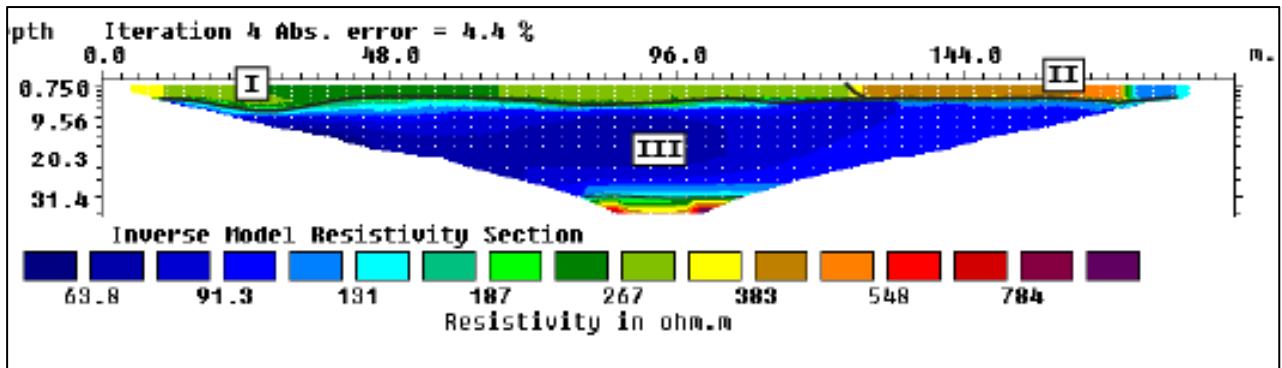


Figura 87. Perfil de resistividad TRE 1 con unidades geoelectricas interpretadas.

Tabla 12.

Unidades geoelectricas determinadas en la linea TRE 1.

| Unidad | Intervalo resistividad (ohm-m) | Profundidad (m) | Espesor (m) | Material                                     |
|--------|--------------------------------|-----------------|-------------|--|
| I      | 267.5 - 320                    | 0 - 5           | 5           | Arcilla caolinítica con moderada saturación. |
| II     | 383 - 548                      | 0 - 5           | 5           | Arcilla caolinítica con baja saturación.     |
| III    | 91.3 - 156.2                   | 5 - 25          | 20          | Arcilla saturada.                            |

### 6.5.2 TRE 2

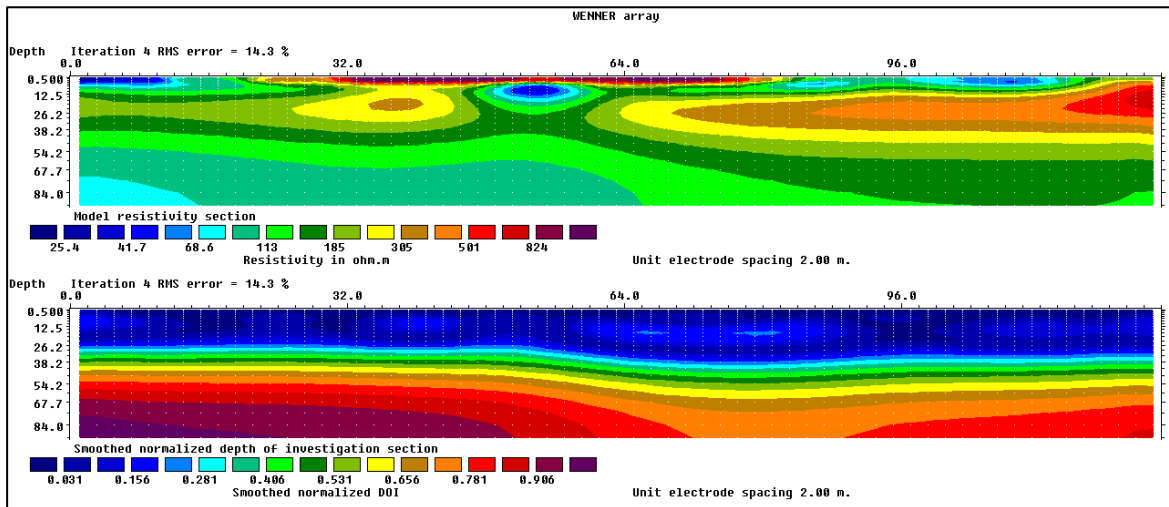


Figura 88. Profundidad de investigación (DOI) determinada para la línea TRE 2

La adquisición de esta línea se realizó a 50 m de un afluente de la quebrada La Santuaria, en la cual se observa caliza y procesos de disolución formando depresiones; el modelo obtenido del proceso de inversión tiene 6,3 % de error RMS.

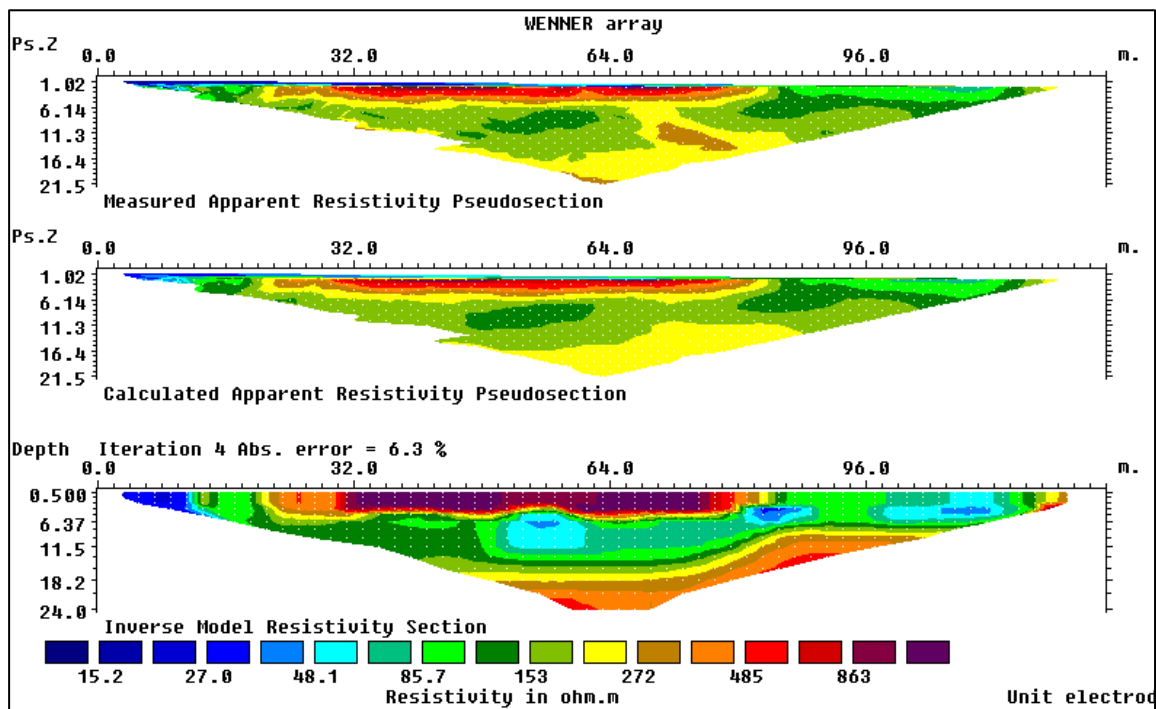


Figura 89. Perfil de resistividades TRE 2.

Se definieron 5 unidades geoelectricas, de la más somera a la más profunda, la **unidad I** presenta valores de resistividades altas, superiores a 1000 ohm- m, correlacionándolo con la litología encontrada se interpretó esta unidad como calizas con bajo fracturamiento; la **unidad II** presenta intervalos de resistividad más bajos que pueden corresponder a calizas semi-fracturadas con baja saturación de agua; la **unidad III** se subdividió en tres zonas ya que éstas presentan el mismo rango de resistividades, pero varían en profundidad, los valores de resistividad van de 36 a 64 ohm-m, lo que indica la presencia de calizas con mayor desarrollo de porosidad secundaria y mayor saturación de agua, lo que podría corresponder a zonas donde hay infiltración o circulación de agua, asociado al sistema kárstico; la **unidad IV**, presenta intervalos de resistividad 114 – 272 ohm-m, lo cual puede indicar presencia de calizas con porosidad secundaria y moderada saturación.

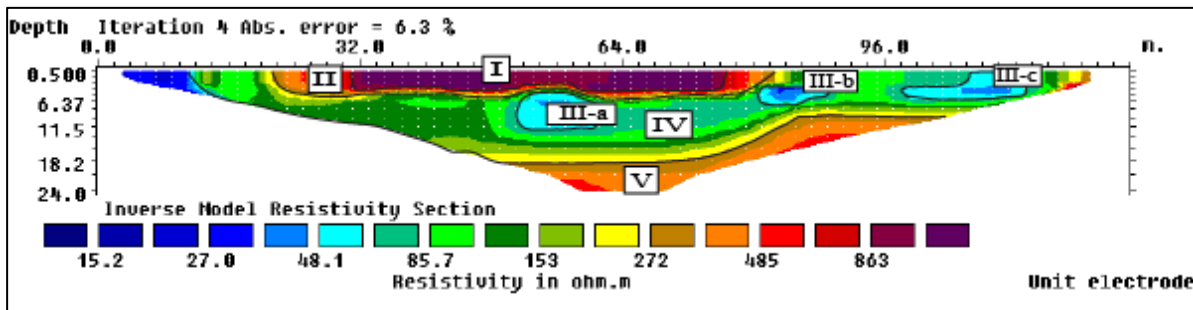


Figura 90. perfil de resistividad TRE 2 con unidades geoelectricas interpretadas.

Tabla 13.

Unidades geoelectricas determinadas en la linea TRE 2

| Unidad | Intervalo resistividad ohm-m | Profundidad (m) | Espesor (m) | Material   |
|--------|------------------------------|-----------------|-------------|--|
| I      | 1152 - 1776                  | 0 - 5           | 5           | Caliza con bajo fracturamiento.                        |
| II     | 363.1 - 863                  | 0 - 6           | 6           | Caliza semi-fracturada con baja saturación.            |
| III    | 36.1 - 64.2                  | 6 - 12          | 6           | Caliza con porosidad secundaria saturada.              |
| IV     | 114.4 - 272                  | 0 - 17          | 0 - 11      | Caliza con porosidad secundaria y moderada saturación. |
| V      | 363.1 - 863                  | 17 - 23         | 6           | Caliza semi-fracturadas con baja saturación.           |

### 6.6 Morfogénesis

A partir de la información obtenida, como la identificación y descripción de litología y estructuras, parámetros morfométricos y la interpretación de perfiles de tomografía de resistividad eléctrica se plantea la siguiente descripción morfogenética

El origen del sistema kárstico se da por la interacción de rocas solubles que hacen parte de la formación Rosablanca, con la disponibilidad de agua dada por la alta tasa de precipitación, además de la porosidad secundaria asociada con sistemas de diaclasas relacionadas a la estructura anticlinal, en la que, según la caracterización geomorfológica, los ambientes predominantes en esta, corresponden al denudacional, estructural y kárstico.

La recarga de agua en el sistema puede estar determinada por dos tipos, *alogénica* y *autógena*. La primera facilitada por la alta densidad de drenajes superficiales que recolecta el agua lluvia desde zonas no calcáreas como la formación Paja y la formación Cumbre; la recarga autógena estaría condicionada a la entrada directa de agua lluvia sobre el área subexpuesta de la formación Rosablanca; el tipo de entrada de agua al sistema estaría facilitado por la presencia de dolinas, úvalas y valles kársticos lo que indica una *recarga puntual* al sistema.

En la zona epikárstica se identificaron depresiones cerradas, valles kársticos y lapiaz, la distribución de las depresiones cerradas se encuentra en su mayoría en la zona norte del flanco Occidental; la menor distribución de dolinas y úvalas en lado Este estaría condicionada por la menor exposición en superficie de la formación Rosablanca las cuales se encuentran cubiertas por material cuaternario, evidenciado en los valles kársticos los que en temporada seca y por la consecutiva disminución del nivel del agua permite observar en perfil el material aluvial que está sobre la roca calcárea donde es visible la presencia de conductos en los que el flujo de agua pasa a ser parte de la red subterránea; sumado a esto, las formas endokársticas encontradas, como la Cueva Barroblanco, también se encuentran afectadas por este depósito, a partir de esta disposición de las geformas kársticas, se puede inferir que en el lado Este del anticlinal el karst estuvo expuesto y fue cubierto parcialmente por material caolínico originado de la erosión de material

de zonas altas en la parte Norte del anticlinal, donde inicia la red de drenajes que hace parte de la quebrada Santuaria.

El índice de alargamiento de las depresiones cerradas permitió establecer que las clases de forma con mayor frecuencia corresponden a formas elípticas y alargadas, de modo que la tendencia a la elongación se encuentra influenciada por el control estructural de la zona, ratificado a partir de la orientación de los ejes mayores, los cuales muestran tres conjuntos de datos con tendencias en los que se pudo establecer una relación principal con las orientaciones de diaclasas oblicuas y longitudinales.

A partir del análisis de distancia media al vecino más próximo se determinó *tendencia al agrupamiento* en la distribución espacial de las depresiones cerradas lo cual permite proponer un desarrollo de depresiones a partir de procesos de disolución, dado que en depresiones formadas a partir de colapso se esperarí un patrón de distribución más aleatorio. Las cuevas encontradas indican que el sistema se encuentra en un estado de desarrollo más avanzado donde la presencia de espeleotemas muestra un proceso de precipitación activo.

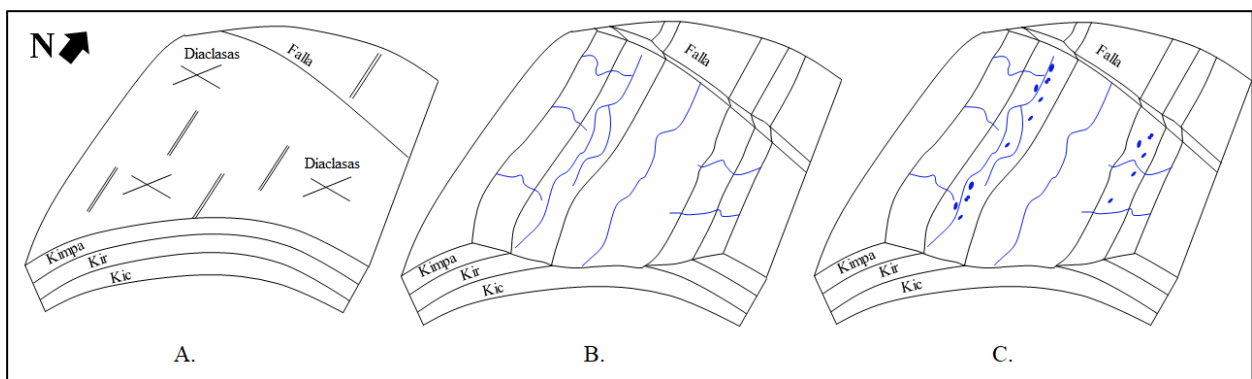


Figura 91. Eventos relacionados al desarrollo del sistema kárstico. A. Plegamiento y fracturamiento B. Erosión y formación de subcuencas C. Procesos de disolución.

Como hipótesis del origen del sistema kárstico, se proponen los siguientes eventos: Esfuerzo compresivo que lleva al plegamiento y consecuente fracturamiento de las rocas de las formaciones Cumbre, Rosablanca y Paja, seguido por el desarrollo de procesos erosivos en la zona central del pliegue que afectó completamente la formación Paja en esta área, y en algunos sectores la formación Rosablanca lo cual permitió que la formación Cumbre quedara expuesta. Las laderas de contrapendiente formadas como consecuencia del proceso erosivo permitieron la escorrentía de agua y así se establecieron varias redes de drenajes superficiales que fluyen hacia las zonas donde se encuentra la roca calcárea expuesta o cubierta parcialmente en superficie, dándose infiltración a través de las fisuras y diaclasas, en la que el proceso de disolución inicio su desarrollo y su avance permitió crear conductos y redes de drenajes subterráneos, estableciéndose así el sistema kárstico.

## **7. Discusión**

De acuerdo con la literatura citada, el material caolinítico comprende niveles de la formación Cumbre; al encontrarse este material en cercanías a cuevas, cubriendo depresiones cerradas y valles kársticos que hace parte de la formación Rosablanca, se plantea la posibilidad de que este material hace parte de depósitos secundarios o transportados de Caolín; Trujillo (1993), describió el origen las arcillas caoliníticas en el sector Macanal y Barroblanco como formadas a partir de la acumulación en las partes bajas, de material producido por la alteración de las lutitas de la Formación Cumbre, las cuales en algunas partes altas se encuentran totalmente meteorizadas, lo que indica su origen a arcillas transportadas.

Kobal et al. (2015) determina la dirección preferencial de las depresiones kársticas mediante la herramienta SIG (recuadro delimitador mínimo orientado), la cual determina la dirección de un polígono irregular mediante un rectángulo que delimita todo el perímetro de la capa, siendo el lado más largo la dirección del eje mayor y el lado más corto del rectángulo la del eje menor. En este trabajo no se implementó debido a la existencia de formas circulares y sub-circulares donde el largo y el ancho del rectángulo es similar, por lo que no se podría diferenciar con claridad el eje mayor y el menor; además el recuadro delimitador no permite determinar el centroide de las depresiones cerradas a partir de la intersección de los ejes, por lo tanto, se decidió aplicar la definición teórica para obtener el eje mayor, empleando varias herramientas en QGIS como se describe en el Apéndice A.

La orientación de las depresiones cerradas presenta una dirección preferencial, teniendo en cuenta los resultados obtenidos para el eje mayor y al compararlos con los datos de diaclasas obtenidos en campo, estas se encuentran siguiendo las tendencias de diaclasas oblicuas en el intervalo  $120^{\circ}$  -  $150^{\circ}$ , y diaclasas longitudinales en el grupo  $0^{\circ}$  -  $30^{\circ}$ . La orientación de los ejes de depresiones en el intervalo  $40^{\circ}$ - $80^{\circ}$  no se ajusta con ninguna dirección preferencial de planos de diaclasas, pero permite deducir que podrían estar siguiendo la dirección de otro set de diaclasas oblicuas en la dirección NE - SW; dada esta situación se permite aclarar la necesidad de obtener más datos en campo dado que podrían existir otras estructuras que no fueron evidenciadas durante el desarrollo de esta investigación y que pudieran aportar al control que se ejerce sobre las orientaciones de las depresiones cerradas.

En el análisis por sectores realizados en la zona Oeste no se pudo discernir si la orientación de las depresiones está influenciada por la falla Amansagatos o por diaclasas oblicuas relacionadas al anticlinal dada la similitud en valores de orientación, además, la distribución de las depresiones

en este flanco se encuentra restringida en la parte Norte, donde podría tener más influencia por la falla, contrario a las depresiones analizadas en la zona Oeste que a pesar de tener mayor concentración en la parte Norte, la distribución de las depresiones se encuentran en una franja que llega más al Sur alejándose de la falla.

La no disponibilidad de modelos de elevación digital de muy alta resolución llevó a determinar el polígono de las depresiones cerradas mediante la inspección y digitalización manual en base al nivel de agua visto en las imágenes satelitales, por lo que la forma real de las depresiones cerradas podría presentar leves variaciones.

## 8. Conclusiones

La litología de la formación Rosablanca en la que se desarrolla la karstificación corresponde a Mudstone y Wackestone con alto contenido de  $\text{CaCO}_3$ . La relación entre el sistema kárstico y el anticlinal de Cerro Negro demuestra que la distribución y orientación de las formas exokársticas (dolinas y úvalas) no es aleatoria, pues responden a factores estructurales específicos relacionados al anticlinal, como el desarrollo de fracturas oblicuas y longitudinales que afectan directamente a la formación Rosablanca y permite el consecuente desarrollo de porosidad secundaria, necesaria para dar inicio al proceso de karstificación.

A partir de los parámetros morfométricos se identificaron 178 depresiones cerradas, en las que el área de estas se encuentra en el rango de 14,9 y 8287 m<sup>2</sup>, sumando en total 118.893 m<sup>2</sup>, lo que corresponde a el área ocupada por el karst superficial. La longitud del eje mayor de las depresiones cerradas se encuentra entre 5,4 y 201,9 m, el perímetro en el rango 14,3 y 571,2 m.; la relación de

alargamiento permitió clasificar las depresiones cerradas en las que predominan las formas elípticas y alargadas, donde la respectiva orientación de la elongación se encuentra relacionada principalmente con la orientación de diaclasas oblicuas en la dirección NW - SE y longitudinales en la dirección NNE – SSW, respecto a la orientación de la estructura anticlinal; además las depresiones ubicadas en cercanía a la falla Amansagatos pueden estar también relacionadas con la orientación de esta estructura. Una segunda clasificación con base a la forma de las depresiones cerradas permitió diferenciar dolinas y úvalas, las cantidades corresponden a 107 y 71 respectivamente.

La distribución espacial de las depresiones kársticas presenta tendencia al agrupamiento; el pitting index muestra un valor de 199,16 lo que indica un bajo desarrollo del karst en superficie, debido a que las depresiones cerradas suman un area mucha más baja con relación al area calcárea; la densidad de depresiones cerradas determinó que existen 7,5 depresiones cerradas por kilómetro cuadrado.

El mapa de calor permitió determinar la distribución de la concentración de depresiones kársticas. En el flanco Oeste se da a lo largo de la estructura, mostrando la mayor concentración en la zona Norte en cercanía a la falla Amansagatos, mientras que la distribución en el flanco Este se encuentra restringida al Norte, pero con menor densidad de depresiones.

A partir de la tomografía de resistividad eléctrica en la línea TRE 2, se identificaron zonas en el subsuelo que presentan valores muy altos de resistividad, estas zonas pueden corresponder a calizas de la formación Rosablanca donde la transición en profundidad a valores de resistividades más bajos que estarían relacionados a roca fracturada con cambios en los niveles de saturación. En la línea TRE 1 no se identificaron litologías ni formas relacionadas al karst, el material interpretado corresponde a un depósito de arcillas caoliníticas que corresponde a los 5 m más

superficiales, los restantes 20 m se interpretaron como arcillas saturadas asociadas a la Formación Cumbre.

Entre los elementos y procesos que describen el desarrollo del sistema kárstico, se destaca la alta pluviosidad, presencia y exposición de roca soluble, desarrollo de estructuras geológicas con la consecuente formación de diaclasas que generaron porosidad secundaria y la posterior infiltración de agua que dio inicio al proceso de disolución superficial el cual sigue una dirección preferencial como se planteó en el caso de las depresiones cerradas donde la dirección de elongación sigue la tendencia de diaclasas oblicuas y longitudinales. De acuerdo con el desarrollo avanzado del endokarst se puede inferir que los procesos de disolución han estado actuando durante largos periodos de tiempo llegando a alcanzar procesos de karstificación más intensos que los evidenciados en superficie.

## **9. Recomendaciones**

Realizar cartografía más detallada utilizando técnicas fotogramétricas que permitan una mayor diferenciación del relieve y así determinar depresiones cerradas mediante técnicas semiautomáticas a partir de modelos de elevación digital; además, realizar una caracterización estructural detallada del anticlinal de Cerro Negro

Obtener el valor de profundidad para las depresiones cerradas, con el fin de determinar la relación de profundidad/ancho, parámetro que permite diferenciar entre dolinas de origen de colapso y de disolución.

Implementar un método estadístico que permita la diferenciación entre dolinas y úvalas sin intervención del usuario utilizando los valores obtenidos de los parámetros morfométricos.

Realizar una caracterización espeleológica de las cuevas encontradas y llevar a cabo un estudio hidrogeológico para determinar posible aprovechamiento de aguas subterráneas; para determinar patrones de dirección de flujo y una mejor comprensión del comportamiento del sistema, se recomienda realizar secciones geoelectricas con distribución sistemática que permita correlacionar orientaciones de las formas endokársticas con los datos estructurales, como orientación de diaclasas, lineamientos y fallas.

**Referencias bibliográficas**

- Afolabi, O., Olorunfemi, M., Olagunju, A., & Afolayan, J. (2005). Resource quantification of a kaolin deposit using the electrical resistivity method – case study from Ikere-Ekiti, southwest, Nigeria. *Ife Journal of Science*, 6(1). <https://doi.org/10.4314/ijss.v6i1.32120>
- Allmendinger, R. W. (2018). *Stereonet* 10.0. 32. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). Structural geology algorithms: Vectors and tensors. In *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Andreu, J., Calaforra, J., Cañaveras, J., Cuezva, S., Durán Valsero, J., Policarp, G., Del-Cura, M. Á., García-Cortés, Á., Gázquez, F., Salvador, O., & Sanchez-Moral, S. (2016). Karst: un concepto muy diverso (Karst: a very diverse concept). In *Revista de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* (Vol. 24).
- ASF Data Search. (n.d.). Retrieved December 16, 2019, from <https://search.asf.alaska.edu/#/?flightDirs=>
- Basso, A., Bruno, E., Parise, M., & Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z>
- Bazalgette, L. (2004). *Relations plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile :Accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les articulations. Possibles implications dynamiques da.*
- Bögli, A. (1980). Karst hydrology and physical speleology. *Karst Hydrology and Physical*

*Speleology.*

- Bondesan, A., Meneghel, M., & Sauro, U. (2012). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*. <https://doi.org/10.5038/1827-806x.21.1.1>
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers and Geosciences*. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>
- Cheng, Q., Tao, M., Chen, X., & Binley, A. (2019). Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil–rock interface in karstic environments. *Environmental Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8440-8>
- Consejo Municipal para la Gestión del Riesgo de Desastres. (2012). *Plan Municipal de Gestión del Riesgo de Desastres*.
- Cooper, M. A. ; Adisson F. T., Alavarez R., Coral M., Graham R. H., Hayward A. B., Howe S., Martinez J., Naar J., Peñas R., Pulham A. J., & T. A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10).
- Das, S., Pardeshi, S. D., Kulkarni, P. P., & Doke, A. (2018). Extraction of lineaments from different azimuth angles using geospatial techniques: a case study of Pravara basin, Maharashtra, India. *Arabian Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3522-6>
- Day, M. (1976). The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth Surface Processes*. <https://doi.org/10.1002/esp.3290010203>
- de Pedraza, J., Carrasco, R., Díez-Herrero, A., Martín Duque, J., Martín Ridaura, A., & ángel Sanz Santos, M. (1996). *Geomorfología : principios, métodos y aplicaciones*.
- Denizman, C. (2003). Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions,

lower Suwanee River basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*.

Dreybrodt, W. (1988). *Processes in karst systems physics, chemistry and geology*.

Edwards, L. S. (1977). Modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*.

<https://doi.org/10.1190/1.1440762>

Eshimiakhe, D., Jimoh, R., Bagudu, L., Hussaini, A., & Ogwuche, M. M. (2018). Mineshaft

Imaging Using 2D Electrical Resistivity Tomography in a Kaolin Mining Site at Kankara in

North Central Nigeria. *J Geol Geophys*, 7(5), 447. [https://doi.org/10.4172/2381-](https://doi.org/10.4172/2381-8719.1000447)

[8719.1000447](https://doi.org/10.4172/2381-8719.1000447)

ESRI. (n.d.). *Cómo funciona Vecino más cercano promedio—ArcGIS Pro | ArcGIS Desktop*.

Retrieved September 3, 2019, from [https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-](https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-statistics/h-how-average-nearest-neighbor-distance-spatial-st.htm)

[statistics/h-how-average-nearest-neighbor-distance-spatial-st.htm](https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-statistics/h-how-average-nearest-neighbor-distance-spatial-st.htm)

Fernandez, E., Herrero, N., Lario, J., Ortiz, I., Peiro-Pastor, R., & Rossi, C. (1995). *Introducción*

*a la geología kárstica*.

Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (John Wiley & Sons

Ltd (Ed.)).

Fossen, H. (2010). *Structural geology*.

García, C. A., Silva, A., & Jerez, E. (2006). Geología y mineralogía de los caolines de la vereda

Barroblanco, Oiba (Santander): caracterización con fines industriales. *Boletín de Geología*

*Vol 28 N° 2*.

GeoSci Developers. (n.d.). *Typical Values for Rocks — Electromagnetic Geophysics*. Retrieved

November 23, 2019, from

[https://em.geosci.xyz/content/physical\\_properties/electrical\\_conductivity/electrical\\_conduc](https://em.geosci.xyz/content/physical_properties/electrical_conductivity/electrical_conductivity_values.html)  
[tivity\\_values.html](https://em.geosci.xyz/content/physical_properties/electrical_conductivity/electrical_conductivity_values.html)

- Gilli, É., & Fandel, C. (2015). Karstology: Karsts, caves and springs: Elements of fundamental and applied karstology. In *Karstology: Karsts, Caves and Springs: Elements of Fundamental and Applied Karstology*. <https://doi.org/10.1201/b18380>
- Ginés, A. (2009). Karrenfield landscapes and karren landforms. In *Karst rock Features Karren sculpturing* (p. 13).
- Ginés, Á. (1990). Utilización de las morfologías de lapiaz como geoindicadores ecológicos en la serra de Tramuntana (Mallorca). *Endins: Publicació d'espeleologia*, 16.
- Gracia Prieto, F. J. (1991). Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas. *Cuaternario y Geomorfología*.
- Grimes, K. (1999). *The Water Below: An introduction to karst hydrology and the hydrological setting of the Australian karsts*. <https://doi.org/10.13140/2.1.3630.0168>
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*.
- Jerez H., E. K., & Silva A., A. (2005). *Aspectos geológicos y mineralógicos de los caolines de Oiba(Santander): Caracterización con fines industriales*. Universidad Industrial de Santander.
- Kobal, M., Bertoneclj, I., Pirotti, F., Dakskobler, I., & Kutnar, L. (2015). using lidar data to analyse sinkhole characteristics relevant for understory vegetation under forest cover-case study of a high karts area in the Dinaric Mountains. *PLoS ONE*, 10(3).
- Lisle, R. J., & Leyshon, P. R. (2004). Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers. In *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139171366>
- Llopis Llado, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología karstica (Introducción a la geoespeología)*.

- Loke, D. M. (1999). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. Cangkat Minden Lorong.*
- Loke, M. . (2019). *RES2DINVx64 ver. 4.09 Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method.*
- Martínez, P. (2006). *Aplicación de diferentes técnicas no destructivas de prospección geofísica a problemas relacionados con contaminación ambiental producidas por diferentes actividades antrópicas en la Región de Murcia* [Pedro Martínez Pagán].  
<https://doi.org/10.31428/10317/975>
- Mendoza, H. (1985). *La formación Cumbre - Modelo de transición marina rítmica, de comienzos del Cretácico.*
- Mendoza, J., Moreno, J. M., & Rodriguez, G. (2009). Sistema Cárstico de la Formación Rosablanca Cretácico inferior, en la provincia santandereana de Vélez, Colombia Rosablanca Formation Karstic Systems lower Cretaceous in Vélez Santander Province, Colombia. *Geología Colombiana.*
- Ogundana, A. . . , Olutomilola, O. O., Okunade, A., & Aladesanmi, A. . (2015). Geophysical Evaluation of Lateral Continuity of some part of Ikere Kaolin Deposit, Southwestern Nigeria. *The International Journal Of Engineering And Science (IJES)*, 4(11), 71–79.  
[www.theijes.com](http://www.theijes.com)
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*. <https://doi.org/10.1190/1.1444545>
- Palacky, G. J. (1988). 3. Resistivity Characteristics of Geologic Targets. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch3>
- Pettijohn, F. J. (1980). *Rocas sedimentarias* (4ED ed.).

- Portilla, M. (1989). *Exploración geológica y calculo de reservas probables de arcilla y yeso, con fines industriales en la provincia de Guanenta*. Universidad Industrial de Santander.
- Pulido, O. (1979). *Geología de las planchas 135 (San Gil) y 151 (Charalá) cuadrángulo I-12*.
- Radulović, M. M. (2013). A new view on karst genesis. *Carbonates and Evaporites*.  
<https://doi.org/10.1007/s13146-012-0125-2>
- Ragan, D. M. (2009). *Structural geology, an introduction to geometrical techniques*.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C., & Miller, J. R. (2011). *Process Geomorphology* (5ED ed.).
- Rodrigues, M. L. (2012). Classificação e tipologia dos lapiás: Contributo para uma terminologia das formas cársticas. *Finisterra*.
- Servicio Geológico Colombiano. (2012). *Propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos analíticos aplicados a la zonificación de amenaza por movimientos en masa. Escala 1:100.000*. [s.n.].
- Sharma, V. K. (2010a). *Introduction to process geomorphology*.
- Sharma, V. K. (2010b). Process Geomorphology. In *Introduction to Process Geomorphology*.  
<https://doi.org/10.1201/b15108-2>
- Shendi, E.-A. H. (2008). *ELECTRICAL PROSPECTING METHODS*.
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). Applied hydrogeology of fractured rocks: Second edition. In *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks: Second Edition*. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>
- Stevanovic, Z. (2015). *Karst Aquifers—Characterization and Engineering*.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-12850-4>
- Trujillo, C. (1993). *Informe sobre el Caolín en el municipio de Oiba - Santander*.
- Tucker, M., & Wright, V. (1990). Carbonate sedimentology. In *Science*.

<https://doi.org/10.1002/9781444314175>

Verbovšek, T., & Gabor, L. (2019). Morphometric properties of dolines in Matarsko podolje, SW

Slovenia. *Environmental Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8398-6>

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., & Restrepo, H. (1973). Geologia de los cuadrangulos H-12

Bucaramanga y H-13 Pamplona Departamento de Santander. *Boletin de Geologia*, 21.

Zhdanov, M. S. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*.

[https://doi.org/10.1016/s0076-6895\(09\)70001-0](https://doi.org/10.1016/s0076-6895(09)70001-0)